

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

ISABELA FORTES DE AZEVEDO

EMPREGO DE MODELAGEM COMPUTACIONAL
NA SIMULAÇÃO DE PROCESSOS MORFO-SEDIMENTARES –
O CASO DO EMBAIAMENTO RIO DAS OSTRAS – CABO BÚZIOS

Rio de Janeiro
2008

ISABELA FORTES DE AZEVEDO

EMPREGO DE MODELAGEM COMPUTACIONAL
NA SIMULAÇÃO DE PROCESSOS MORFO-SEDIMENTARES –
O CASO DO EMBAIAMENTO RIO DAS OSTRAS – CABO BÚZIOS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO SUBMETIDA
AO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
GEOGRAFIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO DE JANEIRO COMO REQUISITO
PARCIAL À OBTENÇÃO DO GRAU DE
MESTRE EM CIÊNCIAS (M.Sc.)

ORIENTADOR: **DIETER MUEHE (Dr. rer. nat.)**

CO-ORIENTADORA: **JOSEFA VARELA GUERRA (PhD)**

Rio de Janeiro

2008

ISABELA FORTES DE AZEVEDO

EMPREGO DE MODELAGEM COMPUTACIONAL
NA SIMULAÇÃO DE PROCESSOS MORFO-SEDIMENTARES –
O CASO DO EMBAIAMENTO RIO DAS OSTRAS – CABO BÚZIOS

Rio de Janeiro, 29 de Maio de 2008.

Aprovada por:

Dieter Carl Ernst Heino Muehe (Dr. rer. nat.) - Orientador

Carla Bernadete Madureira Cruz (DSc)

Josefa Varela Guerra (PhD)

Paulo Cesar Colonna Rosman (PhD)

Azevedo, Isabela Fortes

Emprego de Modelagem Computacional na Simulação de Processos Morfo-Sedimentares – O Caso do Embaiamento Rio das Ostras – Cabo Búzios/ Isabela Fortes de Azevedo. Rio de Janeiro: PPGG/UFRJ, 2008.

xiv, 127p. il.

Dissertação – Universidade Federal do Rio de Janeiro, PPGG

1. Modelagem computacional. 2. Transporte de sedimentos. 3. Refração de ondas. 4. Tese (Mestrado – PPGG/UFRJ). I. Título

Se as coisas são tão inatingíveis... ora!
Não é motivo para não querê-las...
Que tristes os caminhos, se não fora
A mágica presença das estrelas!
(Mário Quintana)

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar aos meus pais, que estão sempre ao meu lado, que me fornecem todo o suporte que eu necessito e são minha inspiração. Às minhas irmãs, melhores amigas, que serão sempre meus modelos de sucesso e minhas maiores conselheiras.

Às minhas amigas, que são como irmãs, Michelle, Alice, Antonella e Elisa, que estão sempre ao meu lado sempre me incentivando a ir adiante. Aos meus amigos de laboratório Flavinha e Fábio, por toda a ajuda, disponibilidade, conselhos e assistências nos momentos difíceis desta dissertação.

Ao meu orientador Dieter Muehe, por ser para mim um exemplo de cientista, assim como uma inspiração. Por seus ensinamentos, conselhos e por me levar ao campo, meu muito obrigada!

À querida sempre-orientadora e amiga Josefa, a quem eu não tenho como agradecer o suficiente. Por todo o auxílio, toda disposição em ajudar, por todas as idéias, todos os ensinamentos, por ser um exemplo de profissional e cientista, em quem eu me espelho e espero que esteja sempre ao meu lado.

Aos professores Paulo Cesar Rosman e Eduardo Siegle, pela ajuda com os modelos utilizados, pela disponibilidade, pelos ensinamentos, por me cederem suas salas e seu tempo para minhas infinitas perguntas.

À Valéria Oliveira meu agradecimento especial por ter me ensinado tanto, por ter ficado ao meu lado mesmo com mil coisas pra fazer, pela paciência, pela assistência, pela disponibilidade, por me ajudar com todas as minhas dúvidas, inclusive aos sábados, domingos e feriados. Devo muito a você, obrigada!

À Rosuita, por ficar uma tarde inteira ouvindo minhas intermináveis explicações sobre os resultados. À Mariana e ao Comandante Maurício da DHN pela pronta ajuda na digitalização e conversão das folhas de bordo. Ao pessoal da DHI pelo suporte técnico. Ao Nivaldo Junior por ter me cedido 1 milhão de folgas, permitindo que este trabalho fosse concluído.

And last, but not least, gostaria de agradecer ao meu amor, meu príncipe encantado, Felipe Augusto, por me incentivar, me aconselhar, me acalmar, me amar, me presentear com os momentos mais felizes, agradeço muito por você estar aqui, sempre ao meu lado.

RESUMO

AZEVEDO, Isabela Fortes de. **Emprego de modelagem computacional na simulação de processos morfo-sedimentares – o caso do embaiamento Rio das Ostras – Cabo Búzios**. Rio de Janeiro, 2008. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008

A crescente pressão do desenvolvimento desordenado do Homem sobre os ambientes costeiros acelera alguns processos morfodinâmicos naturais dentre os quais se destaca a erosão. Ondas e correntes que incidem sobre a costa produzem naturalmente modificações no ambiente que, por sua vez, busca sempre um equilíbrio dinâmico. No entanto, a atividade antrópica sobre a zona costeira rompe este equilíbrio natural, causando impactos negativos sobre o sistema. Com a finalidade de proteger o Homem e suas propriedades, são erguidas obras de Engenharia que acabam, muitas vezes, criando um desequilíbrio ainda maior, principalmente sobre o balanço sedimentar de determinada região. No litoral do estado do Rio de Janeiro, mais precisamente no embaiamento que se estende entre o município de Rio das Ostras e o cabo Búzios, observa-se uma forte tendência erosiva a partir da desembocadura do rio São João em direção ao norte. Os resultados da modelagem computacional de refração e difração das ondas, e de dispersão sedimentar, demonstram que a seção norte do embaiamento é suscetível ao ataque frontal de ondas de sudeste e sul, o qual pode ser associado a mudanças morfológicas significativas na praia e antepraia adjacente. Os resultados sugerem que o padrão de distribuição dos depósitos de sedimentos finos na antepraia e plataforma continental interna é conseqüência do aporte de sedimentos fluviais oriundos do rio São João e de uma fonte externa ao embaiamento. Destaca-se que, ao mesmo tempo em que a tendência de transporte preferencial dos sedimentos finos de origem fluvial está associada às condições de bom tempo, com predomínio de ventos e ondas de nordeste, as ondas oriundas de sul e sudeste impedem a deposição dos sedimentos finos, com a exposição das areias reliquias depositadas em períodos de regressão marinha.

Palavras-chave: Modelagem computacional, refração de ondas, transporte de sedimentos.

ABSTRACT

AZEVEDO, Isabela Fortes de. **Emprego de modelagem computacional na simulação de processos morfo-sedimentares – o caso do embaiamento Rio das Ostras – Cabo Búzios**. Rio de Janeiro, 2008. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008

Increasing human pressure on coastal environments has led to an acceleration of natural morphodynamic processes, particularly those associated with erosion. In an attempt to adjust to continuously changing hydrodynamic conditions, the shoreline undergoes frequent morphological changes that are a response to time-varying levels of wave and current energy, establishing a state of dynamic equilibrium. However, anthropogenic activities in the coastal zone tend to disrupt this natural equilibrium, with negative impacts on the natural system. Aiming at protecting both, human lives and property, mitigative Engineering works end up, most of the time, creating an even bigger instability, mostly on the local sediment balance. Strong erosive events have been well documented along a few sectors of the Rio de Janeiro coast, particularly in the area located between the city of Rio das Ostras and cape Búzios; this trend is more conspicuous northward from the São João river mouth. Results from computational modeling of wave refraction and diffraction make it clear that the northern part of this coastal sector is highly susceptible to waves approaching from south and southeast, which are associated with significant morphological changes on the beach and nearshore region. Furthermore, the results also suggest that the patterns of fine sediment distribution on the nearshore and inner shelf areas are due to deposition of fluvial sediments delivered by, respectively, the São João river and an additional source located outside the study area. Transport of terrigenous, fine sediment seems to be associated with fair weather conditions during which northeasterly winds and waves prevail. On the other hand, waves coming from the south and southeast are responsible for preventing the deposition of fine sediment; therefore, relict sand, deposited during periods of marine regression, remain exposed on the seafloor.

Keywords: Computational modeling, water-wave refraction, sediment transport.

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1: Área de estudo	7
Figura 3.2: Distribuição da média granulométrica dos sedimentos (em ϕ) na plataforma continental interna entre o cabo Búzios e Rio das Ostras.	10
Figura 3.3: Distribuição da moda e da mediana dos sedimentos na região da antepraia do arco Rio das Ostras – cabo Búzios..	11
Figura 3.4: Sistema de correntes que compõem o giro subtropical anti-ciclônico do Atlântico Sul.	14
Figura 4.1: Perfil vertical de duas ondas idealizadas sucessivas	18
Figura 4.2: Esquema dos tipos de ondas de superfície.....	19
Figura 4.3 : Esquema da diferença entre as partículas de um escoamento irrotacional e de um escoamento rotacional.	20
Figura 4.4: Esquema da perturbação das partículas de água com a aproximação da onda	21
Figura 4.5: Diferenças na amplitude do espectro de energia entre as vagas, os marulhos e as ondas em águas rasas.....	22
Figura 4.6: Esquema da refração ocorrendo sobre contornos batimétricos paralelos à costa.....	25
Figura 4.7: Vista em planta, dos raios de ondas e a distância s entre eles.....	27
Figura 4.8: Representação esquemática da refração sobre as ondas de gravidade.....	28
Figura 4.9: Representação esquemática do processo de difração das ondas.	29
Figura 4.10: Curvas de distribuição de freqüência dos tamanhos do grão.....	34
Figura 4.11: Terminologia e domínios da praia e zona submarina adjacente	35
Figura 4.12: Esquema de uma célula de circulação, com suas correntes de retorno e correntes longitudinais.	36
Figura 4.13: A soma de uma célula de circulação com uma corrente longitudinal gerada pelo ataque oblíquo das ondas, resultando no padrão de correntes observado na antepraia.....	38
Figura 4.14: Representação espacial dos componentes da tensão de radiação.	40
Figura 5.1: O <i>grid</i> computacional do modelo Mike 21 – NSW	50
Figura 5.2: O procedimento de marcha (marching procedure).....	51

Figura 5.3: Sistema de coordenadas do sistema de modelagem (3D e 2DH).....	59
Figura 6.1: <i>Grid</i> regional.....	68
Figura 6.2: <i>Grid</i> local, no qual os dois cenários de ondas de nordeste foram simulados.	69
Figura 6.3: <i>Grid</i> local, no qual os dois cenários de ondas de sudeste foram simulados.	69
Figura 6.4: Distribuição da altura de ondas. Ondas oriundas da direção nordeste (azimute = 52°), sob condições médias de altura (H) e período (T).	71
Figura 6.5: Distribuição da altura de ondas. Ondas oriundas da direção nordeste (azimute = 56°), sob condições extremas de altura (H) e período (T).	73
Figura 6.6: Distribuição da altura de ondas. Ondas oriundas da direção sudeste (azimute = 136°), sob condições médias de altura (H) e período (T).	75
Figura 6.7: Distribuição da altura de ondas. Ondas oriundas da direção sudeste (azimute = 136°), sob condições extremas de altura (H) e período (T).	76
Figura 6.8: Distribuição da altura de ondas. Ondas oriundas da direção nordeste (azimute = 60°), sob condições médias de altura (H) e período (T).	80
Figura 6.9: Distribuição da altura de ondas. Ondas oriundas da direção nordeste (azimute = 60°), sob condições extremas de altura (H) e período (T).	80
Figura 6.10: Distribuição da altura de ondas. Ondas oriundas da direção sudeste (azimute = 135°), sob condições médias de altura (H) e período (T).	82
Figura 6.11: Distribuição da altura de ondas. Ondas oriundas da direção sudeste (azimute = 135°), sob condições extremas de altura (H) e período (T).	83
Figura 6.12: Distribuição da altura de ondas. Ondas oriundas da direção sul (azimute = 160°), sob as mesmas condições de altura (H) e período (T) da ressaca ocorrida em maio de 2001.....	85
Figura 6.13: Distribuição da altura de ondas. Ondas oriundas da direção sul-sudoeste (azimute = 205°), sob as mesmas condições de altura (H) e período (T) as ressaca ocorrida em maio de 2001.	86
Figura 6.14: Evolução temporal do campo de velocidades das correntes para a condição de bom tempo.....	89
Figura 6.15: Evolução temporal do transporte de sedimentos finos para a condição de bom tempo	90

Figura 6.16: Evolução temporal da entrada de sedimentos finos oriundos de duas fontes distintas para a condição de bom tempo	92
Figura 6.17: Evolução temporal do transporte de sedimentos grossos para a condição de bom tempo	94
Figura 6.18: Evolução temporal do campo de velocidades das correntes para a condição de mau tempo.	97
Figura 6.19: Evolução temporal do transporte de sedimentos finos para a condição de mau tempo.	98
Figura 6.20: Evolução temporal da entrada de sedimentos finos oriundos de duas fontes distintas para a condição de mau tempo.	100
Figura 6.21: Evolução temporal do transporte de sedimentos grossos para a condição de mau tempo	102
Figura 7.1: Fotografia da praia das Tartarugas, Rio das Ostras, feita em agosto de 2001, mostrando a recuperação da praia.....	106
Figura 7.2: Fotografia da praia das Tartarugas, Rio das Ostras, feita em 2004, mostrando o desaparecimento da praia e a tendência à subsidência do muro.....	106
Figura 7.3: Fotografias da Praia do Abricó, Rio das Ostras, feitas em abril de 2008.	107
Figura 7.4: Fotografias da Praia das Tartarugas, Rio das Ostras	108
Figura 7.5: Resultados da simulação de ondas médias de nordeste no MIKE 21-NSW: com a escala de cores linear, presumida pelo modelo e após a transformação para uma distribuição gaussiana dos valores.....	109

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Classes de tamanho estabelecidas por Wentworth (1922)	31
Tabela 2: Classificação das amostras pelo desvio padrão (Folk, 1968).....	32
Tabela 3: Classificação de amostras pela assimetria (Folk, 1968).....	33
Tabela 4: Características das ondas utilizadas	44
Tabela 5: Características das ondas de entrada dos <i>grids</i> locais	68

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	5
2.1. OBJETIVO GERAL	5
2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	5
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	6
3.1. GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA	8
3.2. CLIMA	12
3.3. OCEANOGRAFIA	13
3.3.1. Circulação Superficial	13
3.3.2. Marés	14
3.3.3. Ondas	15
4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	17
4.1. ONDAS	17
4.1.1. Formulações da Teoria de Airy	23
4.1.2. Formulações da Teoria de Ondas Solitárias	24
4.2. REFRAÇÃO DAS ONDAS	25
4.3. DIFRAÇÃO DAS ONDAS	29
4.4. PARÂMETROS GRANULOMÉTRICOS	29
4.5. TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NA ANTEPRAIA E PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA	34
5. MATERIAL E MÉTODOS	42
5.1. MATERIAL	42
5.2. MÉTODOS	44
5.2.1. MIKE 21 – Nearshore Spectral Wind-Wave	45
5.2.2. SISBAHIA	52
5.2.2.1. O Modelo de Propagação de Ondas	53
5.2.2.2. O Modelo de Transporte Lagrangeano	58
6. RESULTADOS	66
6.1. REFRAÇÃO	66
6.1.1. MIKE 21 – NSW	66
6.1.1.1. Ondas de Nordeste	70

6.1.1.2.	Ondas de Sudeste	74
6.1.2.	Modelo de Propagação de Onda - SISBAHIA	77
6.1.2.1.	Ondas de Nordeste.....	78
6.1.2.2.	Ondas de Sudeste	81
6.1.2.3.	Ondas de Sul	84
6.1.2.4.	Ondas de Sudoeste	85
6.2.	TRANSPORTE DE SEDIMENTOS.....	87
6.2.1.	Condição de Bom Tempo.....	88
6.2.1.1.	Transporte de Sedimentos Finos.....	88
6.2.1.2.	Transporte de Sedimentos Grossos	93
6.2.2.	Condição de Mau Tempo.....	95
6.2.2.1.	Transporte de Sedimentos Finos.....	95
6.2.2.2.	Transporte de Sedimentos Grossos	100
7.	DISCUSSÃO.....	103
8.	CONCLUSÕES.....	118
9.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	121

1. INTRODUÇÃO

As linhas de costa ao redor do mundo têm sido modificadas pelo Homem há muitos séculos. A alteração direta das costas expostas à ação das ondas numa escala massiva, porém, é um fenômeno relativamente recente (Walker, 1984). Nas últimas quatro ou cinco décadas observa-se o aumento da pressão do desenvolvimento antrópico sobre as regiões costeiras (Nordstrom, 1994; Muehe, 1998a).

De acordo com Komar (1998) a praia é a região que se estende da linha média da baixamar até as falésias, os campos de dunas, ou a zona onde a vegetação é permanente, já o litoral se estende pela praia até a profundidade onde a mobilidade do sedimento devido à ação das ondas superficiais é nula (profundidade de fechamento do perfil). A costa, por sua vez, abrange todo o litoral, abrangendo ainda feições como falésias, terraços marinhos e campos de dunas, caso existam.

Neste estreito corredor adjacente ao oceano é possível observar a magnitude do impacto causado pelo desenvolvimento humano. Segundo Komar (1998), dois terços da população mundial vivem numa estreita faixa junto à costa. Já segundo Woodroffe (2002), cerca de 50% da população global, aproximadamente 3 bilhões de pessoas, vivem numa faixa de até 60km da linha de costa. No Brasil, apenas 20% da população, cerca de 30 milhões de pessoas, vive em municípios costeiros, ou seja, a uma distância, em geral, não superior a 20 km do mar (Muehe, 2003). Porém, as maiores concentrações ocorrem nas vizinhanças das grandes capitais, onde a degradação ambiental passa a ser um problema evidente (Muehe, 1998a, 2003).

As praias possuem grande poder atrativo e são normalmente utilizadas com diversas finalidades, principalmente, para fins de lazer. As praias com maior poder de atração chegam a atrair milhares de visitantes por ano, sendo de grande importância econômica para as comunidades ali estabelecidas (Komar, 1998), que a utilizam para fins comerciais. Além destes a praia possui outros usos comerciais, como é o caso da mineração, que pode causar impactos, por vezes, irreparáveis a estes ambientes.

O aumento dos usos dos ambientes costeiros gera um aumento dos conflitos entre os diversos atores e a possível sobreposição de suas atividades. A isto se soma a ocupação desordenada do espaço costeiro e as conseqüentes interferências

do Homem na variabilidade natural da praia, visando a proteção de suas propriedades, numa batalha constante contra a Natureza. Além disso, problemas como a poluição, causada tanto pelos despejos de esgoto das comunidades costeiras, como pelos despejos industriais, entre outras questões, compõem o cenário complexo da influência atual do Homem sobre estes ambientes.

Neste contexto, observa-se o aumento da preocupação da sociedade em tentar retardar ou remediar as conseqüências da atividade antrópica sobre estes ambientes tão sensíveis e dinâmicos, para que os prejuízos econômicos decorrentes desta interferência sejam minimizados. E é a luz desta realidade, que os estudos em geomorfologia costeira passaram a ser mais numerosos nas últimas décadas, numa tentativa de se melhor compreender a costa, sua evolução, morfodinâmica e os processos que ali atuam, de forma a encontrar respostas que possam ser utilizadas para um melhor planejamento e gerenciamento da zona costeira.

Os estudos em geomorfologia costeira lidam com a evolução das feições costeiras (como falésias, costas rochosas, praias, dunas, etc), com os processos atuais que governam esta evolução e com as mudanças morfológicas associadas (Bird, 2000). Entende-se por evolução costeira o produto dos processos morfodinâmicos que ocorrem em resposta às mudanças nas condições ambientais (Cowell & Thom, 1994). Ou seja, a evolução costeira é um processo natural, dependente da ação de agentes variáveis ao longo do tempo e do espaço, que pode ser acelerado devido à ação do Homem.

Por sua vez, a morfodinâmica costeira, de acordo com Wright & Thom (1977), é o 'ajuste mútuo entre topografia e dinâmica dos fluidos envolvendo o transporte de sedimentos'. E os processos costeiros são aqueles que fornecem a energia que esculpe e modifica a linha de costa através da erosão, do transporte e da acumulação de sedimentos, como por exemplo, as ondas, os ventos e as correntes (Bird, 2000).

Para se realizar um estudo acerca da caracterização da dinâmica sedimentar de uma determinada região é necessário, antes de tudo, compreender os processos costeiros responsáveis por esta dinâmica, assim como suas variações no tempo e no espaço. De acordo com King (1975), a conseqüência mais importante destes processos para a dinâmica costeira é o movimento dos sedimentos transversal e longitudinalmente na antepraia e face de praia ao longo de todo o arco praiial, sendo

o último de maior relevância na acumulação e perda de sedimentos. As ondas que incidem obliquamente sobre a costa geram correntes cujas velocidades caem rapidamente a zero para fora da zona de arrebentação. Este transporte residual de areia, ou outro material característico da praia, paralelo ao litoral e restrito às zonas de arrebentação e de surfe é conhecido como deriva litorânea.

Estas correntes longitudinais não são geradas apenas pelo ataque oblíquo das ondas à costa e pela variação espacial da energia das ondas incidentes, como veremos no decorrer do trabalho. Os ventos que incidem sobre a costa também são responsáveis pela geração destas correntes, não estando, desta forma, o transporte longitudinal de sedimentos restrito à antepraia superior (zonas de arrebentação e surfe) e, ao contrário, estende-se por toda a antepraia até os limites da plataforma continental interna.

O presente trabalho visa caracterizar a distribuição de energia das ondas e a dinâmica sedimentar na antepraia e plataforma continental interna ao longo do embaçamento Rio das Ostras – cabo Búzios, localizado no litoral nordeste do estado do Rio de Janeiro. Nos sedimentos da região é possível observar a forte influência dos rios das Ostras, Una e São João, sendo este último o maior responsável pelo aporte de sedimentos finos para a área (Fernandez & Muehe, 1998; Fernandez, 1998). A antepraia e plataforma apresentam um padrão de deposição em faixas intercaladas de sedimentos grossos e finos, que expressa o grau de complexidade de sua dinâmica sedimentar. Estas análises serão desenvolvidas através de modelos computacionais amplamente utilizados nos estudos hidrodinâmicos e geomorfológicos.

A Humanidade, diante da complexidade do mundo que nos cerca, concentra seus esforços intelectuais na tarefa de reduzir este arranjo caótico do mundo real em uma imagem mais simples, mais fácil de ser compreendida (Haggett & Chorley, 1967). Segundo Harvey (1969), este mundo de imagens simplificadas, construídas intelectualmente, é o mundo dos geógrafos que também utilizam tais simplificações para melhor interpretar e esquematizar o mundo ao seu redor e, desta forma, adentram o mundo das construções artificiais, das hipóteses e das teorias.

Observa-se que o uso da modelagem, como ferramenta metodológica na investigação científica, vem sendo amplamente difundido nos mais diversos ramos das ciências como um instrumento gerador de conhecimento, representativo de uma

realidade e capaz de realizar previsões acerca da evolução dos processos envolvidos em diversos fenômenos, tanto naturais, como antropogênicos. Na Geografia não é diferente, todos os seus ramos sempre se utilizaram, de alguma forma, de modelos que, segundo Harvey (1969), apesar de todas as contradições e complicações envolvidas na sua definição conceitual, constituem, por vezes, a única alternativa de geração de teorias e realização de previsões.

No presente trabalho as simulações dos diversos cenários foram realizadas através da utilização de modelos computacionais e a posterior comparação entre seus resultados. Para a compreensão da distribuição de energia das ondas ao longo do embaiamento foram utilizados os modelos MIKE 21 - Nearshore Spectral Wind-Wave (NSW) e o Modelo de Propagação de Ondas do SisBAHIA. Para as simulações referentes aos padrões de transporte de sedimentos na região foi empregado o Modelo de Transporte Lagrangeano do SisBAHIA, no qual ainda foram acoplados os modelos Hidrodinâmico e de Geração de Ondas.

Espera-se que a caracterização dos processos morfo-sedimentares atuantes na antepraia e plataforma interna, gerada pelo presente trabalho, possa ser utilizada para outros fins, além da caracterização em si. Espera-se que os resultados obtidos possam ser utilizados como dados confiáveis na identificação de regiões de maior vulnerabilidade ambiental para que, desta forma, haja uma contribuição relevante para o planejamento da ocupação e gerenciamento de todo o embaiamento Rio das Ostras – cabo Búzios.

2. OBJETIVOS

2.1. OBJETIVO GERAL

O presente trabalho possui como objetivo geral caracterizar a distribuição de energia das ondas incidentes e as tendências da dinâmica sedimentar da área de estudo, através da utilização de modelos computacionais. A área de estudo abrange a região da antepraia e plataforma continental interna de uma região costeira no litoral nordeste do estado do Rio de Janeiro. Mais precisamente, a área de estudo caracteriza-se por ser o embaçamento que se estende do limite norte do Cabo Búzios às proximidades da desembocadura do rio das Ostras, abrangendo também os rios Una e São João. A partir da modelagem computacional da refração das ondas incidentes e das tendências de transporte da região pretende-se compreender também os padrões de erosão e deposição de sedimentos ao longo do embaçamento.

2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterizar os padrões de transporte de sedimentos na antepraia e plataforma continental interna da área de estudo e suas variações sazonais;
- Caracterizar a distribuição de energia das ondas incidentes ao longo de todo o arco, visando determinar áreas mais suscetíveis à erosão e deposição de sedimentos;
- Realizar uma análise comparativa entre os resultados gerados pelos modelos computacionais e os levantamentos realizado na região, assim como com registros pretéritos da morfologia do arco praial;
- Verificar o grau de aplicabilidade destes modelos computacionais nos estudos de geomorfologia costeira, assim como suas limitações, sua precisão e a acurácia dos resultados obtidos.

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo do presente trabalho localiza-se na região costeira no litoral nordeste do estado do Rio de Janeiro, mais precisamente entre as latitudes de 22°27' e 22°50' S e as longitudes de 41°40' e 42°00' W. Trata-se de um embaiamento que se estende do Cabo Búzios, na praia de Manguinhos, em direção ao norte nas proximidades da desembocadura do rio das Ostras, na praia Boca da Barra (Fig. 3.1). Este arco contínuo também é cortado pela desembocadura de dois outros rios: o Una, ao sul da área de estudo, e o rio São João, que divide o arco praial, em termos sedimentológicos, em dois ambientes morfologicamente distintos (Fig. 3.1).

A caracterização dos depósitos sedimentares da região indica a grande influência de aporte de sedimentos fluviais finos oriundos, principalmente, do rio São João e de uma segunda fonte que tanto pode ser o rio Macaé, como os sedimentos finos depositados pela antiga desembocadura do rio Paraíba do Sul, que voltam, eventualmente, a ser suspensos pela ação das ondas. De acordo com Sant'Anna (1975), a planície do rio São João é a mais importante dentre as três presentes na região, em virtude do grande volume de sedimentos transportado pelo rio. Soma-se a isso o fato de que os rios das Ostras e Una possuem pequeno volume de descarga e assim, pequena influência de aporte dos sedimentos ao embaiamento (Fernandez & Muehe, 1995, 1998; Fernandez), aumentando a influência relativa do rio São João para a região, como veremos a seguir.

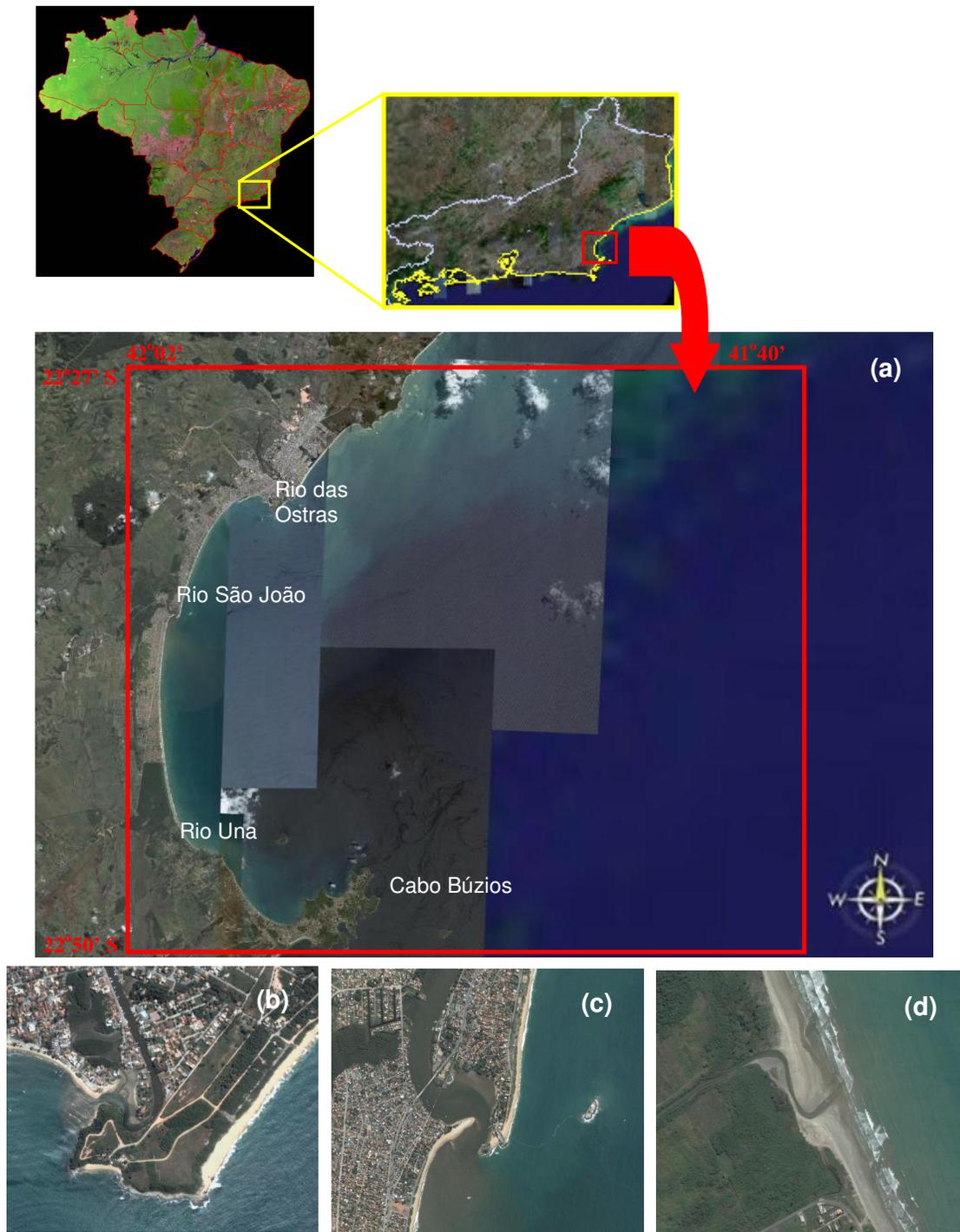


Figura 3.1: Área de estudo (a) destacada pelo polígono vermelho sobre mosaico de imagens de satélite, incluindo os rios presentes na região, e delimitada ao norte pelo município de Rio das Ostras e ao sul pelo cabo Búzios. No detalhe as desembocaduras dos rios (b) das Ostras, (c) São João e (d) Una (Fonte: Google Earth).

3.1. GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

A área de estudo encontra-se sob a influência de uma extensa planície fluvio-marinha em forma de arco, que se estende para o sul do rio das Ostras em direção ao cabo Búzios (Fig. 3.1). Nesta planície estão inseridas as bacias hidrográficas dos rios das Ostras, São João e Una, sendo a bacia do rio São João a mais importante para a região, não apenas devido a sua área ocupada, mas em virtude, principalmente, do grande volume de sedimentos transportado pelo rio (Sant'Anna, 1975).

Ao sul da desembocadura do rio São João esta planície costeira é constituída por uma sucessão de cordões arenosos formados a partir da incorporação de sedimentos retrabalhados vindos da plataforma continental interna (Amador, 1980). De acordo com Sant'Anna, (1975), durante o processo de construção desta série de cordões, devido à gradativa subida do nível médio do mar, parece ter havido uma tendência de deslocamento do baixo curso dos rios da região, que, a procura de vencer a barreira arenosa, mudaram de direção no decorrer de sua evolução, tendo a desembocadura do rio São João se deslocado para o norte e a do rio Una para o sul. Já ao norte da desembocadura do São João a seqüência de cordões arenosos não foi identificada devido à presença do morro de São João, único destaque altimétrico desta planície (Fernandez, 1998).

A Serra do Mar encontra-se separada da linha de costa por, aproximadamente, 50 km. Este maciço de estrutura cristalina representa o marco do fim da área de influência geológica-geomorfológica da planície marinha. Além disso, a Serra do Mar abriga os limites de todas as três bacias hidrográficas presentes na área de estudo e as cabeceiras do rio São João (Sant'Anna, 1975).

As planícies fluviais associadas a cada um dos rios presentes na região apresentam distintas características morfológicas. A planície fluvial formada pelo rio das Ostras ocupa uma pequena porção da região, a planície do rio Una, já canalizado, ocupa uma área um pouco maior, enquanto a planície percorrida pelo rio São João e seus afluentes é a mais vasta da área, desenvolvida desde as encostas da serra do Mar (Sant'Anna, 1975). Estas três planícies se intercomunicam através de baixios de drenagem em uma região onde provavelmente existiam lagoas barradas pelas formações de restinga (Sant'Anna, 1975). Os cordões arenosos que

se estendem entre os rios São João e Una, constituíam, provavelmente, os limites destas lagoas atualmente preenchidas por sedimentos fluviais, mas ainda embrejadas.

De acordo com Cunha (1995), nas últimas décadas foram realizadas, ao longo de todo o curso do rio São João, diversas obras de engenharia, como a construção da represa de Juturnaíba e a canalização e dragagem do baixo curso do rio, responsáveis por significativas mudanças em suas características naturais. O impacto mais significativo ocorreu em termos da diminuição da carga sólida carregada pelo rio devido à obra de represamento. Em contrapartida Fernandez (1998), afirma que ao mesmo tempo em que o represamento diminui a carga de sólidos disponíveis no curso do rio, as obras de canalização promovem a erosão de suas margens, que somada à erosão das encostas da bacia de drenagem devido ao desmatamento da mata ciliar, disponibiliza grande quantidade de novos sedimentos e, desta forma, afirma que as obras alteraram, mas não estancaram o aporte sedimentar do rio São João.

O rio São João é, provavelmente, o grande responsável pelo padrão de deposição de sedimentos finos na antepraia, uma vez que os outros dois rios inseridos na área de estudo apresentam pequenas vazões e assim, pequena influência sobre os sedimentos da região. Em relação ao depósito de sedimentos finos encontrados na plataforma continental interna, não se sabe ao certo se é o rio Macaé, ou o sedimento depositado pela antiga desembocadura do Paraíba do Sul, o responsável por este padrão de deposição (Fernandez & Muehe, 1995, 1998). Apesar de alguns autores afirmarem que a origem do sedimento fino que alimenta este depósito é, realmente, o rio Paraíba do Sul (Saavedra & Muehe, 1993; Fernandez, 1998).

Esta influência fluvial pode ser percebida nas características dos sedimentos encontrados na antepraia e plataforma continental interna adjacente ao embaiamento. Na antepraia, se observa a presença de uma estreita faixa de sedimentos finos, que se alarga em direção ao cabo Búzios (Fig. 3.2). Enquanto a plataforma interna apresenta um depósito de sedimentos finos muito mais amplo (Fig. 3.2). Observa-se ainda a tendência do depósito da antepraia se unir ao da plataforma nas proximidades do cabo Búzios (Fig. 3.2).

DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA - MÉDIA EM PHI

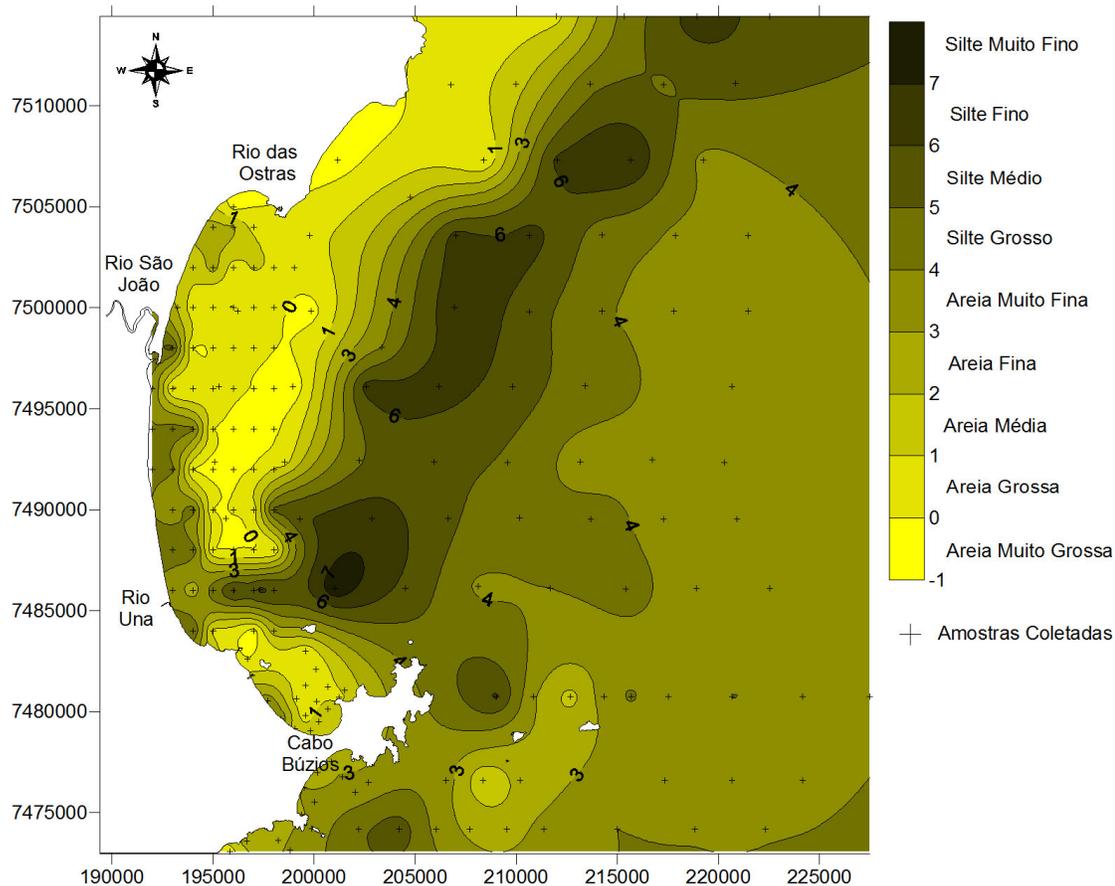


Figura 3.2: Distribuição da média granulométrica dos sedimentos (em ϕ) na plataforma continental interna (até, aproximadamente, a isóbata de 55 metros) entre o cabo Búzios e Rio das Ostras (Adaptado de Fernandez, 1998).

De acordo com os resultados encontrados por Fernandez & Muehe (1995, 1998) e Fernandez (1998), observa-se que na região da antepraia, a partir da desembocadura do rio São João, ocorre um decréscimo da moda e mediana do diâmetro do sedimento em direção ao sul da área de estudo, com uma projeção das lamias em direção à plataforma continental interna, indicando que a possível fonte destes sedimentos seja mesmo o rio São João (Fig. 3.3). Já no setor norte do embaiamento observa-se a presença de areias reliquias grossas a muito grossas, não recobertas por sedimentos finos devido ao alto hidrodinamismo da região (Fernandez & Muehe, 1995, 1998; Fernandez, 1998).

Este padrão de deposição de sedimentos na antepraia plataforma interna do embaiamento Rio das Ostras – Cabo Búzios acaba por influenciar a hidrodinâmica e,

conseqüentemente, a morfodinâmica das áreas mais rasas como a praia propriamente dita. Ainda de acordo com Fernandez & Muehe (1995, 1998) e Fernandez (1998), os sedimentos finos depositados a partir da desembocadura do rio São João aplainam o fundo marinho em direção ao cabo Búzios, dissipando também parte da energia das ondas, e assim, a região apresenta um perfil transversal com características de estágio dissipativo: baixo gradiente e extensa zona de surfe (Short, 1979; Wright & Short, 1984). Além disso, a região encontra-se protegida das ondas de tempestade devido à difração que ocorre no Cabo Búzios, estando expostas apenas às ondas de tempo bom, que não são capazes de mobilizar os sedimentos (Fernandez, 1998).

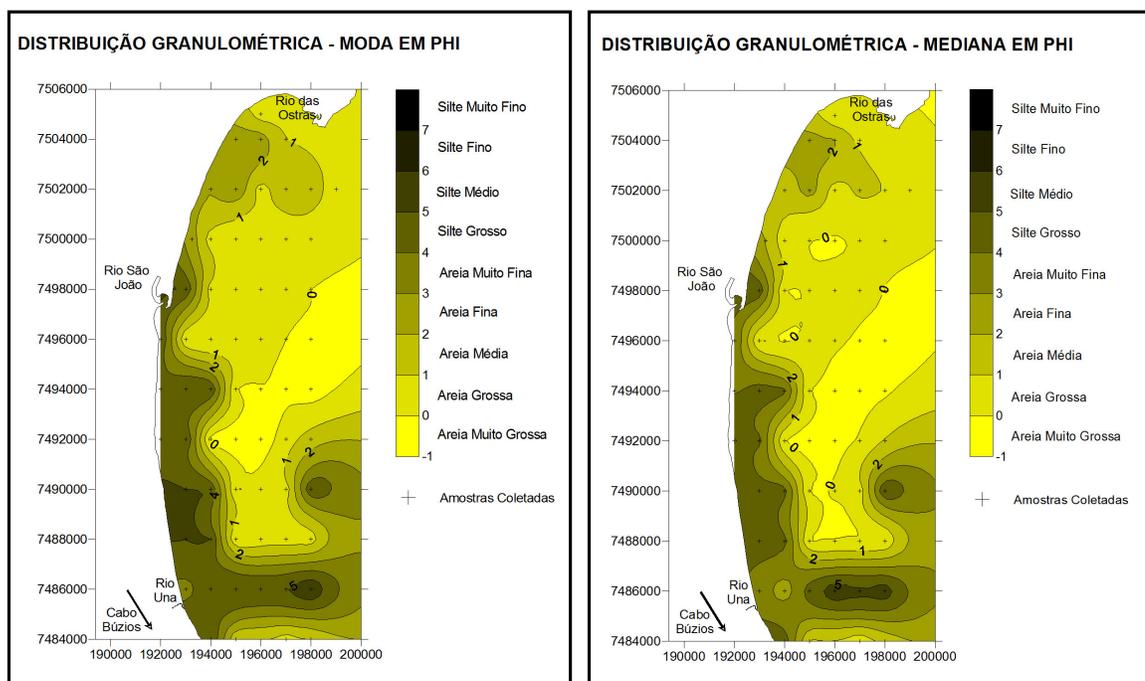


Figura 3.3: Distribuição da moda e da mediana dos sedimentos na região da antepraia do arco Rio das Ostras – cabo Búzios. A distribuição dos três parâmetros estatísticos (incluindo a média) indica a tendência de deposição dos sedimentos finos para o sul da região e o alargamento desta faixa de deposição em direção à plataforma continental junto ao cabo Búzios (Adaptado de Fernandez, 1998).

Contudo, o segmento ao norte do embaiamento apresenta características morfológicas de estado refletivo: gradiente acentuado e ausência de zona de surfe (Short, 1979; Wright & Short, 1984). Estas características estão associadas à cobertura sedimentar da antepraia, que não recebe aporte de sedimentos finos (Fernandez & Muehe, 1995, 1998; Fernandez, 1998). A não deposição de

sedimentos finos se deve à exposição deste setor às ondas de tempestade, que também sofrem convergência de sua energia devido ao encurvamento das linhas batimétricas, aumentando desta forma os efeitos da refração. Como podemos observar, a morfologia da área está intrinsecamente relacionada aos processos costeiros, num ciclo onde a variação morfológica causa variações nas forças hidrodinâmicas, que por sua vez causam variações na morfologia local, numa constante busca por adaptação.

3.2. CLIMA

Na área de estudo predomina o clima tropical úmido, com as estações do ano bem definidas (Lapenta, 2002), classificado por Köppen como sendo do tipo **Aw**, onde **A** representa o clima onde a temperatura média do mês mais frio é superior a 18°C e **w** representa o clima com predominância de chuvas de verão – mês menos chuvoso apresenta precipitação inferior a 60 mm. As temperaturas médias variam entre 18° e 24° C, associadas à alta umidade relativa do ar e o índice de precipitação anual varia entre 1100 e 2000 mm (Nimer, 1989).

Durante os levantamentos realizados por Lapenta (2002), foram observados índices pluviométricos anuais que variaram entre 1712 mm, nas medições realizadas em 1999, e 1396 mm, observados em 2000. Ainda segundo a autora o clima se divide claramente entre uma estação seca (abril a setembro) e uma estação chuvosa (de outubro a março). A estação seca experimenta temperaturas mais baixas e precipitação mensal variando 3,9 e 169 mm, enquanto a temperatura mínima média mensal fica entre 15,7° e 21,1°C. Já na estação chuvosa ocorrem temperaturas mais altas, com precipitação mensal variando entre 102 e 299,5 mm e temperatura máxima média mensal entre 25° e 32,4°C.

Nos limites da área de estudo, a circulação atmosférica se encontra predominantemente governada pela Massa Tropical Atlântica (MTA), que por sua vez é governada pelo Anticiclone do Atlântico Sul (AAS). O AAS gera, geralmente, ventos de nordeste com variações para o norte e para o leste, devido à mudança no seu posicionamento, deslocando-se sazonalmente para menores ou maiores latitudes (Pinho, 2003). Este sistema é responsável pelas condições atmosféricas

mais freqüentes na região, caracterizando-se pela alta estabilidade atmosférica e bom tempo.

Segundo Carvalho (1998), os ventos predominantes na região são os de norte, nordeste e leste, que juntos apresentaram ocorrência superior a 65% no período de 10 anos de medições, que se estendeu dos anos de 1987 a 1996, e valores de velocidades médias entre 4 e 6 m.s^{-1} . Condições mais extremas de ventos de tempo bom podem ocorrer antes das passagens de frentes frias, quando o vento nordeste se intensifica, atingindo velocidades de até 20,7 m.s^{-1} (Pinho, 2003).

As condições de bom tempo são alteradas quando do avanço para menores latitudes de ciclones extratropicais, precedidos por frentes frias (Pinho, 2003). Tais ciclones geram fortes ventos de sudoeste, sul e sudeste, sendo os primeiros os responsáveis pelas condições mais severas de mar em toda a região. Estes ventos apresentam valores de velocidade média em torno de 6,7 m.s^{-1} , apresentando ocorrência de, aproximadamente, 20% ao longo do mesmo período de medições. Tais sistemas frontais possuem grande penetração nas regiões sul e sudeste do Brasil e são de grande relevância para os estudos que envolvem a caracterização de ondas de gravidade.

3.3. OCEANOGRAFIA

3.3.1. Circulação Superficial

A circulação superficial do Atlântico Sul é forçada, em grande parte, pelos ventos alíseos que, ao soprarem sobre a camada superficial do oceano, determinam o grande giro subtropical no sentido anti-ciclônico (anti-horário no hemisfério Sul). Este giro é formado pelas correntes de Benguela, Sul Equatorial, do Brasil e corrente Sul Atlântica (Fig. 3.4). A corrente Sul Equatorial, que atravessa toda a bacia do Atlântico, desde a costa do continente africano, ao se aproximar da costa brasileira, na latitude de aproximadamente 16° S, se bifurca em duas correntes, dando origem à Corrente Norte do Brasil (CNB), que migra para o Norte, e a Corrente do Brasil (CB), que migra para o Sul (Fig. 3.4) na camada superficial (Stramma & England, 1999). Desta forma, a circulação oceânica superficial na plataforma continental acompanha a sua quebra e é controlada pela Corrente do Brasil, responsável pelas

altas salinidade e temperatura na região, e pela ocorrência de uma corrente unidirecional para o Sul, ao longo de todo o ano. O eixo da Corrente do Brasil escoa de forma organizada na direção norte-sul, com uma velocidade normalmente variando entre 50 e 75 cm. s^{-1} .

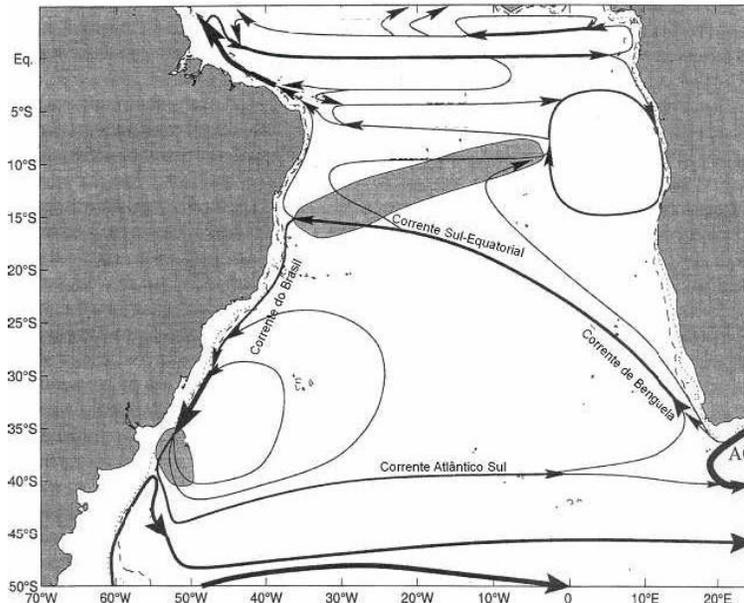


Figura 3.4: Sistema de correntes que compõem o giro subtropical anti-ciclônico do Atlântico Sul (Modificado de Stramma & England, 1999).

3.3.2. Marés

A maré na área de estudo caracteriza-se por estar sob o domínio das micromarés, onde as amplitudes máximas, ou seja, a diferença de altura entre as baixamares e preamares, não atingem 2 m, num regime semi-diurno com desigualdades diurnas, significando um comportamento assimétrico ao longo do mês lunar e apresentando diferenças nas alturas de duas baixamares, ou duas preamares, sucessivas. As marés atingem altura máxima de pouco mais de 1,5 m nas marés de sizígia e mínima de 0,3 m nas marés de quadratura.

3.3.3. Ondas

De forma geral, a direção predominante das ondas reflete, grosso modo, a direção predominante dos ventos. Souza (1988) realizou um estudo de caracterização do clima de ondas para a Bacia de Campos, a partir de medições realizadas na plataforma continental. A autora observa uma predominância, ao longo de todo ano, das ondas dos quadrantes nordeste e leste, que juntas representam, aproximadamente, 60% da freqüência de ondas incidentes na região. Este clima de ondas mais freqüente reflete o padrão de predominância de ventos de norte, nordeste e leste gerados através da circulação anti-ciclônica, que, como visto anteriormente, é responsável pela condição de bom tempo. Contudo, a freqüência de incidência das ondas de sudeste, sul e sudoeste, que por sua vez refletem os padrões de ventos associados às entradas de frentes frias, é significativa, representando 40% do total anual de ondas incidentes na região (Souza, 1988).

As ondas de nordeste predominam ao longo do ano, representando 35% do total das ondas incidentes, porém, quando se analisa a freqüência sazonal observa-se que as ondas de nordeste atingem sua maior freqüência de incidência no verão, representado cerca de 60% das ondas incidentes, e o seu mínimo no inverno, quando não chegam a atingir 30% de incidência. De acordo com os resultados obtidos por Souza (1988), no outono e na primavera observa-se o aumento do percentual de incidência das ondas de sudeste (aproximadamente 22% e 30%, respectivamente), mas é no inverno que as ondas associadas à entrada das frentes polares (ondas de sudeste, sul e sudoeste), apresentam maior percentual de incidência (aproximadamente, 45%).

Segundo Pinho (2003), para os eventos de bom tempo as ondas apresentam valores de altura significativa média de 1,8 m e período significativo médio de 7,8 segundos, enquanto que para os eventos de mau tempo a altura significativa média das ondas ficou em torno de 2,6 m e o período significativo médio em 10,8 segundos. Complementar a esta caracterização, os resultados de Souza (1988) mostram que, ao longo do ano, a incidência de ondas de altura significativa menor do que 2 m (ondas de bom tempo) é de mais de 45%, enquanto a incidência de ondas de mau tempo é de, aproximadamente, 17%. Observa-se claramente a predominância das ondas menores do que 2 m e de períodos menores do que 9

segundos ao longo de todas as estações do ano. A exceção se faz no inverno, quando ondas maiores em altura e período passam a ter maior incidência, e no outono, quando não se observa grande percentual de incidência de ondas com grandes alturas significativas, mas sim, ondas com períodos significativos médios entre 12 e 13 segundos (Souza, 1988), ou seja, ondas geradas na presença de ventos intensos e duradouros.

4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1. ONDAS

Ondas superficiais geradas pelos ventos nos oceanos constituem a principal fonte de energia para a zona costeira, sendo responsáveis pela erosão da costa, pela geração de correntes responsáveis pelo transporte de sedimento e pela ocorrência de feições deposicionais e erosivas (Komar, 1998). Por assumirem um papel importante no que diz respeito à morfodinâmica de praias, as ondas superficiais serão aqui analisadas em termos de sua nomenclatura e conceitos básicos para um melhor entendimento deste processo costeiro e da aplicação dos modelos computacionais utilizados no presente trabalho.

A onda pode ser descrita em termos de suas características espaciais, como, por exemplo, sua altura, amplitude e comprimento, e temporais, como período e frequência. A altura da onda (**H**) diz respeito à distância vertical entre a crista e o cavado da onda (Fig. 4.1), já a amplitude (**a**) é a medida da metade da altura, referindo-se à distância da crista, ou cavado, ao nível médio (Fig. 4.1) e o comprimento de onda (**L**) constitui a distância entre duas cristas ou dois cavados sucessivos (Fig. 4.1). Existe também uma variável que relaciona altura (**H**) e comprimento de onda (**L**) e a ela denomina-se esbeltez da onda (**H/L**) (Fig. 4.1). O período da onda (**T**) é o intervalo de tempo entre a passagem de duas cristas ou dois cavados sucessivos, por um ponto fixo e a frequência (**f**) consiste no número de cristas, ou cavados, que passam por um ponto fixo por segundo, sendo, desta forma, o inverso do período (**f=1/T**).

Existem diversas teorias que são amplamente difundidas e comumente aplicadas nos estudos relacionados à descrição do movimento das ondas através dos oceanos (Komar, 1998). A teoria que representa a formulação mais simples é a Teoria das Ondas de Airy, ou Teoria das Ondas Lineares, que apesar de apresentar muitas limitações, por constituir um modelo simplificado, é, até hoje, a teoria mais aplicada aos estudos de compreensão do comportamento da onda em águas profundas.

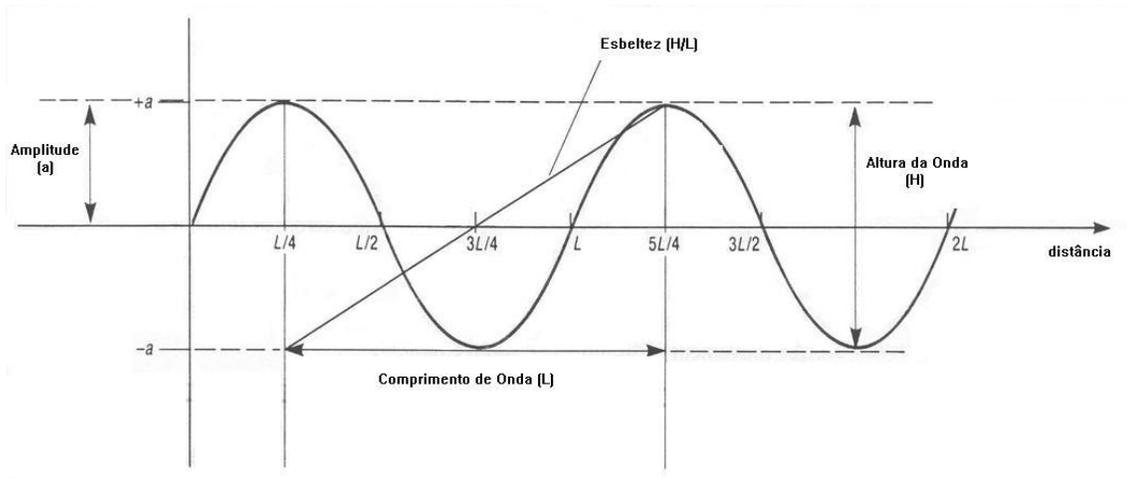


Figura 4.1: Perfil vertical de duas ondas idealizadas sucessivas, mostrando sua dimensão linear e forma senoidal (Modificado de Open University, 1989).

A Teoria de Airy (1845) pressupõe que, uma vez ignorada a viscosidade da água e considerando as ondas fora de sua área de geração, não há perda ou ganho de energia durante seu movimento de propagação. Outro pressuposto desta teoria diz que a água é um líquido incompressível, ou seja, sua densidade (ρ) é sempre constante. Além disso, considera-se nesta teoria que as ondas são capazes de transportar energia e quantidade de movimento (momentum) através da superfície da água por milhares de quilômetros, porém, nenhuma massa é deslocada junto com seu movimento. Por isso, as ondas geradas nos oceanos podem ser chamadas de ondas progressivas.

Airy propõe também que as partículas da água se deslocam com a passagem das ondas, numa órbita quase circular, sendo deslocadas de sua posição de equilíbrio e depois retornando para este ponto (movimento oscilatório das ondas ou movimento harmônico), ou seja, as partículas sofrem a ação de forças perturbadoras e forças restauradoras (Fig. 4.2), sendo duas estas forças restauradoras: a tensão superficial da água, que se caracteriza por ser a tendência das moléculas de água de permanecerem juntas, gerando a menor superfície possível (força restauradora das ondas capilares $L < 1,7\text{cm}$); e a força gravitacional da Terra, que restaura a posição de equilíbrio das ondas de gravidade ($L > 1,7\text{cm}$).

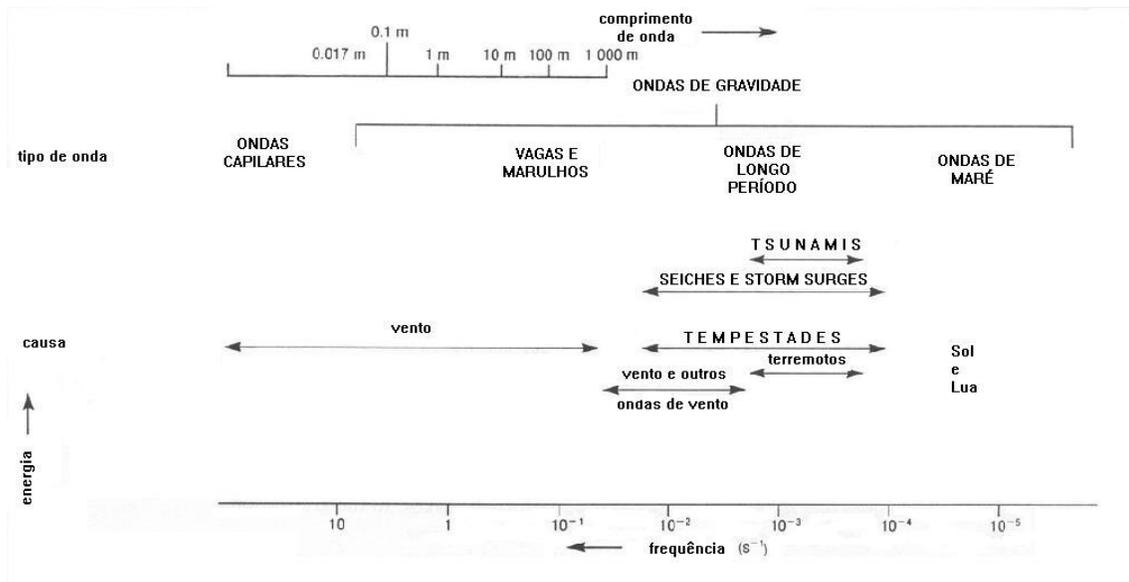


Figura 4.2: Esquema dos tipos de ondas de superfície, relacionando o comprimento de onda à frequência da onda e à natureza das forças perturbadoras (Modificado de Open University, 1989).

Esta teoria também parte do princípio que o escoamento é irrotacional (Fig. 4.3), ou seja, as partículas de água não descrevem movimentos de rotação em torno de si mesmas. Como último pressuposto tem-se que as partículas de água possuem componentes de velocidade orbital horizontal e vertical. Desta forma, de acordo com esta teoria, embora não haja movimento residual da água sob a ação das ondas, ou seja, as partículas retornam a sua posição original, o movimento das ondas em si constitui uma transferência de energia pela superfície da água. Energia esta que será dissipada na região da antepraia.

As limitações da Teoria de Airy resultam, principalmente, da suposição de que a altura da onda (H) é pequena quando comparada à profundidade da água (h) e ao comprimento da onda (L). Esta suposição falha à medida que as ondas entram no domínio das águas intermediárias e rasas, onde a altura da onda tende a aumentar com a diminuição da profundidade (Komar, 1998). Desta forma, a Teoria das Ondas de Stokes não negligencia a altura das ondas. A onda teórica de Stokes se caracteriza por ter cristas estreitas enquanto os cavados são largos e planos. Destaca-se que quando a esbeltez (H/L) da onda é pequena o perfil da onda de Stokes se aproxima daquele dado pela teoria de Airy (Komar, 1998).

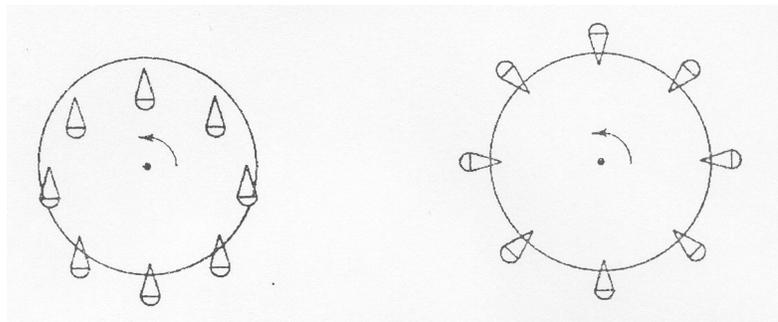


Figura 4.3: Esquema da diferença entre as partículas de um escoamento irrotacional (à esquerda) e de um escoamento rotacional (à direita) (Fonte: Open University, 1989).

A onda solitária, por sua vez, consiste em uma onda progressiva de apenas uma crista não possuindo assim período ou comprimento de onda (Komar, 1998). Quando as ondas oceânicas adentram as águas rasas, as cristas se separam por longos cavados planos, se assemelhando, desta forma, a uma série de ondas solitárias, podendo-se afirmar que em águas rasas a profundidade é uma variável muito mais significativa do que o período das ondas. A teoria das ondas solitárias considera uma onda de translação, ou seja, as partículas se movem apenas na direção do avanço das ondas (Fig. 4.4), não existindo fluxo de retorno, não existindo forças restauradoras de suas posições de equilíbrio (Open University, 1989).

As partículas da água em repouso começam a sentir a onda quando sua crista se encontra a uma distância de dez vezes a profundidade sobre a qual ela está se propagando (Open University, 1989), movendo-se assim para frente e para cima atingindo seu máximo no momento da passagem da crista. Depois que a crista passa as partículas desaceleram, movendo-se para baixo, tendendo à mesma profundidade de onde foram perturbadas (Fig. 4.4). Sendo assim, a teoria das ondas solitárias assume que existe sim um transporte residual de água na direção de propagação da onda (Komar, 1998).

Se duas camadas de fluidos, com diferentes velocidades, estão em contato e há atrito entre elas, existe uma transferência de energia. Justamente, o que ocorre na superfície do mar: a diferença de velocidade entre oceano e atmosfera faz com que haja transferência de energia para os oceanos e a maior parte desta energia transferida resulta na geração de ondas e correntes (Komar, 1998). Os principais fatores que determinam as características destas ondas geradas por ventos são: a velocidade do vento, a duração de sua influência e o tamanho da pista (área sobre a

qual o vento atua, formando as ondas). O tamanho da pista determina o tempo que a onda formada vai se deslocar sob a ação do vento, e assim determina a duração da transferência de energia entre o vento e a superfície do mar. As ondas de períodos longos são geradas por tempestades intensas, de longa duração e numa pista de área significativa.

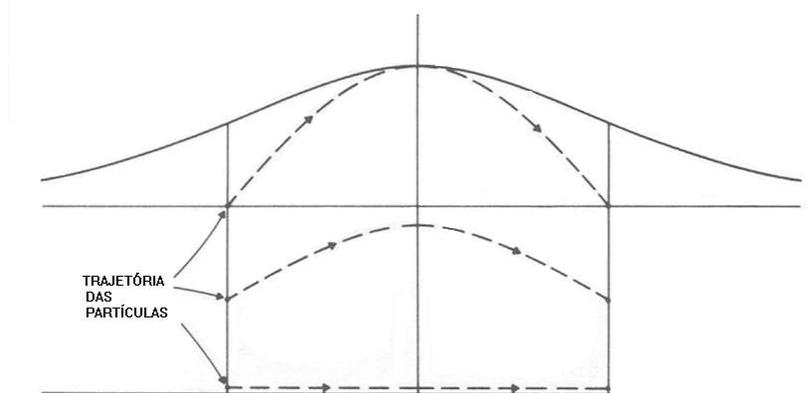


Figura 4.4: Esquema da perturbação das partículas de água com a aproximação da onda e o movimento residual causado pela sua propagação (Modificado de Open University, 1989).

As ondas em processo de geração (ainda dentro da pista) são ondas complexas e confusas e suas cristas são angulares, possuem diversos períodos e direções preferenciais de propagação, a estas ondas chamamos de vagas (Sea Waves). Uma vez que as ondas deixam a pista, não estando mais sob a influência dos ventos, elas começam a se separar, num processo chamado dispersão das ondas, também conhecido como filtragem. Neste processo de filtragem, as ondas se separam por períodos. Ondas de maiores períodos possuem maiores velocidades, e assim se propagam mais rapidamente do que as ondas de curtos períodos. Estas ondas, então, passam a ser mais regulares, de cristas mais arredondadas, períodos e direções melhor definidos, a esta onda denomina-se marulho (*swell*).

O *swell* se caracteriza por ser um conjunto de ondas sucessivas, de cristas longas e de aproximadamente mesma altura. A principal diferença entre as vagas e os marulhos está na amplitude de períodos abrangidos pelo espectro de energia e na distribuição de energia ao longo dele (Fig. 4.5). As vagas apresentam períodos variando entre 0,1 e 20 segundos com energia significativa distribuída em quase todo o espectro (Fig. 4.5). Já os marulhos apresentam pequena amplitude períodos no espectro de energia (Fig. 4.5). A dispersão das ondas é o principal fator responsável

pelos marulhos serem mais regulares do que as vagas. Este fenômeno é também responsável pelo estreitamento do espectro, estando o pico de energia correspondendo ao período do *swell*. Quanto mais os marulhos se afastam da área de geração, mais estreito fica o espectro.

Em águas profundas as partículas da água descrevem uma órbita fechada, quase circular (aplicação da Teoria de Airy). Na superfície, o diâmetro orbital corresponde à altura da onda, porém, os diâmetros diminuem exponencialmente com o aumento da profundidade até que esta atinja grosseiramente metade do comprimento de onda, quando o deslocamento das partículas passa a ser desprezível (Open University, 1989).

À medida que o *swell* se aproxima de águas rasas as ondas passam por uma transformação: a velocidade de propagação e o comprimento de onda diminuem e a altura aumenta até se tornarem instáveis e quebrarem na praia, apenas o período não se modifica. Em águas rasas, onde a profundidade (h) é menor do que a metade do comprimento de onda (L), as órbitas se tornam progressivamente achatadas com a profundidade (Open University, 1989). As órbitas descritas pelas partículas passam então a ser eclípticas, havendo uma pequena componente residual na direção de propagação das ondas (aplicação da Teoria das ondas solitárias).

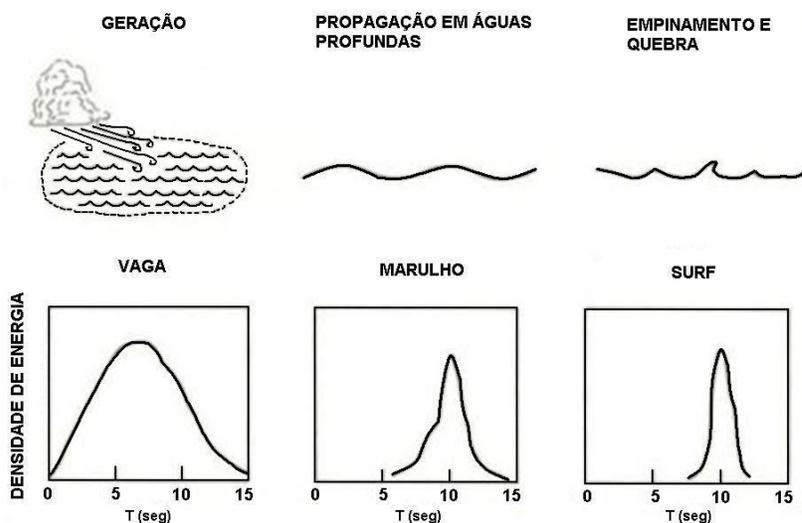


Figura 4.5: Diferenças na amplitude do espectro de energia entre as vagas (à esquerda), os marulhos (no centro) e as ondas em águas rasas (à direita), devido ao processo de dispersão das ondas, ou filtragem (Modificado de Komar, 1998).

4.1.1. Formulações da Teoria de Airy

Antes é necessário que se classifique os três domínios de propagação das ondas:

- Águas Rasas: $h < L_{\infty}/20$
- Águas Intermediárias: $L_{\infty}/20 < h < L_{\infty}/2$
- Águas Profundas: $h > L_{\infty}/2$

De forma geral, a velocidade de propagação das ondas (celeridade de propagação) se dá por:

$$C = \frac{L}{T}$$

Para condições de águas rasas a profundidade é a única variável que afeta a velocidade e o comprimento das ondas:

$$C_s = \sqrt{gh}$$

$$L_s = T\sqrt{gh}$$

Para condições de águas profundas, o comprimento de ondas e a velocidade dependem do período:

$$L_{\infty} = \frac{g}{2\pi} T^2$$

onde $g = 9,8 \text{ m.s}^2$

Assim,

$$L_{\infty} = 1.56 \cdot T^2$$

$$C_{\infty} = \frac{L_{\infty}}{T} = \frac{g}{2\pi} T$$

Para condições de águas intermediárias (expressão geral):

$$C = \frac{g}{2\pi} T \cdot \operatorname{tgh} \frac{2\pi h}{L}$$

$$L = \frac{g}{2\pi} T^2 \cdot \operatorname{tgh} \frac{2\pi h}{L}$$

As ondas gravitacionais contêm energia sob duas formas: energia cinética, inerente ao movimento orbital das partículas de água; e energia potencial, contida nas partículas da água quando são deslocadas de sua posição original. A energia total E por unidade de área é dada por:

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2$$

ρ = densidade da água ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)

$g = 9.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$

$E = \text{J} \cdot \text{m}^{-2}$

A taxa na qual a onda se propaga por unidade de comprimento de crista é chamada de Potência de Onda e é o produto entre a velocidade e a energia da onda por unidade de área.

4.1.2. Formulações da Teoria de Ondas Solitárias

A velocidade de propagação das ondas leva em consideração a altura finita das ondas, sendo representada por:

$$C = \sqrt{gh \left(1 + \frac{H}{h} \right)} = \sqrt{g(h + H)}$$

A energia total da onda solitária é a soma, aproximadamente, de partes iguais de energias cinética e potencial. A energia total por unidade de crista é dada por:

$$E = \frac{8}{3\sqrt{3}} \rho g \left(\frac{H}{h} \right)^{\frac{3}{2}} h^3$$

4.2. REFRAÇÃO DAS ONDAS

À medida que as ondas penetram o domínio das águas rasas ($h/L_\infty < 0.05$) elas passam a estar sujeitas à refração, que é o processo na qual a direção de propagação da onda muda com a profundidade da água cada vez menor de forma que se observa uma tendência da crista da onda a ficar paralela aos contornos batimétricos (Komar, 1998) (Fig. 4.6).

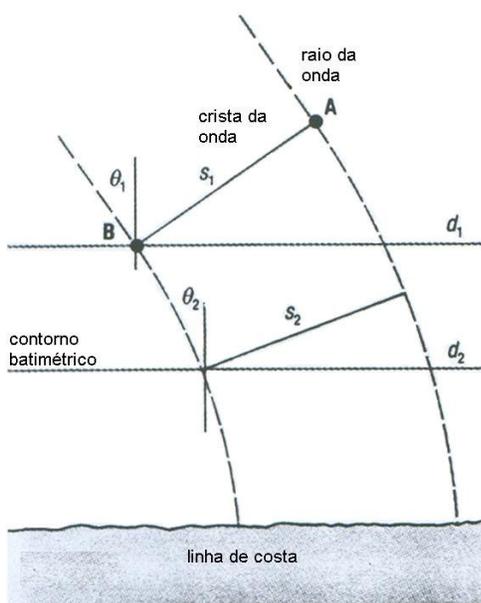


Figura 4.6: Esquema da refração ocorrendo sobre contornos batimétricos paralelos à costa, no qual a crista da onda tende a se ajustar a esses contornos (Modificado de Open University, 1989).

Ondas se propagam sobre águas rasas com velocidade $C_s = \sqrt{gh}$, como visto anteriormente. Elas incidem sobre os contornos batimétricos paralelos à costa com um determinado ângulo θ (ângulo de ataque das ondas). Na figura 4.6 observa-se que a profundidade no ponto **A** excede a profundidade no ponto **B**, assim, as ondas sobre o ponto **A** se propagaram com maior velocidade do que as ondas no ponto **B**. A mesma crista de onda encontra-se exposta a duas velocidades de propagação diferentes, desta forma, a seção da crista se propagando sobre as

águas mais profundas, com maior celeridade, vai, então, tender a se rotacionar “procurando” por um alinhamento paralelo aos contornos batimétricos.

A refração de ondas em águas rasas pode ser descrita por uma relação similar a Lei de Snell, que descreve refração da luz através de materiais de diferentes índices de refração (densidades diferentes):

$$\frac{\text{sen}\theta_1}{C_1} = \frac{\text{sen}\theta_2}{C_2} = \text{cte}$$

Os raios das ondas (ou ortogonais de ondas) são as linhas perpendiculares às cristas das ondas e indicam sua direção de propagação (Fig. 4.6), já os ângulos formados pelos raios de ondas e pelas linhas perpendiculares aos contornos batimétricos (Fig. 4.6) podem ser associados às velocidades das ondas em diferentes profundidades:

$$\frac{\text{sen}\theta_1}{\text{sen}\theta_2} = \frac{C_1}{C_2} = \frac{\sqrt{gh_1}}{\sqrt{gh_2}} = \sqrt{\frac{h_1}{h_2}}$$

Considerando-se o comprimento s , de uma crista de onda ideal (Fig. 4.6), com energia por unidade de área E_1 , que é limitado por dois raios de ondas (Fig. 4.6) é possível, numa primeira observação, indicar que a energia total da crista de onda entre estes dois raios permanecerá constante enquanto a onda se propaga, porém, se os dois raios convergem s diminui e a mesma quantidade de energia será acumulada num menor comprimento de crista, assim, para a energia total permanecer constante a onda deverá aumentar de altura. Ao contrário, caso os raios da onda divirjam então a onda diminuirá de altura.

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

À medida que os dois raios de ondas finalmente se aproximam da costa, eles encontram-se separados por um comprimento s_2 (Fig. 4.6) e como a energia da

onda se conserva, então a energia final da onda deverá ser igual à sua energia inicial:

$$E_1 s_1 = E_2 s_2$$

Ou em termos de altura das ondas:

$$H_1^2 s_1 = H_2^2 s_2$$

Como podemos observar na figura 4.7 o ponto d_1 é mais profundo que o ponto d_2 . Assumimos que a quantidade de energia no comprimento de crista s permanece constante e a velocidade da onda em águas rasas depende unicamente da profundidade local. A velocidade C_1 na profundidade d_1 é maior do que a velocidade C_2 na profundidade d_2 . Se a energia permanece constante então:

$$E_1 C_1 s_1 = E_2 C_2 s_2$$

$$\frac{E_2}{E_1} = \frac{C_1}{C_2} = \frac{H_2^2}{H_1^2}$$

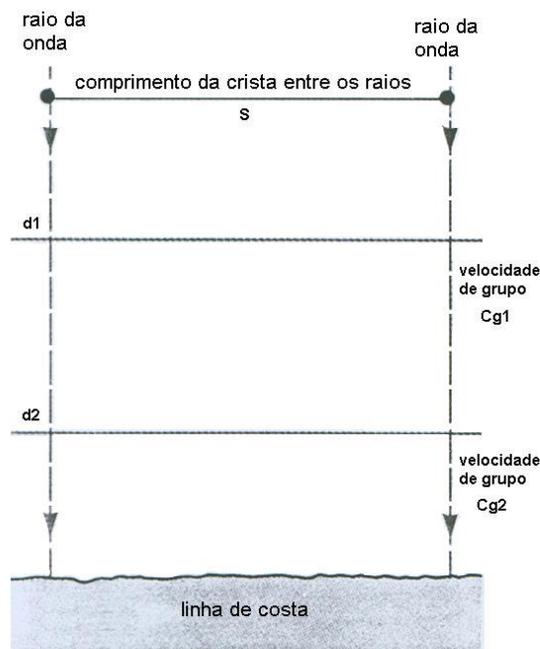


Figura 4.7: Vista em planta, dos raios de ondas e a distância s entre eles (Modificado de Open University, 1989).

A topografia irregular de um fundo marinho causa refração sobre as ondas de uma forma complexa, produzindo variações na altura e na energia das ondas ao longo da costa, como visto anteriormente. As ondas refratam e divergem sobre as águas mais profundas de um *canyon* submarino, por exemplo, ou qualquer outra depressão. A consequência disto pode ser observada na praia adjacente a esta depressão, onde as ondas incidirão com altura reduzida, enquanto as ondas em ambos os lados da depressão, para onde os raios de ondas convergem, incidirão com maior altura (Komar, 1998) (Fig. 4.8).

O contrário também é verdadeiro, as ondas também sofrem refração e convergem em direção aos promontórios e sua influência no controle dos contornos batimétricos (Fig. 4.8). Desta forma, a energia das ondas se concentra nestes promontórios e as ondas podem apresentar alturas algumas vezes maiores do que nas regiões adjacentes (Komar, 1998).

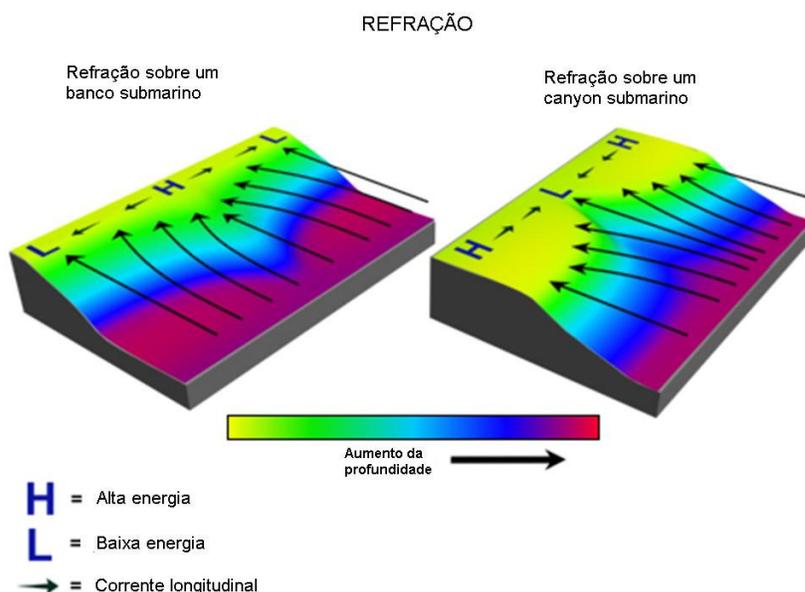


Figura 4.8: Representação esquemática da refração sobre as ondas de gravidade. À esquerda, observa-se a convergência dos raios de ondas sobre menores profundidades e à direita, a divergência desses raios sobre depressões do fundo marinho (Modificado de <http://scilib.ucsd.edu/>).

Desta forma, observa-se que a refração é responsável pela variação na distribuição da altura e, conseqüentemente, energia das ondas incidentes. Apesar disso, observamos que, ao se aproximarem da costa, as ondas também se tornam

mais esbeltas (H/L), à medida que a altura aumenta e o comprimento de onda diminui, e assim colapsam e quebram dissipando toda a energia nela armazenada.

4.3. DIFRAÇÃO DAS ONDAS

A difração das ondas constitui um fenômeno no qual a energia é transferida lateralmente ao longo da crista e é mais perceptível, quando um trem de ondas regular é interrompido por uma barreira como uma ilha, ou um quebra-mar, por exemplo (Fig. 4.9). Estes obstáculos dissipam a energia das ondas, criando assim, uma zona de sombra (Komar, 1998). Este processo pode constituir também um importante controle sobre a forma de linhas de costa de praias abrigadas por quebra-mares, molhes e por obstáculos naturais como cabos e ilhas, por exemplo.

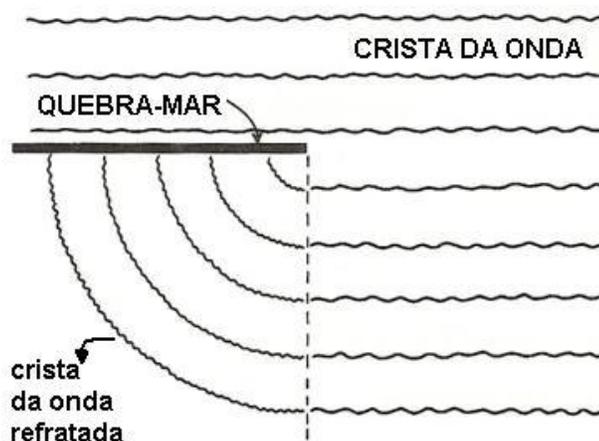


Figura 4.9: Representação esquemática do processo de difração das ondas, com a formação de uma zona de sombra a retaguarda de um quebra-mar (Modificado de Komar, 1998).

4.4. PARÂMETROS GRANULOMÉTRICOS

A distribuição granulométrica de depósitos sedimentares naturais tem sido alvo do interesse de sedimentologistas, geólogos, geógrafos e oceanógrafos que visam diagnosticar as propriedades do sedimento que podem ser identificadas no campo e ajudar na interpretação de paleoambientes sedimentares e no entendimento da hidrodinâmica local (Hardisty, 1990).

De acordo com Muehe (1998a), o método mais empregado para o cálculo dos parâmetros estatísticos de uma distribuição granulométrica é aquele descrito por Folk & Ward (1957), no qual os tamanhos do grão são expressos em ϕ , sendo ϕ igual ao logaritmo negativo de base 2 do diâmetro do grão em milímetros ($\phi = -\log_2 D(mm)$). A transformação logarítmica do diâmetro do sedimento para a notação ϕ fornece um descritor estatístico mais apropriado para a identificação das direções de transporte de sedimentos, por exemplo, do que aqueles baseados na escala linear do diâmetro do grão (McLaren & Bowles, 1985).

A vantagem da utilização da notação ϕ não se restringe apenas à facilidade do cálculo dos parâmetros estatísticos, mas é, principalmente, evidenciada nos valores dos limites das classes texturais descritas por Wentworth (1922), que passam a expressar os intervalos destas classes numa progressão aritmética de razão 1 (Muehe, 1998a) (Tabela 1).

A média aritmética é o parâmetro estatístico que representa o diâmetro médio (μ) dos sedimentos de uma amostra, sendo calculada pelo somatório da multiplicação do percentual (f) de cada intervalo de classe pelo valor médio de cada classe (m_ϕ), sendo dividido pelo somatório dos percentuais a fim de se obter a média em ϕ (Azevedo, 2006).

$$\mu_{Aritmética} = \frac{\sum f \cdot m_\phi}{\sum f_{100\%}}$$

Outra forma de medir este parâmetro estatístico, principalmente para amostras que apresentam características bimodais foi identificada por Folk & Ward (1957):

$$\mu = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3},$$

onde o ϕ_{16} pode ser considerado a média do terço mais grosso da amostra e o ϕ_{84} o tamanho médio do terço de sedimentos mais finos. Além disso, o ϕ_{50} , representa a média do terço central da amostra, e fornece uma melhor representação da verdadeira média em ϕ (Folk & Ward, 1957).

Tabela 1: Classes de tamanho estabelecidas por Wentworth (1922)

CLASSIFICAÇÃO	ϕ	D (mm)
Cascalho	< -1	>2
Areia muito grossa	-1 a 0	2 a 1
Areia grossa	0 a 1	1 a 0,5
Areia média	1 a 2	0,5 a 0,25
Areia fina	2 a 3	0,25 a 0,125
Areia muito fina	3 a 4	0,125 a 0,0625
Silte grosso	4 a 5	0,0625 a 0,0312
Silte médio	5 a 6	0,0312 a 0,0156
Silte fino	6 a 7	0,0156 a 0,0078
Silte muito fino	7 a 8	0,0078 a 0,0039
Argila grossa	8 a 9	0,0039 a 0,00195
Argila média	9 a 10	0,00195 a 0,00098

Outro parâmetro estatístico (σ), o desvio padrão, representa uma medida de selecionamento do sedimento (Tabela 2), indicando o grau de espalhamento dos valores da amostra em torno da média.

$$\sigma_{\phi} = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2}$$

No entanto, para regiões onde ocorre complexa distribuição de sedimentos, esse parâmetro leva a resultados errôneos de altos valores de selecionamento na amostra. Assim, incluiu-se mais da curva de distribuição nessa medida de selecionamento:

$$\sigma_{\phi} = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{3.3}$$

Mesmo assim, para a aplicação em amostras de sedimentos bimodais complexos, visando uma medida superior do grau de selecionamento do sedimento,

combinaram-se as duas medidas. Esta nova medida denomina-se desvio padrão gráfico inclusivo (Folk & Ward, 1957):

$$\sigma_i = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$$

Tabela 2: Classificação das amostras pelo desvio padrão (Folk, 1968)

CLASSIFICAÇÃO	DESVIO PADRÃO (em ϕ)
Muito bem selecionada	< 0,35
Bem selecionada	0,35 a 0,50
Moderadamente bem selecionada	0,50 a 0,71
Moderadamente selecionada	0,71 a 1,0
Mal selecionada	1,0 a 2,0
Muito mal selecionada	2,0 a 4,0
Extremamente mal selecionada	>4,0

Ainda de acordo com Folk & Ward (1957), os únicos sedimentos que se encaixam na classe dos bem selecionados seriam as areias finas e médias e todas as argilas e silte. Desta forma, o cascalho estaria sempre na classe dos muito mal selecionados. Os autores observam que a freqüentemente afirma-se que o grau de selecionamento do sedimento aumenta com o transporte, quando na verdade, por vezes, esse melhor selecionamento se dá porque o tamanho médio do sedimento varia com o transporte e assim, o selecionamento depende apenas do tamanho médio do grão e não da distância percorrida.

Já o parâmetro estatístico assimetria indica o grau de desvio do pico da freqüência em relação à média (Fig. 4.10). Sendo assim, uma assimetria positiva indica um desvio do pico de freqüência em direção aos sedimentos grossos, deixando os sedimentos finos “residuais” na cauda oposta da curva (Azevedo, 2006) (Fig. 4.10b). Enquanto uma assimetria negativa indica o deslocamento do pico da curva em direção aos sedimentos finos, estando os sedimentos grossos na cauda oposta da curva normal (Azevedo, 2006) (Fig. 4.10c).

Existem várias formas de se calcular a assimetria de uma amostra. Uma delas diz respeito à assimetria da parte central da curva de distribuição:

$$\alpha_{\phi} = \frac{\phi 84 + \phi 16 - 2\phi 50}{\phi 84 - \phi 16}$$

A outra, diz respeito à assimetria dos extremos da curva:

$$\alpha_{2\phi} = \frac{\phi 95 + \phi 5 - 2\phi 50}{\phi 84 - \phi 16}$$

No entanto, de acordo com Folk & Ward (1957) (Tabela 3), a melhor medida da assimetria é aquela que combina os dois cálculos anteriores. A esta nova forma denomina-se assimetria gráfica inclusiva:

$$SK_I = \frac{\phi 16 + \phi 84 - 2\phi 50}{2(\phi 84 - \phi 16)} + \frac{\phi 5 + \phi 95 - 2\phi 50}{2(\phi 95 - \phi 5)}$$

Tabela 3: Classificação de amostras pela assimetria (Folk, 1968)

CLASSIFICAÇÃO	VALOR DA ASSIMETRIA (em ϕ)
Assimetria muito positiva	1,0 a 0,3
Assimetria positiva	0,3 a 0,1
Simétrica	0,1 a -0,1
Assimetria negativa	-0,1 a -0,3
Assimetria muito negativa	-0,3 a -1,0

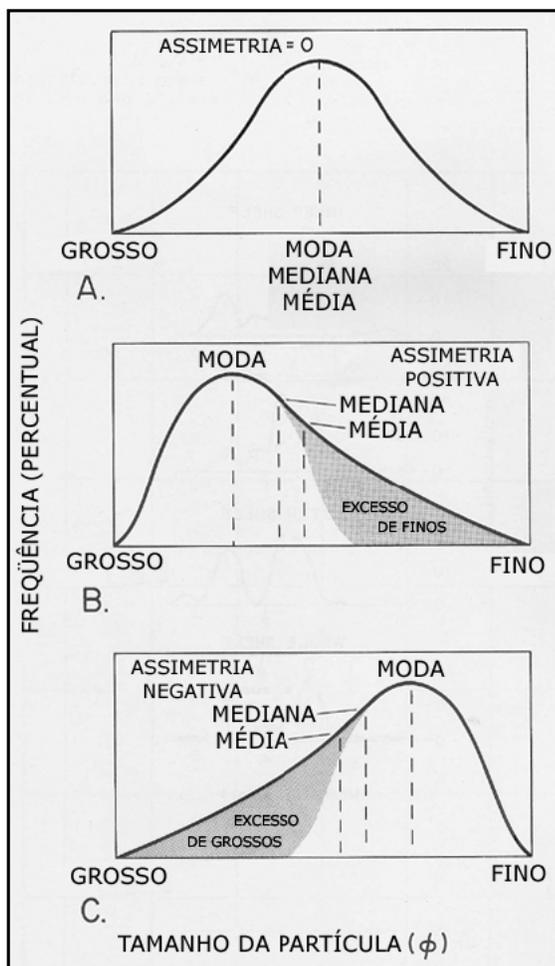


Figura 4.10: Curvas de distribuição de freqüência dos tamanhos do grão. (A) esquema de uma curva de freqüência normal (gaussiana), onde a assimetria é igual a zero; (B) curva com assimetria positiva e (C) curva com assimetria negativa (Fonte: Azevedo, 2006).

4.5. TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NA ANTEPRAIA E PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA

Para uma melhor compreensão dos processos que serão estudados nesta seção é necessário um entendimento da terminologia relacionada aos domínios do perfil transversal da praia que será aqui empregada. A figura 4.11 identifica os principais domínios presentes neste perfil transversal, indicando os limites da antepraia e da pós-praia, assim como dos prismas praias emersos e submersos.

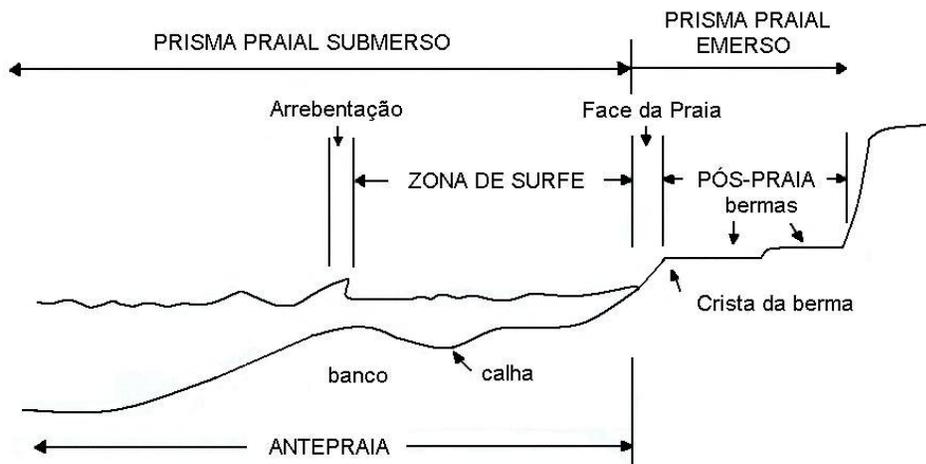


Figura 4.11: Terminologia e domínios da praia e zona submarina adjacente (Modificado de Muehe, 1998a).

As correntes presentes na região da antepraia e da plataforma continental interna são importantes em diversos aspectos. Primeiro, em termos de sua força, estas correntes representam um risco para os banhistas, sendo responsáveis por muitos afogamentos todos os anos (Komar, 1998). No entanto, as correntes da antepraia também trazem benefícios, uma vez que substituem as águas da antepraia, por águas mais limpas vindas de mar aberto (Komar, 1998).

Ainda de acordo com Komar (1998), existem dois sistemas de correntes produzidos pelas ondas na região da antepraia: o sistema das células de circulação, associadas às correntes de retorno e correntes longitudinais (Fig. 4.12); e as correntes longitudinais produzidas pelo ataque oblíquo das ondas sobre a linha de costa.

A água trazida pelas ondas tende a se acumular na zona de surfe e busca encontrar um caminho para ultrapassar a zona de arrebentação e retornar ao mar aberto (Muehe, 1998a). Como visto anteriormente, a refração é responsável pela variação da altura e energia das ondas ao longo da costa, por efeito da convergência e divergência dos raios de ondas, causadas pelas variações nos contornos batimétricos locais. Desta maneira, a água acumulada na antepraia superior tende a escoar por onde as alturas das ondas forem menores e é assim que se estabelecem as células de circulação (Fig. 4.12), caracterizadas pela maior incidência de energia das ondas na região de convergência dos raios das ondas,

acompanhadas por uma corrente longitudinal responsável por escoar a água acumulada paralelamente à praia até as correntes de retorno, onde as ondas são mais baixas pelo efeito da divergência dos raios de ondas e a água pode, então, fluir em direção ao mar aberto.



Figura 4.12: Esquema de uma célula de circulação, com suas correntes de retorno e correntes longitudinais (Modificado de Muehe, 1998a).

Características tais como, a direção, a velocidade e o volume de sedimentos transportados pelas correntes longitudinais (Fig. 4.12), tanto na face de praia como na região da antepraia e plataforma interna (Fig. 4.11), também conhecidas como deriva litorânea, dependem da obliquidade do ângulo de ataque das ondas sobre a costa, ou seja, o ângulo formado entre a crista da onda, na arrebentação, e a linha de costa (Muehe, 1998a). De acordo com King (1975) as velocidades maiores do transporte realizado pelas correntes longitudinais ocorrem quando as ondas incidem sobre a costa com um ângulo de 3° , enquanto Muehe (1998a) observa que a velocidade desta corrente é mais eficiente para os ângulos de incidência das ondas superiores a 5° . Já Komar (1998) ressalta que as velocidades destas correntes longitudinais caem rapidamente a zero fora da zona de arrebentação.

As feições mais marcantes nas células de circulação são as correntes de retorno (Fig. 4.12), que constituem correntes relativamente largas e que fluem com grandes velocidades para fora da zona de surfe (Komar, 1998). Apesar disto, sabe-se que as correntes longitudinais são bastante significantes por serem responsáveis pelo transporte residual de areia, ou qualquer outro material constituinte da praia, ao

longo da costa (Komar, 1998). Para o cálculo da velocidade da corrente longitudinal, alimentada por esta célula de circulação, utiliza-se a equação de Longuet-Higgins (1970), que leva em consideração o ângulo de incidência e a altura das ondas na arrebentação (θ_b e H_b , respectivamente):

$$\overline{V_l} = 1,19(gH_b)^{0,5} \text{sen}\theta_b \cos\theta_b$$

Ao longo da zona de surfe o transporte de sedimentos se dá através das correntes longitudinais, enquanto na face da praia o transporte ocorre pelo movimento de espraiamento e refluxo das ondas e, uma vez que, o ataque oblíquo das ondas leva a um espraiamento oblíquo, onde o sedimento se move em ziguezague (Muehe, 1998a). Observa-se que o transporte longitudinal de sedimentos, em decorrência da obliquidade de incidência das ondas sobre a praia, ocorre tanto na zona de surfe como na face de praia e é o grande responsável pela erosão do arco praial em uma extremidade e acumulação na outra, e assim, o arco praial está sempre buscando uma posição de equilíbrio, perpendicular ao ângulo de ataque das ondas (Muehe, 1998a). De acordo com King (1975), o movimento dos sedimentos, na antepraia e face de praia, constitui um dos aspectos mais importantes na dinâmica dos processos costeiros.

As células de circulação e as correntes longitudinais devido ao ataque oblíquo das ondas ocorrem, comumente, de forma simultânea. O padrão das correntes observado é, na verdade, a soma vetorial dos dois sistemas de correntes (Komar, 1998) (Fig. 4.13). Sob a incidência oblíqua de ondas e na presença do sistema de célula de circulação o padrão das correntes se torna assimétrico, apresentando os valores nulos de velocidade a barlar da corrente de retorno, com as velocidades aumentando em direção à corrente de retorno seguinte (Komar, 1998). Desta forma, a presença simultânea de ambos os padrões de circulação da antepraia faz com que as células de circulação se desloquem ao longo da praia, devido à migração das correntes de retorno (Fig. 4.13).

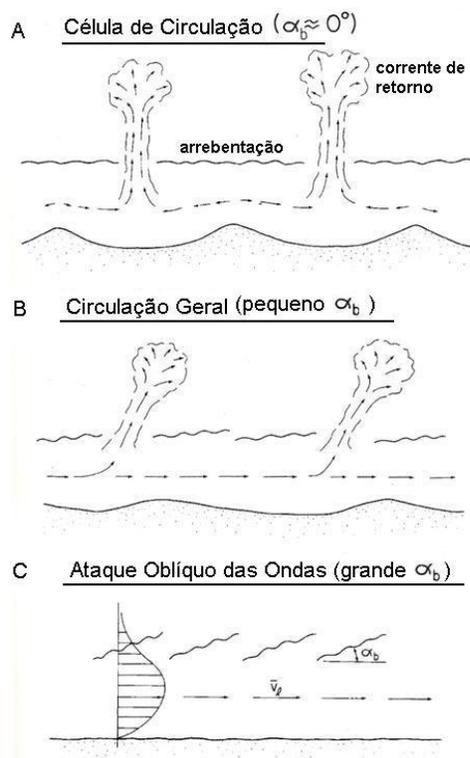


Figura 4.13: A soma de (a) uma célula de circulação com (b) uma corrente longitudinal gerada pelo ataque oblíquo das ondas, resultando no padrão (c) de correntes observado na antepraia (Modificado de Komar, 1998).

King (1975) realizou um trabalho de modelagem física das ondas, buscando avaliar os padrões de transporte transversal, que possui menor significância quando comparado ao transporte longitudinal e depende, estritamente, da natureza das ondas, responsáveis por este movimento de sedimentos. O autor constatou que atrás da zona de arrebentação das ondas o transporte tende em direção à costa em quase todos os cenários avaliados. Por outro lado, na frente do ponto de arrebentação, o sentido do movimento dos sedimentos muda com a variação na razão de esbeltez das ondas: ondas poucos esbeltas, associadas às condições de bom tempo, movem os sedimentos em direção à praia, enquanto as ondas de tempestade, mais esbeltas, retiram o material da praia e o depositam além do ponto de arrebentação.

Já na Natureza observa-se que após uma tempestade, a praia apresenta-se erodida, associada à formação de bancos adjacentes. Ao longo do tempo estes bancos migram de volta à praia, graças à ação restauradora das ondas menos

esbeltas, que ao seu perfil de acumulação (Muehe, 1998a). Desta forma, observa-se que os padrões de erosão e deposição de sedimentos transversalmente à praia estão relacionados à razão de esbeltez da onda. Uma equação empírica tenta identificar o limite crítico de esbeltez das ondas para cada classe de tamanho de sedimentos, indicando se ocorre transporte em direção à praia, ou em direção ao mar aberto:

$$\frac{H_{\infty}}{L_{\infty}} \text{ crítico} = \frac{1,7\pi\omega}{gT}$$

onde ω é a velocidade de queda de uma determinada classe de grãos.

Existe um fluxo, ou uma transmissão, de momentum (quantidade de movimento) associado ao movimento de propagação das ondas. Longuet-Higgins & Stewart (1964) definiram este fluxo como a tensão de radiação (Fig. 4.14), que consiste num “excesso” de fluxo de quantidade de movimento associado à presença das ondas. De acordo com Komar (1998), quando as ondas quebram paralelamente à costa ocorre uma tensão de radiação transversal (S_{xx}) (Fig. 4.14):

$$S_{xx} = E \left[\frac{2kh}{\sinh(2kh)} + \frac{1}{2} \right] = E \left(2n - \frac{1}{2} \right)$$

Enquanto o movimento de ondas sob pressões hidrodinâmicas gera uma tensão de radiação longitudinal (S_{yy}) (Fig. 4.14):

$$S_{yy} = E \left[\frac{kh}{\sinh(2kh)} + \frac{1}{2} \right] = E \left(n - \frac{1}{2} \right)$$

Onde k é conhecido como o número de onda e representa o fator $2\pi/L$. Já o n é a razão entre as velocidades de grupo e de fase. Em águas profundas é igual a 1/2: $S_{xx}=E/2$ e $S_{yy}=0$. Enquanto n para águas rasas é igual 1: $S_{xx}=3E/2$ e $S_{yy}=E/2$ (Komar, 1998).

Quando as ondas incidem sobre a costa com um determinado ângulo, cada uma dessas porções da tensão de radiação apresenta uma componente longitudinal e, quando combinadas, produzem (Fig. 4.14):

$$S_{xy} = En \cdot \sin \alpha \cos \alpha = (ECn \cdot \cos \alpha) \left(\frac{\sin \alpha}{C} \right)$$

Onde, α é o ângulo que a crista da onda faz com a costa.

Este fluxo de quantidade de movimento entrando na zona da antepraia e plataforma interna, associado à incidência das ondas, não simplesmente desaparece, mas ao invés disso, ele se equilibra pelas forças opositoras, que irão dissipar o momentum (Komar, 1998). Parte deste fluxo de quantidade de movimento será refletida e se propagará em direção ao mar aberto associada às ondas refletidas, enquanto, outra parte se dissipará como força de fricção sobre o fundo. A tensão de radiação produz mudanças negativas e positivas no nível médio da água na região da antepraia, formando gradientes de pressão longitudinais, que por sua vez geram correntes longitudinais (água se deslocando das maiores para as menores pressões).

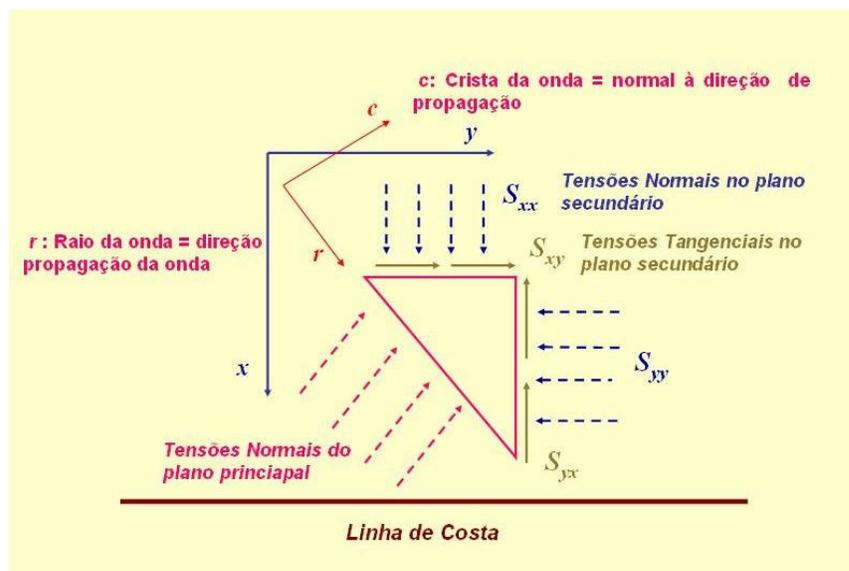


Figura 4.14: Representação espacial dos componentes da tensão de radiação (Modificado de Valentini, 2005).

Como o movimento associado às ondas é puramente oscilatório, mesmo que a tensão de cisalhamento seja grande o suficiente para mobilizar o sedimento, não ocorre nenhum transporte residual de sedimento. O transporte só irá ocorrer com a superposição de uma corrente, gerada pela ação dos ventos, a este sistema. Assim, a tensão de cisalhamento exercida pelas ondas sobre o fundo é responsável por mobilizar o sedimento, enquanto as correntes existentes governam o transporte propriamente dito (Madsen, 1976).

A tensão de cisalhamento junto ao fundo (τ_{cr}) é definida como a força por unidade de área atuando na superfície do sedimento. Já a velocidade de cisalhamento (u_{*cr}) serve como uma representação alternativa da tensão de cisalhamento, porém, ao invés de apresentar unidade de $N.m^{-2}$, apresenta unidades de velocidade ($m.s^{-1}$).

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}$$

O movimento dos sedimentos se inicia com a água movendo-se sobre um leito de sedimentos, exercendo uma força que tende a mover partículas individuais. As baixas velocidades de fluxo a força da gravidade é maior do que as forças do fluido e assim, o movimento não ocorre. À medida que o fluxo, gradativamente, aumenta sua velocidade as partículas expostas começam a “vibrar” em suas posições até que o primeiro grão, depois uma nuvem e por fim toda a camada superficial de sedimentos se mova no sentido do fluxo (Hardisty, 1990). Assim, pode-se afirmar que a condição de fluxo crítico é definida como aquela que, caso seja excedida, resulta no deslocamento das partículas sedimentares.

5. MATERIAL E MÉTODOS

5.1. MATERIAL

Os dados de batimetria utilizados no presente trabalho foram extraídos de treze Folhas de Bordo, cedidas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil. Todas as Folhas haviam sido previamente digitalizadas tanto pela DHN, quanto pelo Banco de Dados Ambientais para a Indústria do Petróleo (BAMPETRO). Algumas destas Folhas estavam em coordenadas geográficas, outras nas projeções Local Transversa de Mercato (LTM) e Universal Transversa de Mercato (UTM). Para o presente trabalho foi escolhida a projeção UTM para a visualização de todos os dados e resultados, por ser aqui considerada de mais fácil localização espacial e cálculo de distâncias por apresentar as coordenadas em metros. Desta forma, todas as Folhas de Bordo foram convertidas para a projeção UTM, mais precisamente para a zona UTM 24 sul e datum Córrego Alegre, utilizando-se o software Oasis montaj da Geosoft.

As Folhas de Bordo utilizadas foram:

- 1500-001/80;
- 1500-001/88;
- 1500-002/87;
- 1500-002/88;
- 1500-003/86;
- 1505-003/87;
- 1500-003/88;
- 1500-004/86;
- 1500-006/86;
- 1505-001/85;
- 1505-002/85;
- 1505-003/85;
- 1505-004/85.

Para a caracterização da cobertura sedimentar da região foram utilizados dados sedimentológicos de cento e setenta e oito amostras superficiais oriundas de diferentes campanhas realizadas no âmbito de trabalhos pretéritos (Saavedra & Muehe, 1993; Fernandez & Muehe, 1995). As amostras foram coletadas com uma draga tipo *Gibbs* na antepraia e na plataforma continental interna do cabo Frio a Macaé. Para o presente estudo foram utilizadas apenas as amostras contidas nos limites da área de estudo.

Os dados meteo-oceanográficos utilizados foram adquiridos juntos à DHN e a partir de resultados de trabalhos pretéritos, que apresentavam como escopo a caracterização dos ventos predominantes e do clima de ondas na costa norte do estado do Rio de Janeiro (Souza, 1988; Carvalho, 1998; Pinho, 2003). Os dados de vento utilizados foram extraídos de um levantamento, realizado durante um período de 20 anos (de 1977 a 1997) na região de São Pedro Da Aldeia (ao sul da área de estudo) e foram verificados a partir dos resultados obtidos por Souza (1988), Carvalho (1998) e Pinho (2003).

Pinho (2003) caracterizou mais especificamente duas condições meteorológicas predominantes na região, ao longo de todo o ano, adotadas para o presente trabalho: condição de Bom Tempo e condição de Mau Tempo. Em condições de bom tempo predominam os ventos de nordeste, com variações para norte e para leste. Os eventos de bom tempo estabelecem-se na região por cerca de 92 horas, tendo os ventos uma intensidade média de 10 m/s (Pinho, 2003).

Já em condições de mau tempo, associadas à entrada de frentes frias de sudoeste, ocorrem, inicialmente, ventos fortes de sudoeste, girando posteriormente para sul, sudeste, leste e, finalmente, se estabelece as condições de bom tempo com ventos de nordeste (Pinho, 2003). A média de duração das passagens das frentes frias na região é de 42 horas, com intensidades medias de vento de 6,5 m/s (Pinho, 2003).

Para as simulações de bom tempo do presente trabalho foram utilizados os registros de vento referentes ao mês de janeiro (verão), devido à menor incidência de frentes frias nesse período, sendo o registro caracterizado pela predominância dos ventos de nordeste. Já para as simulações em condições de mau tempo foram utilizados os registros de vento de julho (inverno), onde se observa uma maior

tendência à entrada de frentes frias polares, estando contidos neste registro uma maior ocorrência de ventos oriundos do quadrante sul.

Os dados de ondas utilizados foram também extraídos de Souza (1988), Carvalho (1998) e Pinho (2003). As características das ondas acompanham, grosso modo, as condições do vento predominante. Observou-se que em condições de bom tempo predominam as ondas de nordeste, com menores alturas e esbeltez. Já em condições de mau tempo, predominam na região as ondas de sul, sudeste e sudoeste, sendo estas mais altas e mais esbeltas. Para o presente trabalho foram escolhidos valores de altura e período de ondas que fossem mais representativas das condições de bom tempo e mau tempo na região. Desta forma, se estabeleceu valores médios de altura e período, assim como valores extremos para cada direção de onda. À exceção se faz para as ondas de direção sudoeste e sul, para as quais foram estabelecidos apenas valores de condições extremas.

Tabela 4: Características das ondas utilizadas

Direção	CONDIÇÃO MÉDIA		CONDIÇÃO EXTREMA	
	Altura (m)	Período (s)	Altura (m)	Período (s)
NE	1.8	7.8	2.2	9.5
SE	2.2	10.2	3.3	11.4
SW	-	-	3	10
S	-	-	2.4	10.5

5.2. MÉTODOS

No presente trabalho foram utilizados modelos computacionais na determinação da distribuição de energia das ondas incidentes ao longo do embaiamento Rio das Ostras – cabo Búzios, considerando-se os processos sofridos pelas ondas à medida que entram no domínio das águas rasas, como refração e difração, por exemplo. Para a geração destes resultados foram utilizados os modelos Mike 21, módulo Nearshore Spectral Wind-Wave (NSW), desenvolvido pelo Danish Hydraulic Institute (DHI), e o Modelo de Propagação de Ondas do SisBAHIA (Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental), desenvolvido pelo Programa de Engenharia Oceânica da Universidade Federal do Rio de Janeiro.

A modelagem computacional foi também utilizada na determinação das tendências de transporte de sedimentos na plataforma continental interna e antepraia da área de estudo. Para esta caracterização considerou-se o padrão hidrodinâmico da região, incluindo os ventos e ondas característicos, assim como o padrão de distribuição sedimentológica do fundo marinho e a vazão dos rios presentes no embaiamento. O Modelo de Transporte Lagrangeano do SisBAHIA foi utilizado para este fim.

5.2.1. MIKE 21 – Nearshore Spectral Wind-Wave

MIKE 21, módulo NSW, é um modelo de ondas que descreve a propagação, o crescimento e o decaimento de ondas de curtos período e crista em áreas costeiras. Este modelo leva em consideração os efeitos de refração e empinamento (*shoaling*) das ondas, que ocorrem devido às mudanças de profundidade, à medida que as ondas atingem o domínio das águas rasas, à dissipação de energia devido à geração de ventos locais, ao atrito da onda com o fundo e ao processo de quebra das ondas. O modelo também considera a interação entre as correntes e ondas, que também podem ser responsáveis pelo aumento ou decaimento da energia (DHI, 2004).

A base deste modelo é a previsão de duas funções de direção da onda: o espectro de ação de direção unidimensional e a frequência média, como função da direção espectral. A partir destas funções, o modelo determina funções integrais como a altura significativa das ondas, o período médio, a direção média, o desvio padrão da direção e o gradiente de tensão de radiação. Além disso, os dados podem ser gerados sob a forma de distribuição de energia das ondas ao longo do litoral (Holthuijsen *et al.*, 1989).

Como visto anteriormente, os processos físicos de refração e empinamento possuem efeitos diretos sobre a linha de costa e a orla costeira. A combinação dos dois processos, sobre bancos, por exemplo, gera uma convergência dos raios de ondas, aumentando desta forma, a energia incidente sobre a praia. Já sobre maiores profundidades, como canais, por exemplo, as ondas tenderão a divergir, diminuindo a energia incidente sobre a praia adjacente. De forma geral, uma maior energia

incidente acaba gerando um *hot spot* de erosão, enquanto uma menor energia de ondas gera acumulação de sedimentos tanto na praia quanto na antepraia.

O modelo MIKE 21 pode ser aplicado no monitoramento da transformação de um campo de ondas gerado no oceano à medida que ele penetra a zona costeira. Pode também ser aplicado no estudo de perturbações por ondas em áreas costeiras, para que se possa, a partir de experiências passadas, criar um banco de dados que alimente a modelagem de eventos futuros, gerando maior segurança na navegação e protegendo a orla costeira. Pode ser utilizado na avaliação do regime de ondas local (determinação da altura, período e direção das ondas mais comuns para determinada região), através do cálculo da refração, do empinamento e da quebra das ondas, essencial para a determinação dos processos reguladores da morfologia da costa. Um importante foco para a Engenharia Costeira é o cálculo do transporte de sedimentos, o qual é determinado pelas condições das ondas e pelas correntes geradas pelas ondas na antepraia. Essas correntes são geradas pelos gradientes de tensão de radiação que ocorrem na zona de surfe. O modelo Mike 21 – NSW é muito utilizado para o cálculo das condições das ondas e a tensão de radiação a elas associada (DHI, 2004).

Na delimitação do problema a ser modelado, deve-se avaliar, antes de tudo, qual o clima de ondas predominante na área de estudo. Deve-se também considerar o fenômeno predominante:

- Empinamento
- Refração
- Difração
- Reflexão
- Dissipação do fundo
- Quebra das ondas
- Geração de ventos
- Freqüência de espalhamento
- Interação Onda-Onda
- Interação Onda-Corrente

O módulo MIKE 21 NSW é capaz de resolver todos estes fenômenos com exceção da difração, da reflexão e da interação onda-onda (DHI, 1998).

No que diz respeito às suas equações básicas, descrição dos termos fonte e aos métodos de solução numérica, o Mike 21 – NSW se baseia na abordagem proposta por Houlthuijsen *et al.* (1989). Mike 21 - NSW é um modelo estacionário, direcionalmente desacoplado e paramétrico (DHI, 2004). Para considerar o efeito das correntes, as equações básicas do modelo são derivadas da Equação de Conservação para a densidade de ação da onda espectral. Uma parametrização da equação de conservação no domínio da frequência é realizada através da introdução do momento zero e do primeiro momento do espectro de ação como variáveis dependentes. Isto leva às duas equações diferenciais parciais acopladas básicas:

$$\frac{\partial(c_{gx}m_0)}{\partial x} + \frac{\partial(c_{gy}m_0)}{\partial y} + \frac{\partial(c_{\theta}m_0)}{\partial \theta} = T_0$$

$$\frac{\partial(c_{gx}m_1)}{\partial x} + \frac{\partial(c_{gy}m_1)}{\partial y} + \frac{\partial(c_{\theta}m_1)}{\partial \theta} = T_1$$

Onde,

$m_0(x,y,\theta)$: momento zero do espectro da ação

$m_1(x,y,\theta)$: primeiro momento do espectro da ação

c_{gx} e c_{gy} : componentes nas direções x e y, respectivamente, da velocidade de grupo c_g (m/s)

c_{θ} : velocidade de propagação (m/s)

x e y: coordenadas cartesianas (m)

θ : direção de propagação da onda (graus)

T_0 e T_1 : termos fonte (m^2 e m^2/s)

Os momentos $m_n(\theta)$ são definidos por:

$$m_n(\theta) = \int_0^{\infty} \omega^n A(\omega, \theta) d\omega$$

Onde,

ω é a frequência absoluta;

A é a densidade da ação da onda espectral.

As velocidades de propagação c_{gx} e c_{gy} são obtidas utilizando-se a teoria das ondas lineares. Os termos do lado esquerdo das equações básicas consideram os efeitos da refração e do empinamento. Os termos fonte T_0 e T_1 consideram os efeitos da geração de ventos local e dissipação de energia devido à fricção com o fundo e à quebra das ondas (DHI, 2004). Os efeitos de correntes neste fenômeno estão incluídos. No MIKE 21, os termos fonte para a geração do vento local são derivados de relações de crescimento empíricas, vistas por Johnson (1998).

A descrição da dissipação do fundo é baseada na lei de fricção quadrática para representar a tensão de atrito junto ao fundo. Já a descrição da quebra de ondas é baseada nas expressões determinadas por Battjes & Janssen (1978, *apud* DHI, 2005). Para a parametrização foram escolhidos os momentos zero e inicial do espectro de ação no domínio da frequência, como visto anteriormente. As duas funções de ondas correspondentes são o espectro unidirecional de ação direcional $A_0(\theta)$ e a frequência média como função da direção espectral $\omega_0(\theta)$:

$$A_0(\theta) = m_0(\theta)$$

$$\omega_0(\theta) = m_1(\theta) / m_0(\theta)$$

A discretização espacial das equações diferenciais parciais básicas é realizada utilizando-se o método Euleriano das diferenças finitas (DHI, 2005). Um *grid* retangular com espaçamento constante no plano x, y, θ é utilizado (Figura 5.1). O sistema resultante de equações algébricas não-lineares é resolvido utilizando-se um procedimento de marcha de uma só vez (*once-through marching*) na direção x (Fig. 5.2). Este procedimento restringe o ângulo entre o eixo x e a direção de propagação de ondas para menos de 90° (Holthuijsen *et al.*, 1989; DHI, 2004). Na prática este ângulo deve ser menor do que 90° para se adequar aos critérios de estabilidade. Esta restrição de direção adiciona limitações ao uso do modelo, como por exemplo, a propagação de dois campos de ondas que se cruzam em grandes ângulos não é adequadamente modelada (Holthuijsen *et al.*, 1989). Devido ao

procedimento de marcha é essencial que o eixo x do *grid* esteja alinhado com a direção dominante de propagação das ondas na área do modelo. Os termos fonte associados à geração de ventos local são introduzidos explicitamente, enquanto os termos fonte associados à dissipação do fundo e quebra das ondas são introduzidos implicitamente (DHI, 2004).

As condições de contorno para as equações diferenciais parciais vistas anteriormente são, de forma geral, a especificação do campo de ondas entrando na “área computacional” e a absorção de ondas nos contornos onde as ondas deixam o domínio de modelagem. Uma vez que a informação sobre as ondas ao longo dos contornos laterais em x e y , geralmente, não está disponível, assume-se que a informação sobre as ondas se dá apenas no contorno *upwave* do modelo no plano x - y . Nos outros contornos no espaço x , y , θ assume-se que nenhuma onda entra no modelo. Uma das conseqüências desta suposição é a má representação do campo de ondas próximo aos contornos laterais no plano x - y , devido ao fato de que não há entrada de energia através desses contornos (Holthuijsen *et al.*, 1989). Desta forma, estes contornos devem ser delimitados longe o suficiente da área de interesse.

Fornecer ao modelo uma base de dados de profundidade adequada é essencial para a obtenção de dados confiáveis. O ajuste da batimetria requer mais do que especificar uma cobertura de profundidades acuradas para toda a área de estudo. Requer também a seleção apropriada da área a ser modelada e do espaçamento do *grid* (DHI, 2004). Desta forma, utiliza-se o espaçamento de *grid* constante no espaço x , y , θ . É importante que o espaçamento do *grid* no plano x - y seja selecionado para gerar resolução adequada para a batimetria e o campo de ondas a ser considerado. Além disso, o espaçamento do *grid* no plano x - y também precisa ser selecionado respeitando as condições de estabilidade do modelo (DHI, 1998).

Dois *grids* são usados no modelo: um *grid* bi-dimensional no plano x - y , que representa a batimetria e o campo de correntes, e um *grid* tri-dimensional em x , y e θ , que armazena o campo de ondas. Ambos os *grids* podem apresentar diferentes resoluções e orientações em x - y , desde que o campo de ondas esteja coberto pelo *grid* de fundo/corrente. O tamanho da malha em Δx e Δy do *grid* de fundo/corrente deve ser pequeno o suficiente para resolver detalhes espaciais relevantes da batimetria e do campo do campo de correntes. Já para o *grid* tri-dimensional do

campo de ondas a resolução espacial Δx , Δy e $\Delta\theta$ deve ser suficiente para resolver as variações espaciais relevantes do campo de ondas. O valor de $\Delta\theta$ depende da largura e suavidade das funções $A_0(\theta)$ e $\omega_0(\theta)$ (Holthuijsen *et al.*1989).

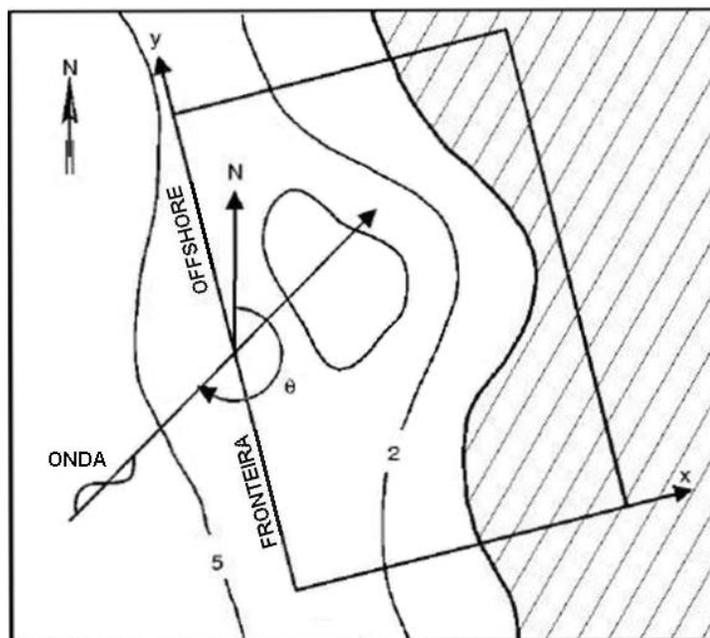


Figura 5.1: O *grid* computacional do modelo Mike 21 – NSW, onde se delimita espacialmente os processos em estudo (Fonte: DHN, 2004).

Quando se especifica a discretização na direção θ , destaca-se que $\theta=0^\circ$ corresponde à direção x e que o *grid* no plano θ é simétrico em respeito a $\theta=0^\circ$. Desta forma, se 13 direções distintas em um intervalo de 10° são selecionadas as direções distintas passam a ser $\theta = 60^\circ, 50^\circ, 40^\circ, 30^\circ, 20^\circ, 10^\circ, 0^\circ, -10^\circ, -20^\circ, -30^\circ, -40^\circ, -50^\circ, -60^\circ$ (DHI, 2004).

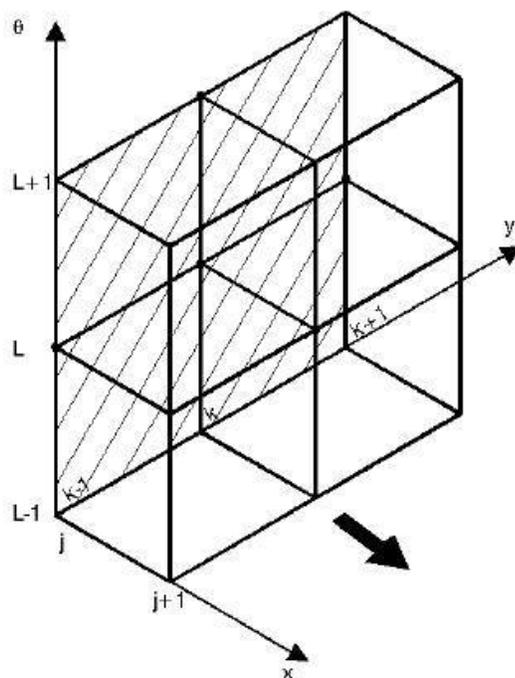


Figura 5.2: O procedimento de marcha (marching procedure) de solução numérica do problema no espaço x, y, θ (Fonte: DHN, 2004).

Em relação aos critérios de estabilidade do modelo, quando se usa a diferenciação central na direção y e a diferenciação *upwinded* na direção θ o critério é:

$$\left| \frac{C_{gy} \Delta x}{C_{gx} \Delta y} \right| + \left| \frac{C_{\theta} \Delta x}{C_{gx} \Delta \theta} \right| \leq 1$$

Na prática é difícil utilizar o critério porque C_{gx} , C_{gy} e C_{θ} não são previamente conhecidos (DHI, 2004). Desta forma, de acordo com Holthuijsen *et al.* (1989), os critérios de estabilidade do modelo a serem considerados podem ser resumidos em dois: o valor máximo de θ é, geralmente escolhido para ser 60° , estando o valor da razão $\Delta y/\Delta x$ entre 3.5 e 4 (DHI, 2004). Caso não se satisfaça os critérios de estabilidade do modelo em um determinado ponto do *grid* no espaço x, y, θ a velocidade de propagação C_{θ} é reduzida até alcançar o critério.

Depois da etapa de ajuste da configuração geométrica do modelo, uma vez que os dados de entrada são confiáveis, seguem-se as etapas de calibração e verificação do modelo e, por último, chega-se à modelagem propriamente dita, que

constitui a verdadeira investigação do trabalho. Por vezes apenas uma única simulação é suficiente para gerar os dados. Durante um estudo que envolve a modelagem computacional trabalha-se com grandes quantidades de dados que podem ser checados com maior facilidade uma vez que forem plotados geograficamente. Uma plotagem de resultados gera mais informação do que a observação de tabelas e se esta plotagem puder se realizada em cores, a mensagem que se quer passar será mais facilmente entendida. Por isso, grande ênfase tem sido dada à capacidade de apresentação gráfica do MIKE 21 com possíveis desenvolvimentos em versões futuras (DHI, 2004).

O modelo Mike 21 – NSW vem sendo amplamente testado no meio científico e vem sendo aplicado em situações razoavelmente complexas (Johnson, 1998). Holthuijsen *et al.* (1989) encontraram para o rio Rhine um erro médio quadrático para a altura significativa e período médio das ondas de, aproximadamente, 10% e 13%, respectivamente. Isto implica no fato de que o modelo em questão reproduz corretamente cerca de 90% das mudanças observadas na altura significativa das ondas e em cerca de 75% as mudanças observadas no período médio das ondas.

5.2.2. SISBAHIA

O SisBAHIA (Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental) é um sistema matemático computacional onde estão contidos diversos modelos, que, por sua vez, utilizam como base um modelo hidrodinâmico, como por exemplo, os modelos de transporte euleriano e lagrangeano, de qualidade de água e eutrofização, entre outros. Este sistema também funciona como uma interface entre os modelos propriamente ditos e softwares de confecção de malhas e de visualização de resultados. Ou seja, acoplado ao uso deste sistema é necessário a utilização de softwares como o ArgusONE (*Open Numerical Environments*), utilizado para a elaboração de malhas quadráticas ou triangulares, que serão utilizadas como a primeira camada de dados do modelo hidrodinâmico. Os softwares Grapher e Surfer, ambos da Golden Software, também são utilizados no SisBAHIA para a visualização de dados e de resultados, em forma de gráficos e mapas, tornando todas as etapas do processo de modelagem muito mais concretas para o usuário.

Para o presente trabalho foram utilizados os modelos de Propagação de Ondas e Transporte Lagrangeano do SisBAHIA. O primeiro modelo a ser aqui abordado será o de Propagação de Ondas, suas aplicações, limitações e bases científicas. Em seguida, serão abordadas as questões referentes ao modelo de Transporte Lagrangeano, assim como todas as etapas inerentes ao processo de modelagem do SisBAHIA.

5.2.2.1. O Modelo de Propagação de Ondas

O Modelo de Propagação de Ondas foi introduzido na versão 6.5 do SisBAHIA. Este modelo é baseado no mesmo algoritmo de outro modelo, o REF/DIF (*Combined Refraction/Diffraction Model*), apresentando, porém modificações em seu esquema numérico. O modelo abrange uma combinação não-linear entre refração e difração e foi inicialmente desenvolvido por Kirby & Dalrymple (1983) e incorpora todos os processos envolvidos na propagação de ondas sobre regiões com coberturas batimétricas irregulares: empinamento, refração, dissipação de energia e refração (Kirby & Dalrymple, 1994). Existem inúmeros modelos que se propõem a modelar o processo de refração das ondas à medida que estas entram no domínio das águas rasas. Poucos modelos, porém, incluem o processo de difração em sua análise.

De forma a incorporar os efeitos da difração no modelo, o procedimento, grosso modo, é suspender a refração nas áreas onde a difração é dominante e apenas permitir que ocorra a difração nesta região, utilizando a solução analítica de Sommerfeld para fundos planos (Kirby & Dalrymple, 1994). Uma vez distante da área de difração, ocorre a refração. Esta é uma técnica inacurada, mas que permite a inclusão da difração, de uma forma aproximada (Kirby & Dalrymple, 1994).

Os modelos combinados de refração/difração são adequados para o cálculo de altura e direção das ondas, em regiões onde ambos os processos se fazem presentes. Exemplos incluem a determinação da altura de ondas numa baía, a partir das alturas de ondas *offshore*; determinação de período, direção e quantidade de energia de ondas penetrando uma cadeia de ilhas, etc. No entanto, modelos desenvolvidos de forma parabólica não incluem em suas previsões ondas que são

refletidas diretamente em direção a sua origem, ou seja, o fenômeno da reflexão não é reproduzido de forma correta (Kirby & Dalrymple, 1994).

O modelo é baseado numa expansão de Stokes para o problema das ondas e inclui a correção de terceira ordem para a velocidade de fase da onda. A altura da onda é conhecida até a segunda ordem. O conhecimento das correntes, que afetam a altura e direção de propagação das ondas, é um dado de entrada do modelo que permite a previsão de ondas, onde estas correntes possam ser mais fortes. A aplicação do modelo teórico para as situações práticas envolve o uso de uma aproximação parabólica, que restringe o modelo aos casos os quais a direção de propagação das ondas é $\pm 60^\circ$ da direção das ondas simuladas, e o uso da técnica de diferenças finitas para a amplitude da onda (Kirby & Dalrymple, 1994).

O problema da propagação das ondas do mar, sobre batimetria irregular, em direções arbitrárias é um problema tridimensional, que envolve complexas condições de contorno não-lineares. Existem poucas soluções para este problema tridimensional e algumas são utilizadas apenas para fundos planos. Visando simplificar o problema em três dimensões, Berkhoff (1972) destacou que as propriedades importantes para ondas progressivamente lineares poderiam ser previstas por um modelo integrado verticalmente, o que reduz o problema a apenas duas dimensões horizontais x e y (Kirby & Dalrymple, 1994).

A equação de Berkhoff é conhecida como a equação do gradiente suave e é escrita em termos do deslocamento do fundo $\eta(x,y)$:

$$\nabla_h \cdot (C C_g \nabla_h \eta) + \sigma^2 \frac{C_g}{C} \eta = 0$$

Nota-se,

$$C = g \sqrt{(g / \kappa) \operatorname{tgh} \kappa h}, \text{ é a celeridade da onda;}$$

$$C_g = C \{1 + 2 \kappa h / \operatorname{senh} 2 \kappa h\} / 2, \text{ é a velocidade do grupo.}$$

Onde a profundidade local é $h(x,y)$ e g é a aceleração da gravidade. O número da onda local $\kappa(x,y)$ está relacionado a freqüência angular das ondas, σ , e a profundidade da água h , pela relação de dispersão linear,

$$\sigma^2 = g \kappa \cdot \operatorname{tgh} \kappa h$$

Em contraste com o modelo de gradiente suave, que se aplica às variações de batimetria, os modelos de difração de ondas foram desenvolvidos para aplicações em fundos marinhos constantes.

$$\frac{\partial A}{\partial x} = \frac{i}{2k} \frac{\partial^2 A}{\partial y^2}$$

Onde \mathbf{A} é uma amplitude complexa relacionada ao deslocamento da superfície da água por:

$$\eta = Ae^{i(kx - \sigma)}$$

O modelo parabólico descrito a seguir combina as características essenciais das duas abordagens descritas acima. As características variáveis de profundidade da equação de gradiente suave são conservadas, porém, o modelo é desenvolvido de forma parabólica e em termos de uma amplitude complexa \mathbf{A} :

$$\begin{aligned} & (C_g + U)A_x - 2\Delta_1 VA_y + i(\bar{k} - a_0 k)(C_g + U)A + \left\{ \frac{\sigma}{2} \left(\frac{C_g + U}{\sigma} \right)_x - \Delta_1 \sigma \left(\frac{V}{\sigma} \right)_y \right\} A \\ & + i\Delta' \left[(p - V^2) \left(\frac{A}{\sigma} \right)_y \right]_y - i\Delta_1 \left\{ \left[UV \left(\frac{A}{\sigma} \right)_y \right]_x + \left[UV \left(\frac{A}{\sigma} \right)_x \right]_y \right\} \\ & + \frac{i\sigma k^2}{2} D|A|^2 A + \frac{w}{2} A + \frac{-b_1}{k} \left\{ \left[(p - V^2) \left(\frac{A}{\sigma} \right)_y \right]_{yx} + 2i \left(\sigma V \left(\frac{A}{\sigma} \right)_y \right)_x \right\} \\ & + b_1 \beta \left\{ 2i\omega U \left(\frac{A}{\sigma} \right)_x + 2i\sigma V \left(\frac{A}{\sigma} \right)_y - 2UV \left(\frac{A}{\sigma} \right)_{xy} + \left[(p - V^2) \left(\frac{A}{\sigma} \right)_y \right]_y \right\} \\ & - \frac{i}{k} b_1 \left\{ (\omega V)_y + 3(\omega U)_x \right\} \left(\frac{A}{\sigma} \right)_x - \Delta_2 \left\{ \omega U \left(\frac{A}{\sigma} \right)_x + \frac{1}{2} \omega U_x \left(\frac{A}{\sigma} \right) \right\} \\ & + ik\omega U (a_0 - 1) \left(\frac{A}{\sigma} \right) = 0 \end{aligned}$$

Onde, \bar{k} é a média do número de onda ao longo do eixo y, \mathbf{U} é a velocidade média da corrente na direção da coordenada x, \mathbf{V} na direção y e:

$$\beta = \frac{k_x}{k^2} + \frac{(k(p-U^2))_x}{2k^2(p-U^2)}$$

$$\Delta_1 = a_1 - b_1$$

$$\Delta_2 = 1 + 2a_1 - 2b_1$$

$$\Delta' = a_1 - b_1 \frac{\bar{k}}{k}$$

E a frequência absoluta ω , está relacionada a frequência intrínseca σ , através de:

$$\omega = \sigma + kU$$

De acordo com Kirby (1986), os valores dos coeficientes a_0 , a_1 e b_1 para um limiar angular máximo de 70º são:

$$a_0 = 0.994733$$

$$a_1 = -0.890065$$

$$b_2 = -0.451641$$

Este modelo possui algumas suposições inerentes ao seu processamento. A primeira delas diz respeito ao gradiente do fundo. Para todos os casos modelados, o gradiente do fundo é sempre suave. A derivação matemática das equações do modelo supõe que as variações na topografia do fundo, ocorrem em grandes distâncias em relação ao comprimento de onda L . A segunda suposição diz respeito a não-linearidade do modelo. O modelo é baseado na expansão da perturbação de Stokes e por isso se restringe às aplicações onde as ondas de Stokes são válidas (Kirby & Dalrymple, 1994).

Uma medida desta não-linearidade é o parâmetro de Ursell:

$$U = \frac{HL^2}{h^3}$$

Quando este parâmetro excede 40, então a solução de Stokes não é mais válida. De forma que o modelo continue válido para águas muito mais rasas, foi criada uma relação entre a frequência e a profundidade:

$$\sigma^2 = gk.tgh \left(kh \left(1 + \frac{|A|}{h} \right) \right)$$

Em águas rasas esta equação coincide com aquela da onda solitária, enquanto em águas profundas ela se aproxima do resultado da onda linear, negligenciando os efeitos de dispersão da amplitude (Kirby & Dalrymple, 1994).

O modelo parabólico é resolvido na forma de diferenças finitas. Para satisfazer esta condição, a batimetria da área de estudo é inserida como um *grid* no plano x-y dividido em retângulos de dimensões Δx e Δy . A amplitude complexa $A(x,y)$ pode ser conferida em cada *grid* de forma que pode ser acompanhar \mathbf{A} por sua localização, não em (x,y), mas em (i,j) onde $x = (i-1) \Delta x$ e $y = (j-1) \Delta y$.

A condição inicial é essencial para o modelo. Na coluna mais distante em direção ao mar, correspondente a $i = 1$, considera-se a profundidade constante e determina-se a onda incidente. Esta onda é então propagada pelo modelo. As condições de contorno laterais são fundamentais para qualquer equação diferencial. Desta forma, uma condição totalmente refletiva é geralmente usada para cada lado ($j = 1$ e $j = n$). Isto exige que o *grid* do modelo seja determinado de forma cuidadosa uma vez que a reflexão da onda incidente oriunda do limite lateral pode se propagar para dentro da região de interesse rapidamente, gerando resultados errôneos. Desta forma, deve-se determinar o domínio da modelagem com uma largura tal que este processo de reflexão das ondas originadas nos contornos laterais não incidam sobre a área de interesse.

O modelo REF/DIF, por ser um dos poucos modelos que consideram ambos os processos de refração e difração de ondas em águas rasas, vem sendo

extensivamente aplicado ao longo de quase duas décadas, principalmente nos estudos relacionados à Engenharia Costeira. Ao longo desse tempo, muitos estudos focaram na avaliação e validação do modelo, assim como no aprimoramento de sua solução numérica, como é o caso da aplicação do modelo no SisBAHIA.

5.2.2.2. O Modelo de Transporte Lagrangeano

No SisBAHIA as etapas da modelagem constituem uma estrutura hierárquica. Em primeiro lugar, cria-se uma base de dados, onde serão inseridos os dados referentes às modelagens a serem realizadas. Em seguida, cria-se um projeto, onde ficarão armazenadas as informações a respeito de todos os modelos rodados, incluindo os diversos cenários modelados e as informações acerca do processo da modelagem propriamente dita. Uma mesma base de dados pode conter inúmeros projetos. O primeiro passo após a criação do projeto está relacionado à modelagem geométrica do problema, onde se define a escala espacial de solução do problema, a região de interesse, e a malha de discretização do domínio da modelagem; o segundo passo diz respeito à modelagem hidrodinâmica e de geração de ondas, dois modelos que são acoplados, no caso da modelagem do transporte de sedimentos; e por último, resolve-se o fenômeno de interesse, no caso do presente trabalho, o transporte de sedimentos em suspensão e como carga de fundo.

Neste sistema, a malha utilizada é não-estruturada, ou seja, a discretização do domínio é feita por elementos finitos, onde se cria a matriz de relações entre os diversos nós de cada elemento. Esta discretização por elementos finitos permite que a malha se adapte melhor à geometria da região. Próximo à região de maior interesse, aumenta-se a densidade de elementos da malha e a diminuição desta densidade, em direção à fronteira aberta, deve ocorrer de forma progressiva, uma vez que, a ocorrência de elementos grandes ao lado de elementos muito pequenos, diminui a acurácia dos resultados obtidos. Para o presente trabalho foi usada uma malha de elementos quadrangulares, distribuídos da maneira mais regular possível.

No Modelo Hidrodinâmico são inseridas as variáveis governantes da hidrodinâmica local. Nesta etapa são inseridas as marés e os ventos predominantes em cada cenário que se quer modelar. O modelo hidrodinâmico adotado denomina-se FIST3D. Trata-se de um eficiente modelo numérico hidrodinâmico, tridimensional,

para escoamentos homogêneos e de grande escala. O modelo é composto por dois módulos:

1. Um módulo promediado na vertical ou bidimensional na horizontal (2DH), através do qual a elevação da superfície livre e velocidades de corrente 2DH promediadas na vertical são calculadas. O modelo FIST3D sempre calcula esse módulo;
2. Um módulo 3D que calcula o campo de velocidades tridimensional através de duas opções possíveis.

No modelo 2DH não existem fluxos verticais, existe apenas uma velocidade média para toda a coluna d'água independente de sua profundidade. Este modelo é normalmente inserido no modelo de transporte lagrangeano quando se quer estudar as tendências de transporte de sedimentos finos, que se encontram em suspensão na coluna d'água. Já o modelo 3D apresenta variação vertical de velocidades. Neste modelo é possível determinar diferentes níveis na coluna d'água, independentes da profundidade local, e observar as velocidades dos fluxos em cada um deles, separadamente.

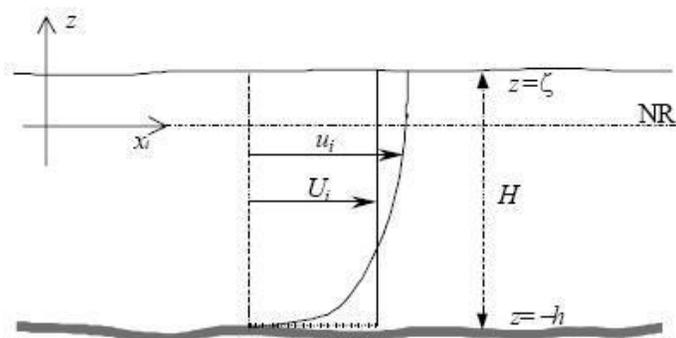


Figura 5.3: Sistema de coordenadas do sistema de modelagem (3D e 2DH), onde NR é o nível de referência. No caso 2DH, U_i representa a velocidade promediada na vertical. Nota-se que as coordenadas e velocidades horizontais são representadas como $(x,y) \equiv (x_1,x_2)$ e $(u,v) \equiv (u_1,u_2)$, utilizando o índice $i = 1, 2$ (Fonte: Rosman, 2008).

Quanto à formulação matemática do modelo hidrodinâmico 3D, considerando-se um referencial euleriano, a equação da quantidade de movimento para as três direções é escrita como:

Equação da quantidade de movimento, com aproximação hidrostática, na direção x:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right) + 2\Phi \text{sen} \theta \cdot v$$

Equação da quantidade de movimento, com aproximação hidrostática, na direção y:

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \right) - 2\Phi \text{sen} \theta \cdot u$$

Equação da continuidade (do volume):

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

Equação da continuidade (do volume) integrada ao longo da vertical:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\zeta} u dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\zeta} v dz = 0$$

Onde, **u**, **v** e **w** são respectivamente as componentes do vetor velocidade nas direções x, y e z. A direção vertical z é positiva para cima e sua origem pode ser definida ao nível médio da superfície da água. **P** é a pressão, **ρ** é a densidade local do fluido e **ρ₀** uma densidade constante de referência, **τ** é o tensor de tensões turbulentas, **Φ** é a velocidade angular da Terra no sistema de coordenadas local e os termos com **Φ** são as Forças de Coriolis, no qual **θ** é o ângulo de latitude. E a elevação da superfície livre $z = \zeta(x, y, t)$.

Para cada intervalo de tempo, o módulo 2DH determina as componentes das velocidades médias na vertical, na direção x e y, $U(x,y,t)$ e $V(x,y,t)$, respectivamente, e as elevações da superfície livre $z = \zeta(x,y,t)$. As três equações necessárias para determinar as três incógnitas de circulação hidrodinâmica em um escoamento 2DH integrado na vertical (ζ, U, V) são:

Equação da continuidade do movimento 2DH para um escoamento integrado na vertical, na direção x:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0 H} \left(\frac{\partial (H \overline{\tau_{xx}})}{\partial x} + \frac{\partial (H \overline{\tau_{xy}})}{\partial y} \right) + \frac{1}{\rho_0 H} (\tau_x^S - \tau_x^B) + 2\Phi \sin \theta V$$

Equação da continuidade do movimento 2DH para um escoamento integrado na vertical, na direção y:

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0 H} \left(\frac{\partial (H \overline{\tau_{xy}})}{\partial x} + \frac{\partial (H \overline{\tau_{yy}})}{\partial y} \right) + \frac{1}{\rho_0 H} (\tau_y^S - \tau_y^B) - 2\Phi \sin \theta U$$

Equação da continuidade (do volume) integrada ao longo da vertical:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial UH}{\partial x} + \frac{\partial vH}{\partial y} = 0$$

Onde τ^S é a tensão do vento e τ^B é a tensão de atrito no fundo.

A confirmação de que os modelos representam os fenômenos que ocorrem na natureza é obtido através do processo denominado calibração, onde se compara os valores medidos na natureza e os valores computados pelo modelo. Mesmo quando não se têm dados que permitam a realização deste procedimento, os modelos do SisBAHIA possuem mecanismos de auto calibração, cuja confiabilidade dos resultados dependerá fortemente da validade dos dados de entrada.

Tipicamente, com a modelagem no SisBAHIA, é possível se obter coerências entre valores reais e valores computados de níveis d'água melhores do que 90%. Após a calibração esta coerência passa para 95%. E coerências entre valores reais e valores computados de velocidade e direção de correntes melhores do que 70%. Após o processo da calibração, esta coerência atinge até os 90% (Rosman, 2008).

Para a calibração de um sistema de modelos de hidrodinâmica é necessária a utilização de uma metodologia adequada (Rosman, 2008). O primeiro passo para a calibração é checar se as escalas características dos fenômenos de interesse e as escalas de discretização do modelo são compatíveis. Um modelo tem escalas de discretização compatíveis com um fenômeno de interesse quando o modelo é capaz de resolver o fenômeno.

O segundo passo fundamental é checar exhaustivamente se a geometria do domínio de interesse está adequadamente representada. Neste sentido, as principais ocorrências são a discretização inadequada, sempre muito grosseira para capturar feições geométricas que possam afetar os dados medidos e os resultados do modelo, e valores impróprios de profundidade, especialmente ao longo dos contornos, ao longo dos nós de ilhas e de canais estreitos.

O terceiro passo no processo de calibração refere-se às condições de contorno. Uma verificação abrangente deve ser feita, porque os modelos hidrodinâmicos e de transporte são muito sensíveis a mudanças nas condições de contorno. Nesse sentido, como mostrado no primeiro passo, deve-se dar atenção especial às escalas características dos dados de entrada.

Uma vez que os passos anteriores foram checados positivamente, as correções necessárias para calibrar o campo de velocidades devem ser obtidas através de ajustes nos parâmetros de turbulência do modelo hidrodinâmico. Caso não se obtenha o ajuste desejado, é provável que algum dos passos anteriores precise de análises adicionais. Somente depois que o modelo hidrodinâmico estiver adequadamente calibrado, pode-se pensar em calibrar um modelo de transporte. Se o campo de velocidades estiver bem representado, com erros dentro de uma tolerância admissível (<20%), e os três primeiros passos, principalmente o primeiro, tiverem sido positivamente checados para o modelo de transporte, então a parte advectiva do transporte poderá ser bem reproduzida pelo modelo de transporte.

O Modelo de Transporte Lagrangeano possui a vantagem de utilizar o campo de velocidades gerado pelo Modelo Hidrodinâmico, sem se restringir às eventuais limitações de escala impostas pela grade de discretização do mesmo. Desta forma, o modelo é aplicado a problemas que envolvam fontes de pequena escala em relação ao domínio do modelo hidrodinâmico. O Modelo Lagrangeano é muito aplicado nos estudos que envolvem a dispersão de poluentes em corpos d'água. Para o presente trabalho, o Modelo Lagrangeano de Transporte Advectivo e Difusivo será empregado na determinação das tendências de transporte de sedimentos nos limites da área de estudo (Rosman, 2008).

O transporte de sedimentos deste modelo se faz condicionado às tensões do fundo, que podem ser causadas apenas pela ação das correntes ou pela ação sinérgica de ondas e correntes. Conhecendo-se as características dos grãos dos sedimentos, pode-se determinar as tensões capazes de mobilizar estes grão através da formulação proposta por Shields, conforme descrito a seguir. O conhecimento da tensão crítica de mobilidade do sedimento do fundo da região aliado ao conhecimento das correntes locais e das tensões de atrito, que o escoamento e as ondas provocam sobre o fundo, permitem representar a deriva de sedimentos da região em estudo (Rosman, 2008).

Para cada classe granulométrica dos sedimentos de fundo, o processo de erosão ou deposição está diretamente associado à tensão crítica de mobilidade. Valores de tensão no fundo acima deste valor crítico podem promover a erosão e transporte de grãos enquanto para valores inferiores a este valor crítico os grãos permanecem imóveis, ou, no caso de estarem em movimento, tendem a se depositar. No caso de sedimentos predominantemente arenosos, o critério de mobilidade usualmente empregado baseia-se na chamada função de Shields:

$$\Psi = \frac{u_*^2}{g(S_s - 1)d} = \frac{\tau_0}{\gamma(S_s - 1)d} = f\left(\frac{du_*}{v}\right)$$

$$S_s = \frac{\gamma_s}{\gamma}$$

Onde:

τ_0 = tensão crítica de arrasto no leito

γ_s = peso específico aparente do grão

- $\gamma, \gamma_a =$ peso específico da água = gpa
 $g =$ aceleração da gravidade
 $\rho_a =$ massa específica da água
 $d =$ diâmetro do grão
 $u_* =$ velocidade de atrito no leito
 $\nu =$ viscosidade cinemática da água

O termo entre parênteses no segundo membro da equação é também conhecido como o Número de Reynolds do grão, que consiste numa relação entre as forças de inércia e a viscosidade.

A aplicação do critério baseado na função de Shields consiste na comparação entre a tensão de arrasto no fundo causado pelos agentes hidráulicos (ondas e correntes) em um dado local, τ , e a tensão crítica para o mesmo local, τ_0 . Caso $\tau > \tau_0$ admite-se que os sedimentos no local são mobilizados e, eventualmente, transportados pelas correntes, caso contrário, os sedimentos permanecem ou tendem ao repouso. O transporte pode ser condicionado à tensão de atrito no fundo causada apenas por correntes, pela velocidade da corrente e por ondas e correntes.

Dado um valor condicionante V_c , relacionado à tensão crítica de mobilidade de determinada classe granulométrica de sedimento, com uma tolerância de $t\%$, que é reduzida em função da quantidade de finos na região, uma vez que os sedimentos finos apresentam naturalmente maior probabilidade de entrar em movimento, e considerando que, em um dado local a um dado instante, o parâmetro hidrodinâmico condicionado tem valor V , o transporte ocorrerá, ou não, nas seguintes condições:

$$\left| \frac{V}{V_c} \right| \geq 1 + t\% ; \quad \text{ocorre transporte.}$$

$$\left| \frac{V}{V_c} \right| < 1 + t\% ; \quad \text{não ocorre transporte.}$$

$$1 - t\% \leq \left| \frac{V}{V_c} \right| < 1 + t\% ; \quad \text{transporte probabilístico.}$$

No caso do transporte probabilístico, o modelo gera um número aleatório entre 0 e 1, A_0^1 , e decide sobre a ocorrência ou não de transporte pelo seguinte critério:

$$\left| \frac{V}{V_c} \right| - 1 + t\% \geq 2t\% \times A_0^1; \quad \text{ocorre o transporte.}$$

Nota-se que se $V = V_c$ a probabilidade de ocorrer transporte é de 50% e que a probabilidade de transporte aumenta com o valor na tensão do fundo. O SisBAHIA admite valores de tolerância entre 0 e 50%, sendo usual valores na faixa de 20%. No caso do transporte de sedimentos, mecanismos de deposição e ressuspensão não são considerados diretamente. Entretanto, os efeitos de deposição e ressuspensão são indiretamente representados na fase de transporte probabilístico.

As tensões de fundo relativas às ondas são obtidas através do Modelo de Geração de Ondas, que também faz parte deste sistema. A geração de ondas é feita com o mesmo campo de ventos usado no Modelo Hidrodinâmico, de modo que se tenha um perfeito sincronismo entre as correntes geradas por marés e ventos e as ondas de vento geradas no interior do domínio. O cálculo resultante é de certo modo conservador, visto que a ondulação de *swell* não é incluída.

6. RESULTADOS

Os resultados apresentados a seguir encontram-se divididos por processos físicos que representam e, no caso da refração, segundo o modelo empregado. Além dos resultados, são apresentadas informações sobre o valor das variáveis adotadas para cada modelo e as características dos diferentes cenários simulados.

6.1. REFRAÇÃO

No presente trabalho, o processo da refração foi analisado sob a ótica de dois modelos computacionais: o modelo Mike 21- NSW e o Modelo de Propagação de Ondas do SisBAHIA. Foram simulados seis cenários diferentes de entrada de ondas na região do embaiamento Rio das Ostras – cabo Búzios. Nos dois modelos foram simuladas ondas incidentes de nordeste e sudeste, ambas em suas condições médias e extremas. Porém, apenas no Modelo de Propagação de Ondas do SisBAHIA foram simuladas as ondas de sul e sudoeste, com as mesmas características das ondas que atingiram o norte do embaiamento em maio de 2001, causando erosão da praia e destruição de propriedades localizadas a sua retaguarda (Muehe *et al.*, 2005b). Estas ondas de ressaca não foram simuladas através do Mike 21 – NSW, devido a uma condição específica exigida por este modelo, e analisada a seguir, que não pôde ser atendida por falta de dados de batimetria ao largo da área de estudo.

6.1.1. MIKE 21 – NSW

No Mike 21 – NSW foram simulados um total de quatro cenários: ondas de nordeste com características de altura (H) e período (T) referentes às condições médias e extremas encontradas nos registros utilizados; e ondas de sudeste também apresentando características de altura (H) e período (T) associadas às condições médias e extremas encontradas nos registros.

Basicamente, os dados de onda utilizados foram extraídos de registros realizados por bóias oceanográficas, localizadas a aproximadamente 1000m de profundidade, na região da Bacia de Campos, norte do Estado do Rio de Janeiro, ou

seja, as bóias mediram as características das ondas ainda no domínio das águas profundas ($h > L_{\infty}/2$). Sendo assim, o modelo requer que seu contorno *offshore* (lado de entrada das ondas no *grid*) esteja no domínio de águas profundas que, para o presente trabalho, começa a partir de profundidades entre 47 e 94m, para ondas com período de 7,8s e 11s, respectivamente.

Desta forma, estendeu-se o *grid* batimétrico para que este pudesse atender esta condição de contorno do modelo. Em contra partida, este novo *grid* de dimensões muito maiores não poderia ser utilizado para simulações refinadas, com espaçamento $\Delta x = 5$ e $\Delta y = 20$, devido ao fato de o modelo ter um limite máximo de pontos a calcular e devido à grande demanda de memória computacional que seria necessária. A solução para este obstáculo foi a criação de dois *grids* batimétricos locais para cada direção de onda simulada.

O primeiro *grid*, de dimensões maiores, que teve suas profundidades extrapoladas a partir de dados das folhas de bordo, inclui a isóbata de 2500m e se estende para o norte e para o sul da área de estudo; este *grid* foi utilizado como um *grid* regional (Fig. 6.1) de, aproximadamente, 185 X 185 km e espaçamento $\Delta x = 50$ e $\Delta y = 200$, no qual foram simuladas as ondas de nordeste (azimute 45°) e sudeste (azimute 135°) para os quatro cenários determinados (vide Tabela 4).

Em seguida, foram elaborados dois *grids* locais, um para as ondas de nordeste (Fig. 6.2) e outro para as de sudeste (Fig. 6.3). Estes *grids* possuem dimensões reduzidas, pois abrangem somente os limites da área de estudo, com espaçamento de $\Delta x = 5$ e $\Delta y = 20$. Nestes *grids* foram inseridos os dados das ondas resultantes das quatro simulações realizadas sobre o *grid* regional, conforme mostra a Tabela 5. Vale lembrar a necessidade de ser gerado um *grid* local para cada direção de onda simulada, de forma que o eixo x fique sempre paralelo à direção de propagação inicial das ondas (vide item 5.2.1). Observa-se, nas figuras 6.2 e 6.3 os *grids* rotacionados, de forma a receber as ondas de nordeste e sudeste, respectivamente. Nota-se também que as coordenadas do eixo y apresentam valores fictícios, uma vez que o modelo só possui coordenadas UTM para o hemisfério norte, e assim, dos valores reais das coordenadas do eixo y são subtraídos 10000000, um mecanismo de transformação para que o modelo processe as informações para o hemisfério sul. Além disso, estes *grids* foram refinados de forma a conter as isóbatas de 5m a 1m, visando a determinação das zonas de

arrebentação e surf, onde a energia da onda é, em grande parte, dissipada. Sendo assim, todas as simulações apresentam uma linha de menores alturas acompanhando a linha de costa em estudo, indicando o efeito desta dissipação de energia.

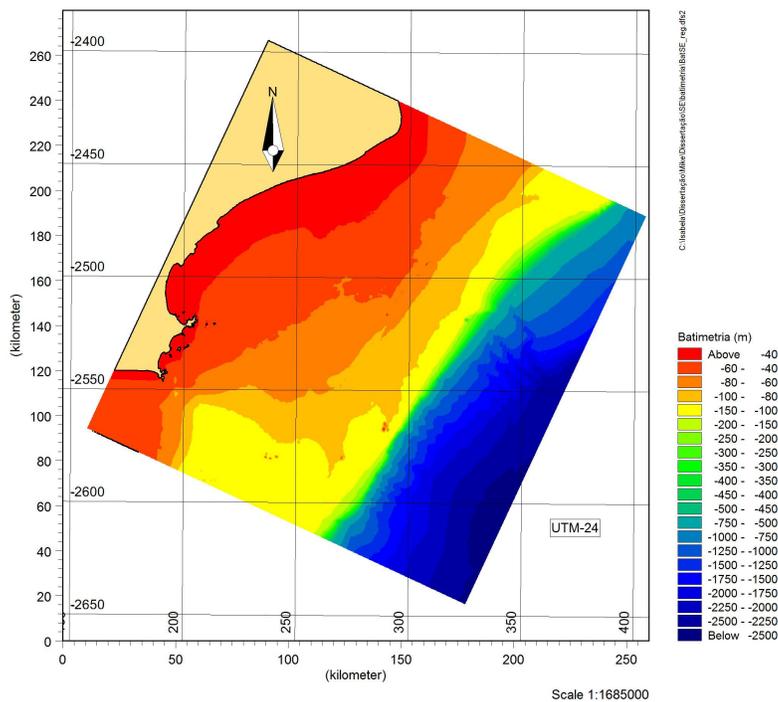


Figura 6.1: *Grid* regional, no qual os quatro cenários foram inicialmente modelados para posterior utilização nos grids locais (Tabela 4).

Tabela 5: Características das ondas de entrada dos *grids* locais

	CONDIÇÃO MÉDIA			CONDIÇÃO EXTREMA		
	Altura (m)	Período (s)	Direção (°)	Altura (m)	Período (s)	Direção (°)
NE	1.54	7.8	52°	1.75	9.5	56°
SE	2.05	10.2	136°	2.9	11.4	138°

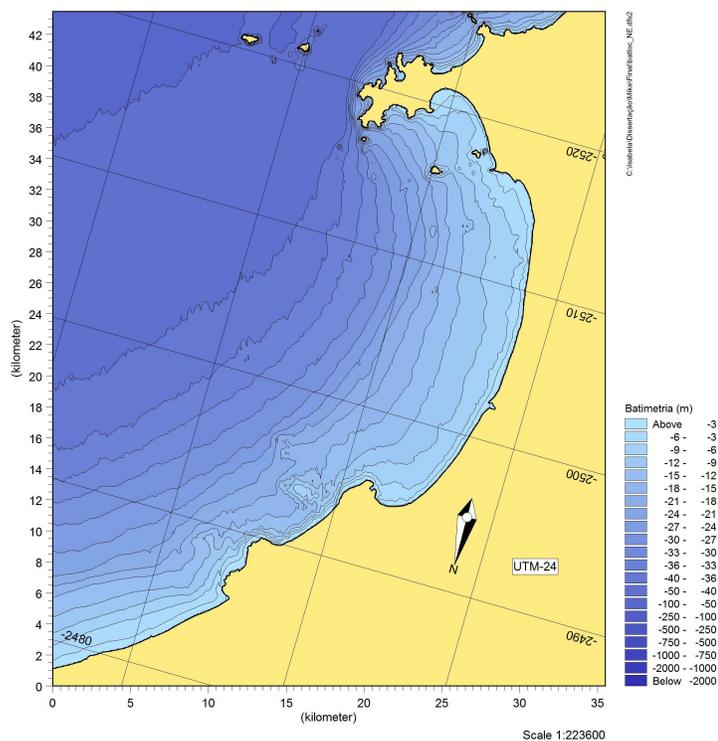


Figura 6.2: *Grid* local, no qual os dois cenários de ondas de nordeste foram simulados (Tabela 5).

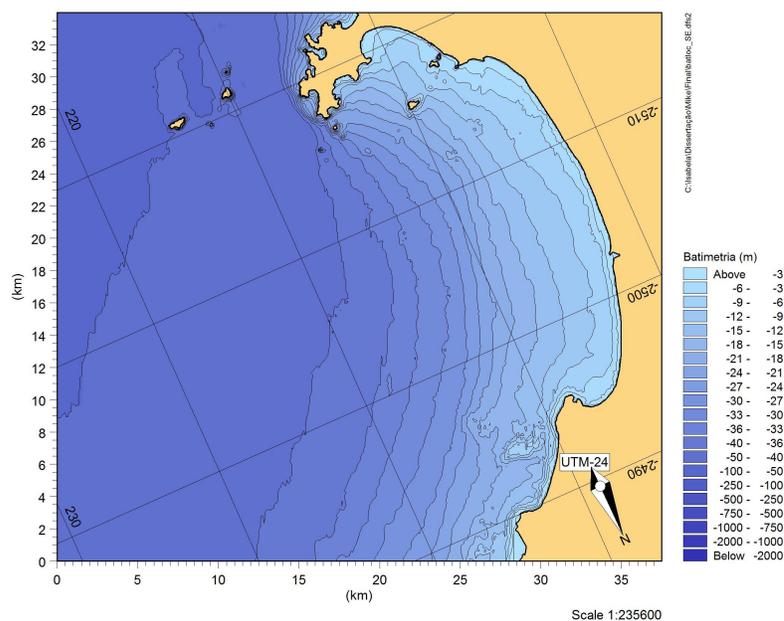


Figura 6.3: *Grid* local, no qual os dois cenários de ondas de sudeste foram simulados (Tabela 5).

Uma comparação entre os dados de entrada dos *grids* regional e local (Tabelas 4 e 5) indica as mudanças sofridas pelas ondas à medida que entram no domínio das águas intermediárias e rasas. Em todos os casos, a transformação das ondas de águas profundas para águas intermediárias (*grid* regional) ocasionou uma pequena variação na direção média de incidência das ondas e uma pequena diminuição na altura das ondas, permanecendo, como era de se esperar, o período constante. Nas ondas extremas de nordeste se encontrou a maior transformação no *grid* regional, com variação de 11° na direção média de incidência das ondas, tendendo à direção nordeste - leste, e cerca de 0,5m na altura da onda (H). De forma geral, este foi o padrão encontrado em todas as simulações realizadas no *grid* regional: uma diminuição da altura das ondas, e conseqüente diminuição de sua energia e uma pequena tendência de variação de sua direção, conseqüência do padrão de distribuição das isóbatas, que foi melhor observada nas condições extremas de ambas as direções. Já os resultados relativos às simulações realizadas nos *grids* locais serão aqui apresentados a seguir.

6.1.1.1. Ondas de Nordeste

Observa-se que em condições médias, quando as ondas incidem com azimute de 52°, a parte mais atingida do embaiamento se localiza no segmento entre o rio São João e a Ponta do Pai Vitório (Figs 6.4). Ao norte do rio, assim como ao sul da Ponta do Pai Vitório, a altura da onda incidente diminui progressivamente. Ao norte do embaiamento, junto à desembocadura do rio das Ostras, a onda incide com alturas próximas a zero (Fig. 6.4). Na seqüência, nota-se uma pequena área em branco, referente ao processo de difração das ondas pela sucessão de promontórios. Este processo não é resolvido pelo modelo, que gera, então, essas regiões de valores indefinidos. O mesmo se observa na praia de Manguinhos, no município de Búzios, ao sul do embaiamento, onde as ondas também são difratadas pela presença do cabo Búzios (Fig. 6.4).

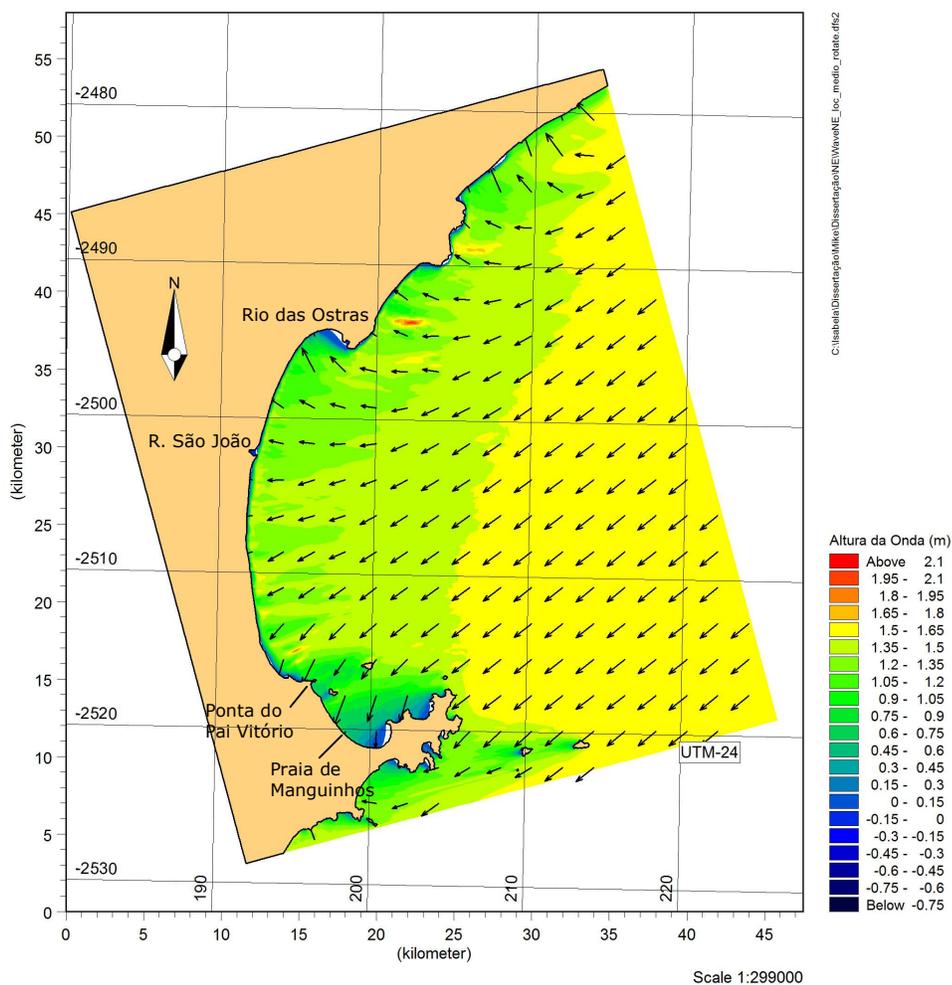


Figura 6.4: Distribuição da altura de ondas, ao longo do embaiamento Rio das Ostras – cabo Búzios, com vetores de direção sobrepostos. Ondas oriundas da direção nordeste (azimute = 52°), sob condições médias de altura (H) e período (T).

O embaiamento é, grosso modo, uma seção de litoral com orientação norte e sul, e isóbatas paralelas ao seu contorno (Figs. 6.2 e 6.3). Em suas extremidades norte e sul, porém, o embaiamento se curva, passando a apresentar orientação oeste-leste. As isóbatas sofrem a mesma mudança de direção, acompanhando a direção da linha de costa (Fig. 6.2 e 6.3). As ondas de nordeste incidentes sobre esta topografia de fundo recurvada sofrem transformações e acabam incidindo no norte do embaiamento com direção sul-sudeste e ao sul com direção norte-nordeste (Fig. 6.4).

Na extremidade norte do embaiamento, a reentrância formada pela desembocadura do rio das Ostras, é acompanhada pelas isóbatas, que reproduzem

essa reentrância em seus contornos (Figs. 6.2 e 6.3), gerando uma divergência dos raios de onda. Esta divergência faz com que a altura da onda e, conseqüentemente, sua energia seja reduzida (Fig. 6.4). O mesmo ocorre ao sul do embaiamento: a diminuição da altura da onda incidente devido à divergência dos raios de onda sobre o contorno batimétrico faz com que ondas com alturas próximas a zero atinjam a região (Fig. 6.4).

O padrão de distribuição de energia encontrado na simulação das condições médias da onda de nordeste difere um pouco daquele observado na simulação de suas condições extremas (Fig. 6.5). Primeiramente, esta onda com características extremas sofre as maiores transformações de direção média no *grid* regional. Possivelmente, por ser uma onda de maior período e, conseqüentemente, mais comprida do que aquela encontrada em condições médias ($L=1,56 T^2$), esta onda começa a sofrer refração em profundidades maiores (onda sente o fundo no domínio das águas rasas, $h < L/20$) e por isso o dado de entrada do *grid* local é uma onda de direção média de 56° de azimuth, tendendo à direção nordeste-leste (Figura 6.5). Desta forma, observa-se que a onda incide mais perpendicularmente ao embaiamento (Fig. 6.5). No entanto, o mesmo padrão de diminuição de altura da onda nas duas extremidades do embaiamento pôde ser observado, assim como as regiões de valores indefinidos, geradas devido à não-solução do processo de difração pelo modelo (Fig. 6.5).

Desta forma, assume-se que o mesmo processo de refração observado na simulação das condições médias da onda ocorre nas extremidades sul e norte da região nas condições extremas da onda de nordeste. Isto demonstra que a distribuição das isóbatas é responsável pela divergência dos raios de ondas de nordeste e nordeste-leste em ambas as regiões, independente da altura da onda incidente.

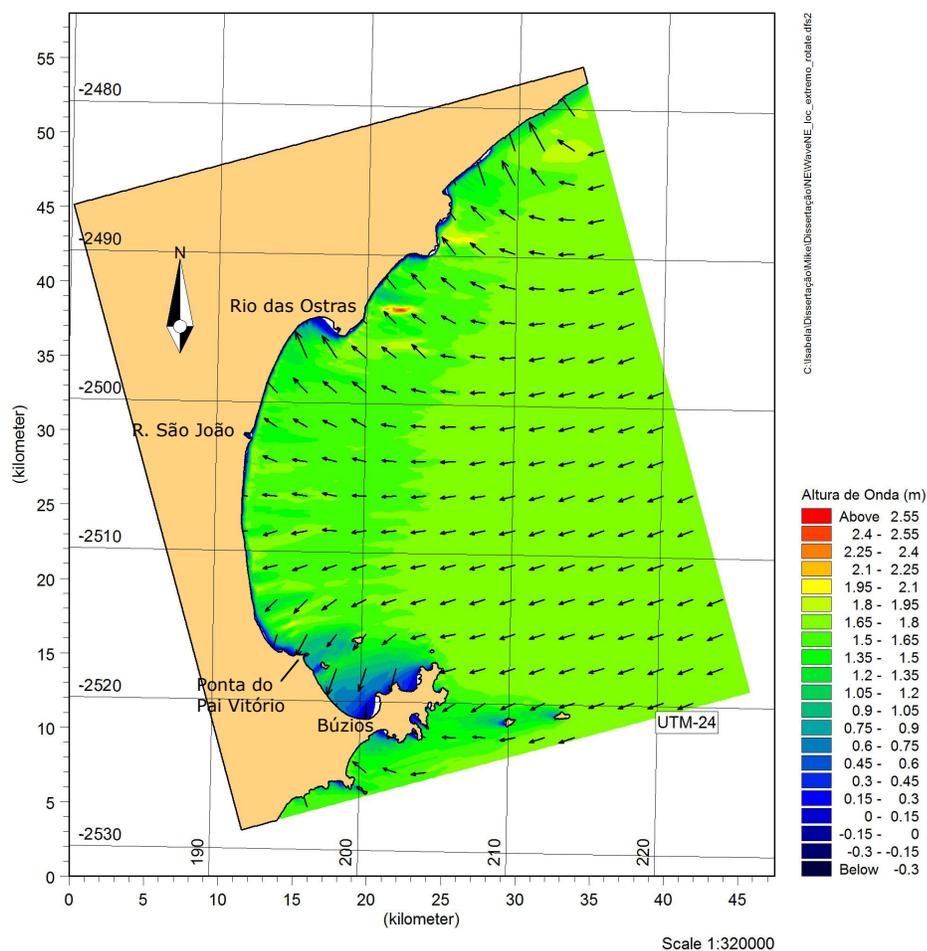


Figura 6.5: Distribuição da altura de ondas, ao longo do embaiamento Rio das Ostras – cabo Búzios, com vetores de direção sobrepostos. Ondas oriundas da direção nordeste (azimute = 56°), sob condições extremas de altura (H) e período (T).

Sob condições extremas destaca-se também a tendência de as ondas incidirem com maior energia na seção entre o rio São João e a Ponta do Pai Vitório, como também observado para as condições médias (Fig. 6.5). Nestas condições, a onda atinge pontos da seção sul do embaiamento com alturas entre 1,65m e 1,8m, enquanto em condições médias esses *hot spots* apresentam alturas entre 1,35m e 1,5m (Figs. 6.4 e 6.5). Sob condições extremas, incidem sobre o restante do embaiamento, com exceção de suas extremidades, ondas de 1,35m a 1,65m, enquanto que, em condições médias, a altura limita-se a valores entre 1,05m e 1,35m (Figs. 6.4 e 6.5). Além disso, observa-se que a direção da onda incidente em condições extremas é responsável pela ampliação espacial do efeito de divergência

dos raios de onda, e conseqüente diminuição da altura da onda incidente, principalmente na seção sul do embaiamento (Fig. 6.5). Ou seja, as ondas de nordeste-leste estão associadas a uma região mais ampla, onde são observadas ondas de menores alturas, devido à refração. Destaca-se na figura 6.5 que esta região se estende até a Ilha Rasa (mais próxima da Ponta do Pai Vitório), enquanto à retaguarda da Ilha Feia (localizada mais ao largo) ocorre uma abrupta diminuição de energia, de 1,5 para 0,75m.

De forma geral, a incidência de ondas de nordeste ou nordeste-leste, com características de altura (H) e período (T) médias ou extremas, respectivamente, são responsáveis por definir um mesmo padrão de distribuição de energia das ondas. Este padrão abrange a distribuição, quase homogênea, da altura das ondas ao longo do embaiamento, com pontos de incidência de maior altura (convergência de raios de ondas) ao sul do rio São João e diminuição nas extremidades norte e sul do embaiamento, onde a costa tende a se curvar, acompanhada pelas isóbatas, e passa a ter orientação preferencial oeste-leste. Em ambas as condições, o processo de refração faz com que as ondas, inicialmente oriundas de nordeste e nordeste-leste, passem a incidir na seção norte do embaiamento com direção sul-sudeste, enquanto na seção sul incidem com direção norte-nordeste (Figs. 6.4 e 6.5).

6.1.1.2. Ondas de Sudeste

As ondas de sudeste sofreram as menores modificações observadas sobre o *grid* regional (Tabelas 4 e 5). Desta forma, as ondas incidentes sobre o *grid* local apresentaram direção inicial de incidência de 136° e 138° de azimute, em condições médias e extremas, respectivamente. Observa-se que, em ambas as condições, a região mais afetada pela energia das ondas é o norte do embaiamento, na praia da Barra da Boca, na altura do município de Rio das Ostras (Figs. 6.6 e 6.7)

Na seção ao norte do rio São João, nota-se que as ondas de sudeste atingem o litoral com a mesma direção inicial, ou seja, não se observa uma mudança significativa na direção de propagação de suas cristas (Figs 6.6 e 6.7). No entanto, na simulação de condições médias, observa-se ao sul da desembocadura do rio São João o início da tendência de rotação da direção da onda. Destaca-se que, a partir do condomínio Verão Vermelho, as ondas começam a incidir com direção

perpendicular à costa, com direções de leste, gradativamente girando para nordeste-leste e, finalmente, incidindo de nordeste, à medida que se aproxima a extremidade sul do embaimento (Fig. 6.6). Observa-se também as regiões de valores indefinidos, atribuídas à difração devido ao obstáculo constituído pelo cabo Búzios à propagação da onda (Fig. 6.6 e 6.7).

A partir da praia de Manguinhos a altura da onda aumenta em direção ao norte do embaimento (Fig. 6.6). A onda de característica média, inicialmente com 2m de altura, atinge a porção sul do embaimento com alturas de zero a 1m na altura do condomínio Verão Vermelho. Logo ao sul da desembocadura do rio São João, as ondas apresentam alturas de 1,5m até o final da extensão do embaimento, com exceção da praia Barra da Boca, onde as ondas incidem com maiores alturas, podendo atingir até 2,2m (Fig. 6.6).

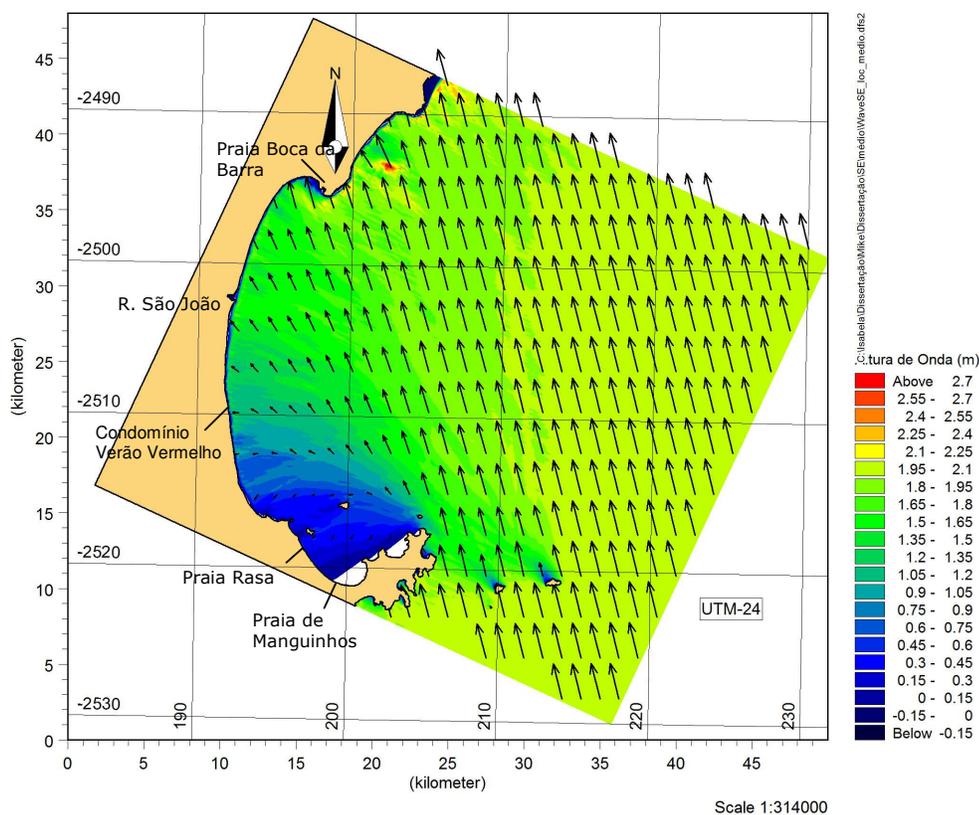


Figura 6.6: Distribuição da altura de ondas, ao longo do embaimento Rio das Ostras – cabo Búzios, com vetores de direção sobrepostos. Ondas oriundas da direção sudeste (azimute = 136°), sob condições médias de altura (H) e período (T).

A simulação de condições extremas apresenta as mesmas características da onda média, sendo a parte mais atingida pelas ondas a seção norte do embaiamento, principalmente a região da praia Boca da Barra, em Rio das Ostras (Fig. 6.7). As ondas aumentam progressivamente de altura de sul para norte do embaiamento. Junto ao cabo Búzios, observam-se áreas de valores indefinidos, não resolvidos pelo modelo. As ondas incidem com alturas entre zero e 0.6m entre a praia de Manguinhos e a Ponta do Pai Vitório (Fig. 6.7). Em seguida, em direção ao rio São João, a altura das ondas aumenta e varia entre 1m e 1,6m, nas proximidades da desembocadura (Fig. 6.7). Ao norte do rio, as ondas atingem 2,6m, com alternância entre alturas um pouco menores (Fig. 6.7). A maior altura ocorre na extremidade norte do embaiamento, na praia da Boca da Barra, onde as ondas atingem, aproximadamente, 3m (Fig. 6.7).

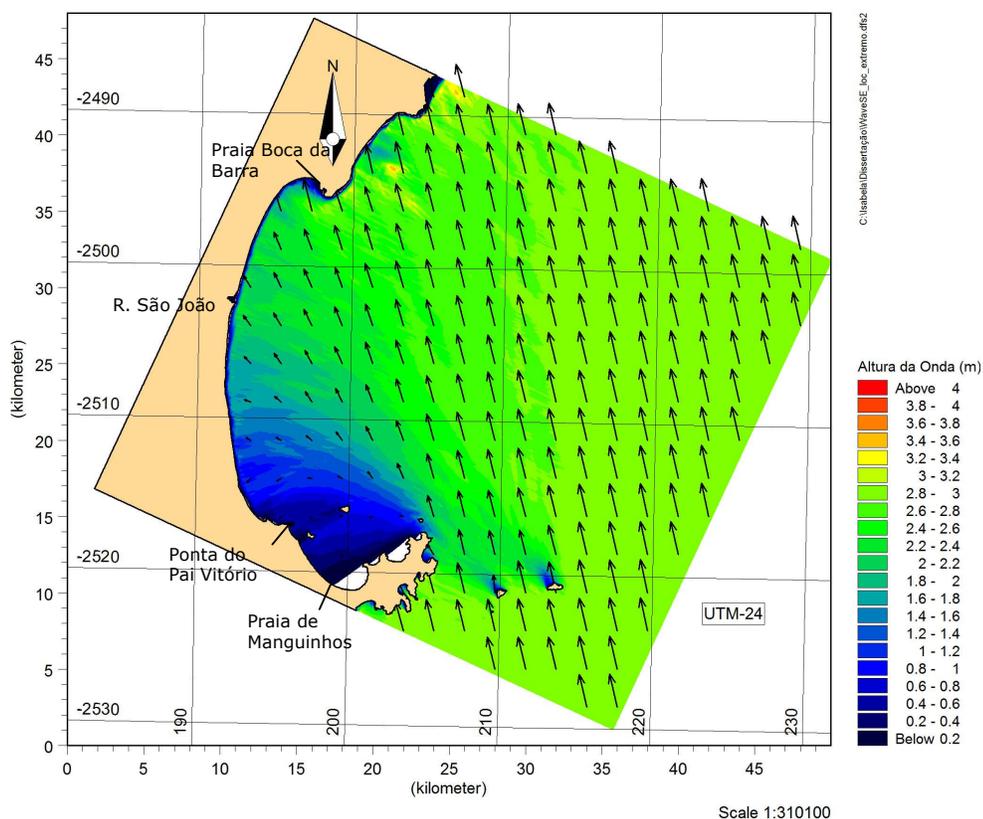


Figura 6.7: Distribuição da altura de ondas, ao longo do embaiamento Rio das Ostras – cabo Búzios, com vetores de direção sobrepostos. Ondas oriundas da direção sudeste (azimute = 136°), sob condições extremas de altura (H) e período (T).

Em relação à direção média, as ondas extremas incidem sobre o norte do embaiamento com direção preferencial de sudeste, como visto em condições médias (Figs. 6.6 e 6.7). Porém, as ondas só começam a incidir perpendicularmente à costa nas proximidades da Ponta do Pai Vitório (Fig. 6.7). Desta forma, considera-se a hipótese de que o não paralelismo entre os contornos batimétricos e a linha de costa na região do cabo Búzios seja o responsável pela falta de ajuste entre as ondas incidentes e a direção preferencial deste segmento da costa (Fig. 6.3 e 6.7).

6.1.2. Modelo de Propagação de Onda - SISBAHIA

No Modelo de Propagação de Ondas do SisBAHIA foram simulados seis cenários distintos: ondas de nordeste, com características de altura (H) e período (T) das condições médias e extremas encontradas nos registros; onda de sudeste também em suas condições médias e extremas; e ondas de sul e sudoeste associadas à ressaca ocorrida em maio de 2001 (Muehe *et al.*, 2005b). Essas duas últimas direções foram simuladas apenas com características de condições extremas, tendo como dado de entrada as simulações realizadas pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, através do modelo WAVEWATCH III para previsão de ondas em águas profundas.

Ao contrário do modelo Mike 21 – NSW, neste modelo não é necessário que se gire o *grid* batimétrico para que a direção de entrada das ondas no modelo seja paralela ao eixo x do *grid*. O modelo simula ondas de todas as direções através de um procedimento mais simples para o usuário. Basicamente, o modelo trabalha com a geração de três grades diferentes: na primeira, a Grade de Batimetria, determina-se os limites espaciais dos dados batimétricos que se quer utilizar em cada simulação; na segunda grade, a Grade de Propagação de Ondas (GPO), determina-se o domínio do processo a ser simulado e seus limites espaciais devem estar contidos nos limites da Grade de Batimetria; por último, elabora-se uma terceira grade, a Área de Registro de Resultados, que deve estar contida dentro da GPO e deve conter apenas a região de interesse, de forma que os resultados atendam às necessidades do usuário, mas de maneira a utilizar a menor quantidade de memória computacional possível.

Os processos de refração e difração são resolvidos nos limites da GPO. Esta grade retangular é constituída pelo Lado Transverso à Costa (LTC) e o Lado de Incidência de Ondas (LIO). Desta forma, não há necessidade de se girar todo o *grid* batimétrico para cada direção de ondas, gira-se apenas a GPO, em relação ao norte verdadeiro, para que o seu LIO fique voltado para a direção de incidência de ondas que se quer simular. O modelo requer que algumas condições sejam cumpridas, para que os resultados gerados sejam precisos: o LIO deve estar posicionado sobre profundidades intermediárias, não havendo necessidade de se estender a Grade de Batimetria costa afora, até o domínio de águas profundas. Por isso, foi possível realizar as simulações de ondas de sul e sudoeste mesmo com a malha de dados batimétricos obtida para o presente trabalho. Outra condição diz respeito ao giro do LIO, que deve ser feito de forma que a onda que se propaga na GPO atinja a costa, ou seja, não é possível simular a incidência de determinada direção de onda se esta não atinge a praia. Uma terceira condição diz respeito a um limite de rotação do LTC, relacionado ao azimute de propagação das ondas: a soma destes dois ângulos deve ser maior do que 135° e menor do que 225° . Para atender estas condições, o ângulo de rotação do LTC e os ângulos de entrada de ondas foram ajustados, variando alguns graus de suas posições originais.

6.1.2.1. Ondas de Nordeste

Os dados de entrada dos cenários aqui modelados encontram-se na Tabela 4. O único ajuste realizado foi na direção da onda incidente, de forma a atender as exigências da GPO do modelo, vistas no item anterior. As ondas de nordeste, nas condições média e extrema, apresentaram azimute de propagação de 60° . Sob condições médias, observa-se que esta onda atinge o embaiamento como um todo, com alturas variando entre 0,3m e 0,8m (Fig. 6.8). Exceção se faz às extremidades norte e sul, protegidas por promontórios e pelo cabo Búzios, respectivamente, que apresentam valores de altura próximos a zero. Destaca-se aqui que este modelo considera o processo de difração na solução do fenômeno de propagação das ondas e por isso não ocorrem regiões de valores indefinidos, como observado nas simulações do modelo MIKE 21 - NSW.

Observa-se que a onda incidente é refratada e incide perpendicularmente sobre a seção do embaiamento ao norte do rio São João, ou seja, a onda atinge a costa com direção preferencial de leste (Fig. 6.8). No entanto, nota-se que, na seção ao sul da desembocadura do rio, a direção das ondas sofreu transformações menos significativas, incidindo sobre a praia com direção nordeste (Fig. 6.8). Nas extremidades do embaiamento observa-se uma maior influência da variação topográfica sobre a onda. No norte do embaiamento, região da praia da Boca da Barra, a onda incide com direção leste-sudeste, enquanto ao sul, na praia de Manguinhos, a onda mostra uma tendência para a direção norte-nordeste (Fig. 6.8), acompanhando sempre a tendência das cristas incidirem paralelamente à linha de costa.

Ondas mais altas são encontradas numa região ao norte do embaiamento, já fora da área de interesse, e na região da praia do Abricó, em Rio das Ostras, onde as ondas incidem perpendicularmente sobre a costa, apresentando valores de até 1,5m. Uma zona de menor altura de onda é observada na praia de Unamar, onde as ondas incidem com, aproximadamente, 0,2m (Fig. 6.8).

Na condição de ondas extremas, observam-se os mesmo padrões de transformação de direção da onda incidente assim como as regiões de incidência de alturas próximas a zero nas extremidades do embaiamento, devido à difração (Figs. 6.8 e 6.9). A distribuição da altura das ondas ao longo do embaiamento varia entre 0,5m e 1m (Fig. 6.9), exceto na praia ao norte do rio São João, onde a onda incide com alturas próximas a 4m (Fig. 6.9). Além disso, ocorreu o deslocamento de uma pequena região de sombra das ondas, que em condições médias localiza-se próximo ao condomínio Verão Vermelho (Fig. 6.8), para as proximidades da desembocadura do rio Una, apresentando alturas de 0,2m (Fig. 6.9).

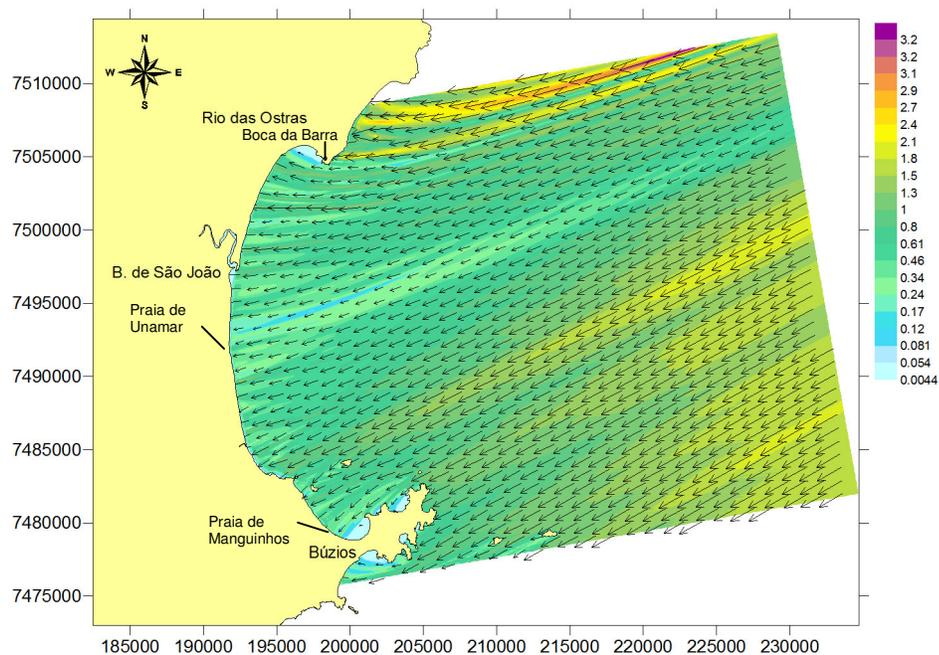


Figura 6.8: Distribuição da altura de ondas, ao longo do embaixamento Rio das Ostras – cabo Búzios, com vetores de direção sobrepostos. Ondas oriundas da direção nordeste (azimute = 60°), sob condições médias de altura (H) e período (T).

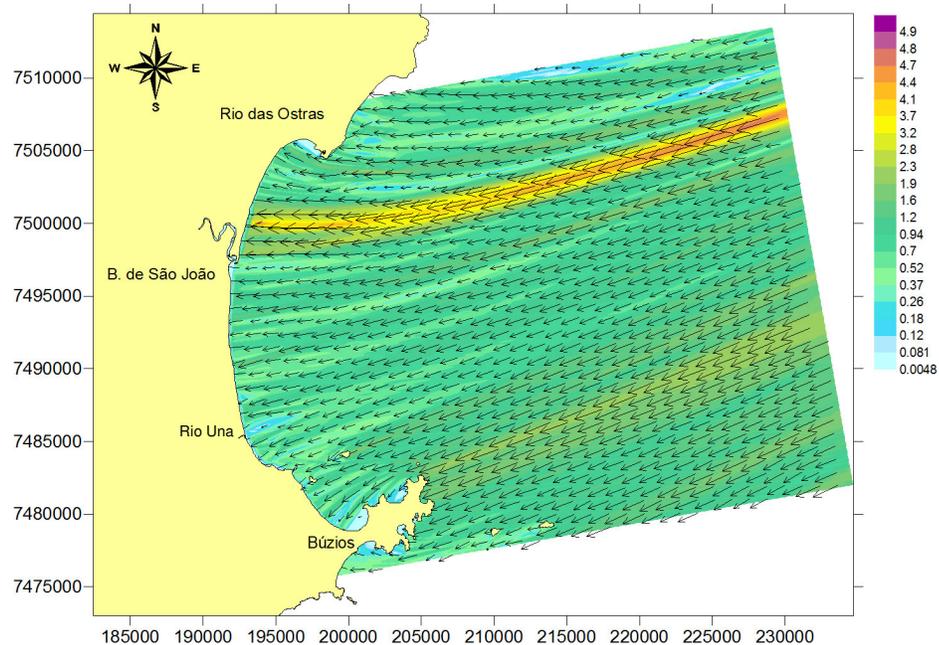


Figura 6.9: Distribuição da altura de ondas, ao longo do embaixamento Rio das Ostras – cabo Búzios, com vetores de direção sobrepostos. Ondas oriundas da direção nordeste (azimute = 60°), sob condições extremas de altura (H) e período (T).

6.1.2.2. Ondas de Sudeste

A simulação das ondas de sudeste, com características de altura (H) e período (T) médias e azimute de propagação de 135° indica a incidência de ondas mais altas na seção do embaçamento ao norte do rio São João e sua progressiva diminuição em direção ao sul (Fig. 6.10). Na extremidade norte da região as ondas apresentam alturas de, aproximadamente, 1,5m até a desembocadura do rio (Fig. 6.10). Esta seção é intercalada, porém, por ondas de até 3m em três pontos distintos da linha de costa: dois pontos na praia do Abricó, em Rio das Ostras e um ponto no Praião de Barra de São João (Fig. 6.10). Defronte à desembocadura, assim como na região adjacente ao sul, também se observa pontos de incidência de ondas mais altas, de aproximadamente 2,2m. Porém, a seção ao sul do rio, de forma geral, apresenta ondas que variam entre 0,5m e 1m até a desembocadura do rio Una (Fig. 6.10). A partir daí, a altura das ondas diminui até, praticamente zero devido ao efeito de proteção do cabo Búzios à incidência dessas ondas (Fig. 6.10). Assim como na simulação das condições médias da onda de nordeste, nesta simulação também foi observado um ponto de sombra das ondas, nas proximidades do condomínio Verão Vermelho, onde a altura da onda também tende a zero (Fig. 6.10).

Com relação à rotação das ondas, nota-se que, à medida que se propagam sobre os contornos batimétricos rasos, as ondas refratam, tendendo a incidir perpendicularmente sobre a linha de costa. Na seção ao norte do rio São João, as ondas sofrem esta transformação e incidem sobre a costa com direção aproximada de leste-sudeste (Fig. 6.10). Destaca-se um vetor de direção sul-sudeste, que incide sobre a praia do Centro, em Rio das Ostras, indicando uma maior rotação das ondas sobre a topografia do fundo nesta região (Fig. 6.10). No segmento ao sul deste rio, as ondas se transformam ainda mais e a direção de incidência tende gradativamente a leste, à medida que se aproxima do rio Una (Fig. 6.10). Ao sul do rio Una, na região de sombra das ondas de sudeste pelo efeito do cabo Búzios, nota-se a presença de vetores de direção que não parecem resultantes da difração da onda pelo cabo, mas sim, parecem ter atravessado o cabo, como se esse não constituísse uma barreira física à completa passagem das ondas (Fig. 6.10).

Neste modelo, os dados de terra são representados por dados batimétricos com valores negativos ($z = -h$, por isso as profundidades são positivas). Desta forma,

deve-se digitalizar a maior quantidade de pontos com valores negativos sobre o continente e as ilhas para que o modelo entenda que estas regiões estão acima do nível da água. Apesar de este procedimento ter sido adotado, talvez o modelo não tenha reconhecido o cabo como um obstáculo. Porém, como a altura da onda na região é zero, o mais provável é que exista alguma incerteza no modelo em relação a estreitos contornos de terra, no que diz respeito à direção da onda, uma vez que a altura está em concordância com o esperado.

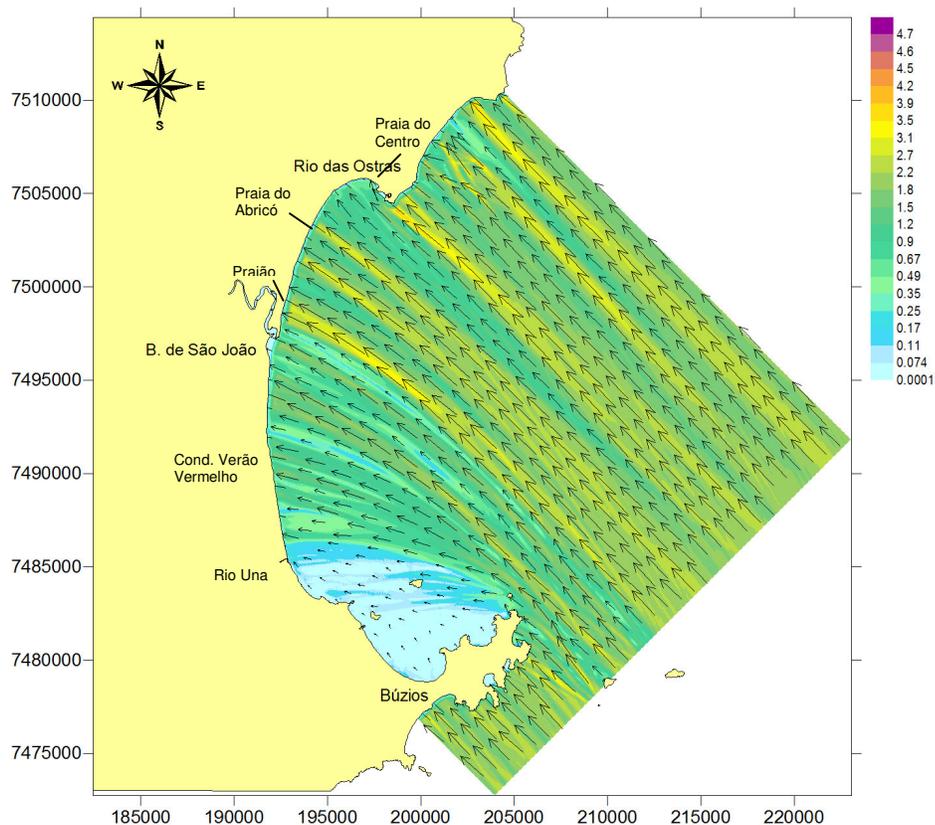


Figura 6.10: Distribuição da altura de ondas, ao longo do embaixamento Rio das Ostras – cabo Búzios, com vetores de direção sobrepostos. Ondas oriundas da direção sudeste (azimute = 135°), sob condições médias de altura (H) e período (T).

A simulação da onda extrema de sudeste apresenta resultados próximos aos encontrados na simulação da condição média, sendo a altura da onda amplificada devido à maior altura da onda incidente no modelo (Figs. 6.10 e 6.11). As ondas mais altas são observadas na seção ao norte do Rio São João, com valores entre 1,5m e 3,5m (Fig. 6.11). Estas ondas incidiram nos mesmos três pontos observados sob condições médias, porém, ao longo de regiões mais amplas da praia (Fig. 6.11).

Entre a região em frente à desembocadura do rio São João e, aproximadamente, o condomínio Verão Vermelho, também se observa, pontualmente, a presença de ondas com até 3m (Fig. 6.11). No entanto, de forma geral, as alturas variaram entre 0,9m e 1m até a desembocadura do rio Una (Fig. 6.11), onde começa a zona de sombra das ondas, devido ao efeito do cabo Búzios (Fig. 6.11).

Em relação à direção, as ondas incidem com direção sudeste e leste-sudeste sobre o segmento do embaimento ao norte do rio São João, aumentando progressivamente o ângulo de rotação, que passa a incidir com direção próxima a leste ao norte do rio Una (Fig. 6.11). Observa-se também, na região de sombra das ondas, a presença de vetores de direção que atravessaram o cabo Búzios, porém, desta vez, os vetores aparecem acompanhados de alturas de 0,10m na região junto ao cabo (Fig. 6.11). Assim como em condições médias, a onda de sudeste de condição extrema incide perpendicularmente à costa apenas no segmento norte da região, onde a energia da onda também é maior (Fig. 6.10 e 6.11).

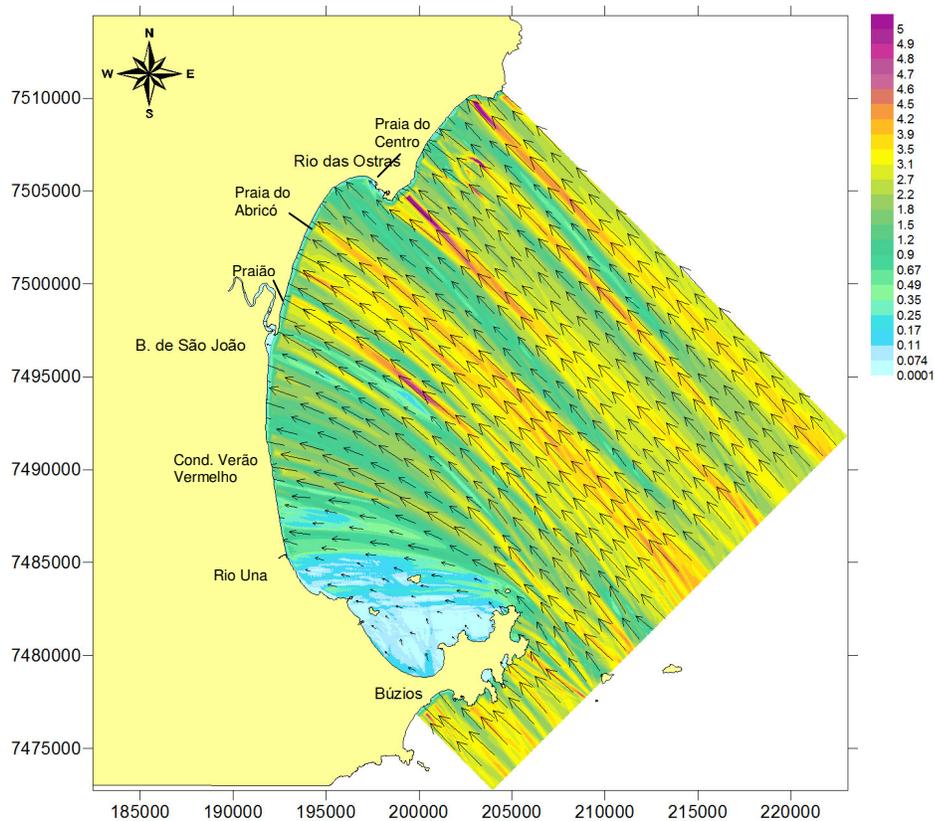


Figura 6.11: Distribuição da altura de ondas, ao longo do embaimento Rio das Ostras – cabo Búzios, com vetores de direção sobrepostos. Ondas oriundas da direção sudeste (azimute = 135°), sob condições extremas de altura (H) e período (T).

6.1.2.3. Ondas de Sul

As ondas de sul foram simuladas com as mesmas características observadas em um evento de ressaca ocorrido em maio de 2001, que atingiu várias praias do município de Rio das Ostras. Os dados de entrada para a presente simulação foram extraídos a partir de previsões realizadas através do modelo WAVEWATCH III. A onda de entrada do modelo apresentava altura de 2,4m e período de 10,5s. O azimute de propagação foi ajustado para 160° , de forma que a onda atingisse a linha de costa e estivesse bem adequada à GPO.

Observa-se que a onda de sul incide diretamente sobre a porção norte do embaçamento, mais precisamente sobre a praia das Tartarugas e o promontório da Boca da Barra, em Rio das Ostras (Fig. 6.12). Na extremidade norte do embaçamento ocorre uma diminuição da altura de onda, devido à presença do promontório junto à desembocadura do rio das Ostras, onde foram obtidos valores de 0,1m (Fig. 6.12). Em seguida, ocorre a convergência de energia na praia das Tartarugas, onde passam a incidir ondas de, aproximadamente, 2,5m de altura, que diminuindo progressivamente em direção ao sul. Do sul da praia das Tartarugas ao Praião de Barra de São João, as ondas apresentam valores em torno de 1m (Fig. 6.12), com exceção da praia do Abricó, onde a onda incide, pontualmente, com 1,7m de altura (Fig. 6.12). A partir da desembocadura do rio São João começa a zona de sombra das ondas, gerada pela presença do cabo Búzios, que age como uma barreira à propagação das ondas desta direção. Nesta zona de sombra a altura da onda varia entre zero e 0,1m (Fig. 6.12).

Em relação à direção da onda, nota-se que esta se transforma à medida que se propaga sobre as variações topográficas, até incidir sobre o segmento norte do embaçamento com direção preferencial de sudeste (Fig. 6.12). A onda parece incidir com esta mesma direção sobre todo o embaçamento, com exceção à zona de sombra das ondas, onde a altura das ondas tende a 0m, que apresenta alguns vetores vindos diretamente do sul, como se não tivessem sofrido o efeito de obstáculo exercido pelo cabo Búzios (Fig. 6.12).

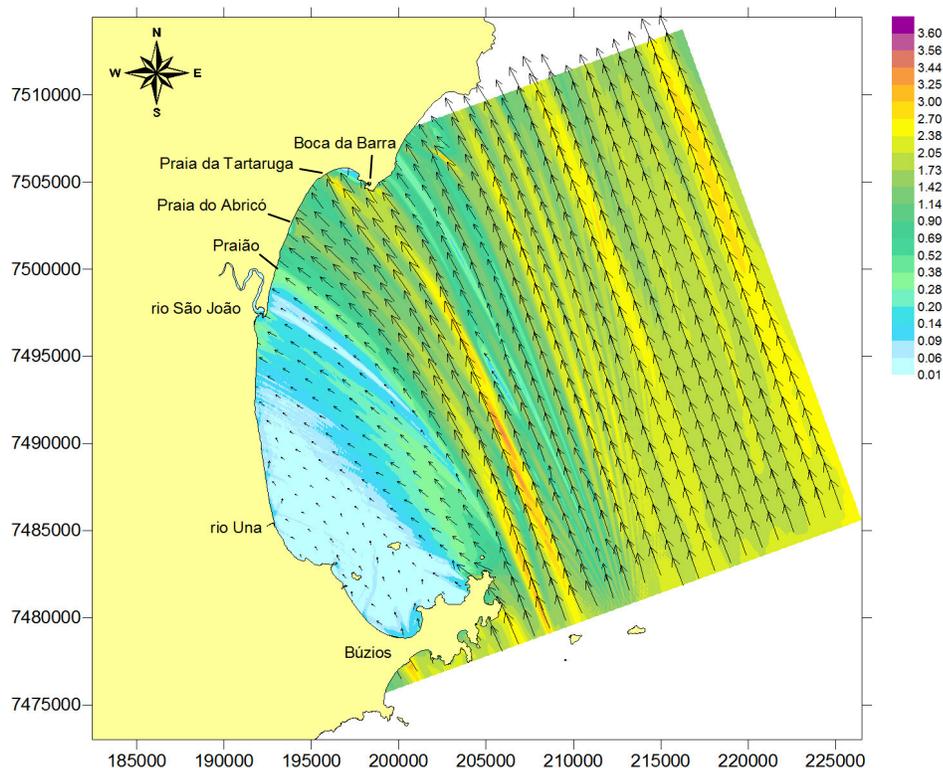


Figura 6.12: Distribuição da altura de ondas, ao longo do embaiamento Rio das Ostras – cabo Búzios, com vetores de direção sobrepostos. Ondas oriundas da direção sul (azimute = 160°), sob as mesmas condições de altura (H) e período (T) da ressaca ocorrida em maio de 2001.

6.1.2.4. Ondas de Sudoeste

O litoral do estado do Rio de Janeiro sofre, regularmente, com a incidência de ondas altas, por vezes, de curtos períodos, resultantes dos eventos de ressaca ocasionados pela entrada de frentes frias na região. No outono e inverno se intensificam a chegada dessas frentes e, conseqüentemente, a incidência de ondas de grandes alturas. Estas ondas de ressaca chegam ao litoral do estado com direção preferencial de sudoeste. No presente trabalho, a onda de sudoeste, com características de ressaca, foi simulada, de forma a se observar sua influência sobre o embaiamento Rio das Ostras - cabo Búzios, uma vez que esta onda é responsável pelos eventos de destruição da orla costeira, em toda a região sul do estado.

Os dados de entrada foram extraídos de previsões realizadas através do modelo WAVEWATCH III, na ressaca de maio de 2001. Esta onda de sudoeste apresenta altura de 3m e período de 10s. O azimute de propagação foi ajustado

para 205° , de forma que a onda não passasse ao largo da costa e estivesse bem adequada à GPO. Na figura 6.13 observa-se que as ondas de sudoeste não incidem sobre o embaiamento Rio das Ostras – cabo Búzios. As ondas oriundas desta direção passam ao largo do embaiamento e incidem sobre a costa ao norte da área de estudo, provavelmente, no litoral de Macaé, ao norte do embaiamento. Todo o embaiamento fica na zona de sombra gerada pelo cabo Búzios, que funciona como um escudo à incidência dessas ondas. Nota-se que a dissipação de energia das ondas pelo efeito da difração é tamanha que, mesmo a crista que passa ao largo do cabo refrata sobre os contornos batimétricos e incide sobre o embaiamento com alturas próximas a zero (Fig. 6.13).

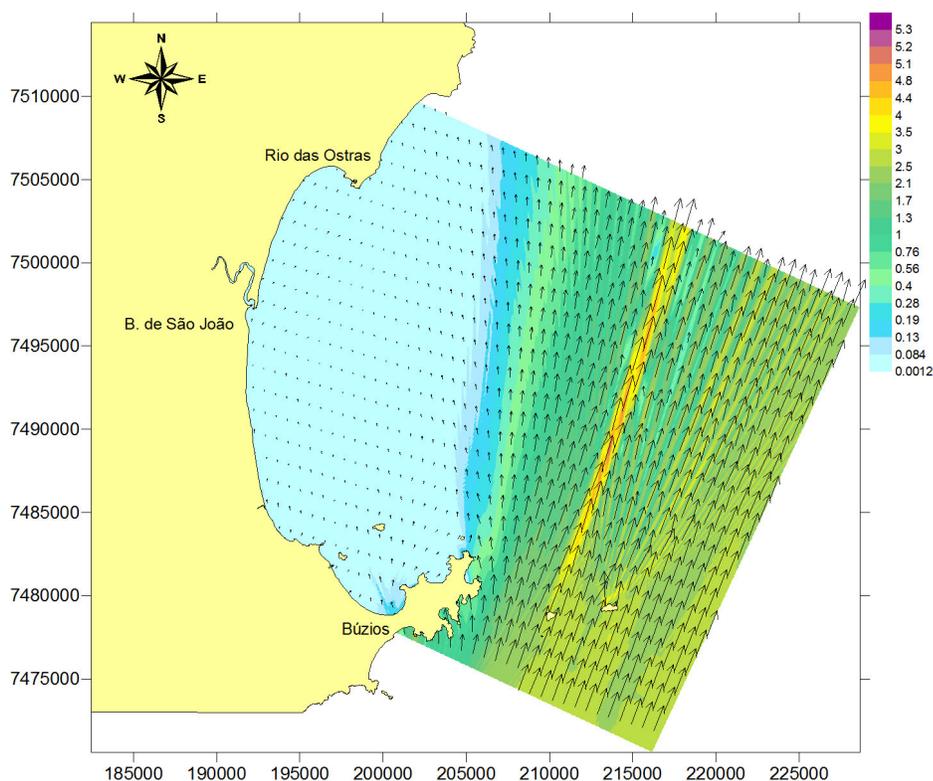


Figura 6.13: Distribuição da altura de ondas, ao longo do embaiamento Rio das Ostras – cabo Búzios, com vetores de direção sobrepostos. Ondas oriundas da direção sul-sudoeste (azimute = 205°), sob as mesmas condições de altura (H) e período (T) as ressaca ocorrida em maio de 2001.

6.2. TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

O transporte de sedimentos na antepraia e plataforma continental interna adjacente ao embaiamento Rio das Ostras – cabo Búzios foi simulado através do Modelo de Transporte Lagrangeano do SisBAHIA. A partir da sobreposição das informações hidrodinâmicas e sedimentológicas da região foram simulados seis cenários diferentes de dinâmica sedimentar, As características do campo de velocidades das correntes da região foram obtidas através dos modelos Hidrodinâmicos e de Geração de Ondas do SisBAHIA. Ambos os modelos foram alimentados com informações acerca do vento predominante e posteriormente acoplados ao Modelo de Transporte Lagrangeano. A caracterização da distribuição da média granulométrica do sedimento na região também foi posteriormente acoplada ao modelo.

Inicialmente, foram identificadas duas condições meteo-oceanográficas predominantes: a condição de bom tempo, predominante ao longo de todo o ano, caracterizada por ventos e, conseqüentemente, ondas de nordeste (mais de 60% da freqüência de direção dos ventos); e a condição de mau tempo, associada à entrada de frentes frias na região sudeste do país, caracterizada pela incidência de ventos e ondas do quadrante sul, com maior ocorrência durante o outono e inverno.

Para cada cenário de condição meteo-oceanográfica foram utilizados dois tipos de modelos: um modelo 2DH (velocidades promediadas na vertical), utilizado para a simulação de transporte de sedimentos finos, em suspensão na coluna d'água; e o modelo 3D, empregado na simulação do transporte de sedimentos grossos junto ao fundo. No modelo 2DH foram simuladas duas situações: na primeira, o ponto de partida foram as regiões de sedimentos finos (silte à areia muito fina), previamente estabelecidas; e na segunda não se estabeleceu regiões, mas sim fontes de sedimentos finos, identificadas como o rio São João e uma fonte fora do domínio da modelagem, que tanto pode ser o rio Macaé, como o Paraíba do Sul, posicionada em um nó de malha sobre a fronteira aberta. Já no modelo 3D foi realizada apenas uma simulação que tinha como ponto de partida a delimitação de regiões de sedimentos grossos (areia grossa e muito grossa).

Os resultados aqui apresentados encontram-se divididos por cenário meteo-oceanográfico e subdivididos por modelo empregado, em função da classe granulométrica que representam.

6.2.1. Condição de Bom Tempo

Para as simulações realizadas em condição de bom tempo foram utilizados os registros de ventos do mês de janeiro, devido à menor frequência de entrada de frentes frias nesse período. Desta forma, predominam no registro os ventos de nordeste, apesar da ocorrência de ventos oriundos de outros quadrantes.

A figura 6.14 caracteriza o campo de velocidades das correntes para a condição de bom tempo. Esta caracterização abrange tanto a média das velocidades na vertical, utilizada para a simulação do transporte de sedimentos finos, como as velocidades junto ao fundo, empregadas na modelagem de sedimentos grossos.

6.2.1.1. Transporte de Sedimentos Finos

Para as simulações referentes ao transporte de sedimentos finos em suspensão foram utilizados como base os resultados gerados pelo Modelo Hidrodinâmico 2DH, que abrange o campo de velocidades de correntes promediadas na vertical. A partir do conhecimento prévio acerca da distribuição granulométrica do sedimento depositado foram determinadas regiões caracterizadas pela presença de sedimentos finos, incluindo silte grosso, médio e fino. No modelo, não se determina a classe granulométrica de cada região através do diâmetro médio do grão, por exemplo. O parâmetro utilizado para a determinação das diversas classes granulométricas de cada região é a sua tensão crítica (N/m^2) associada. Desta forma, utilizou-se a tensão crítica de mobilidade como valor condicionante para a solução do transporte pelo modelo (vide item 5.2.2.2).

A primeira simulação teve como ponto de partida a presença destas regiões de valor condicionante igual a 0.1 (tensão crítica associada aos sedimentos finos), distribuídas ao longo do domínio, de forma que se possa analisar a trajetória deste sedimento sob diferentes condições meteo-oceanográficas, neste caso, condições de bom tempo.

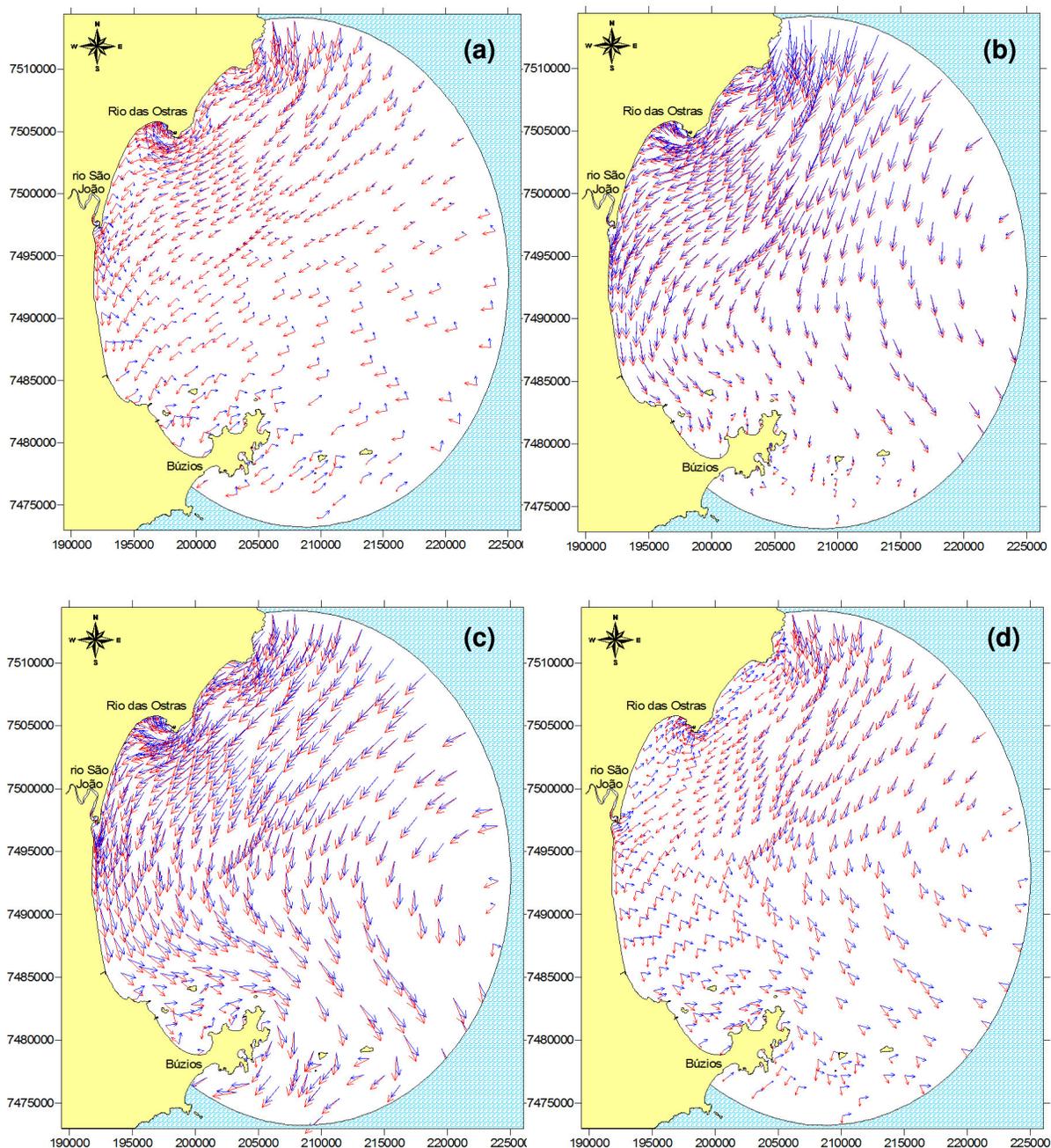


Figura 6.14: Evolução temporal do campo de velocidades das correntes para a condição de bom tempo: (a) 1 dia, (b) 3 dias, (c) 5 dias e (d) 15 dias após o instante inicial da simulação. As setas vermelhas indicam a média vertical das correntes e as azuis as correntes de fundo. A dimensão das setas não representa linearmente a intensidade das correntes.

A figura 6.15 representa os resultados da simulação após 1, 3, 5 e 15 dias do instante inicial da modelagem. Observa-se uma tendência de saída das partículas de sedimento do domínio da modelagem, através do limite sul (Fig. 6.15).

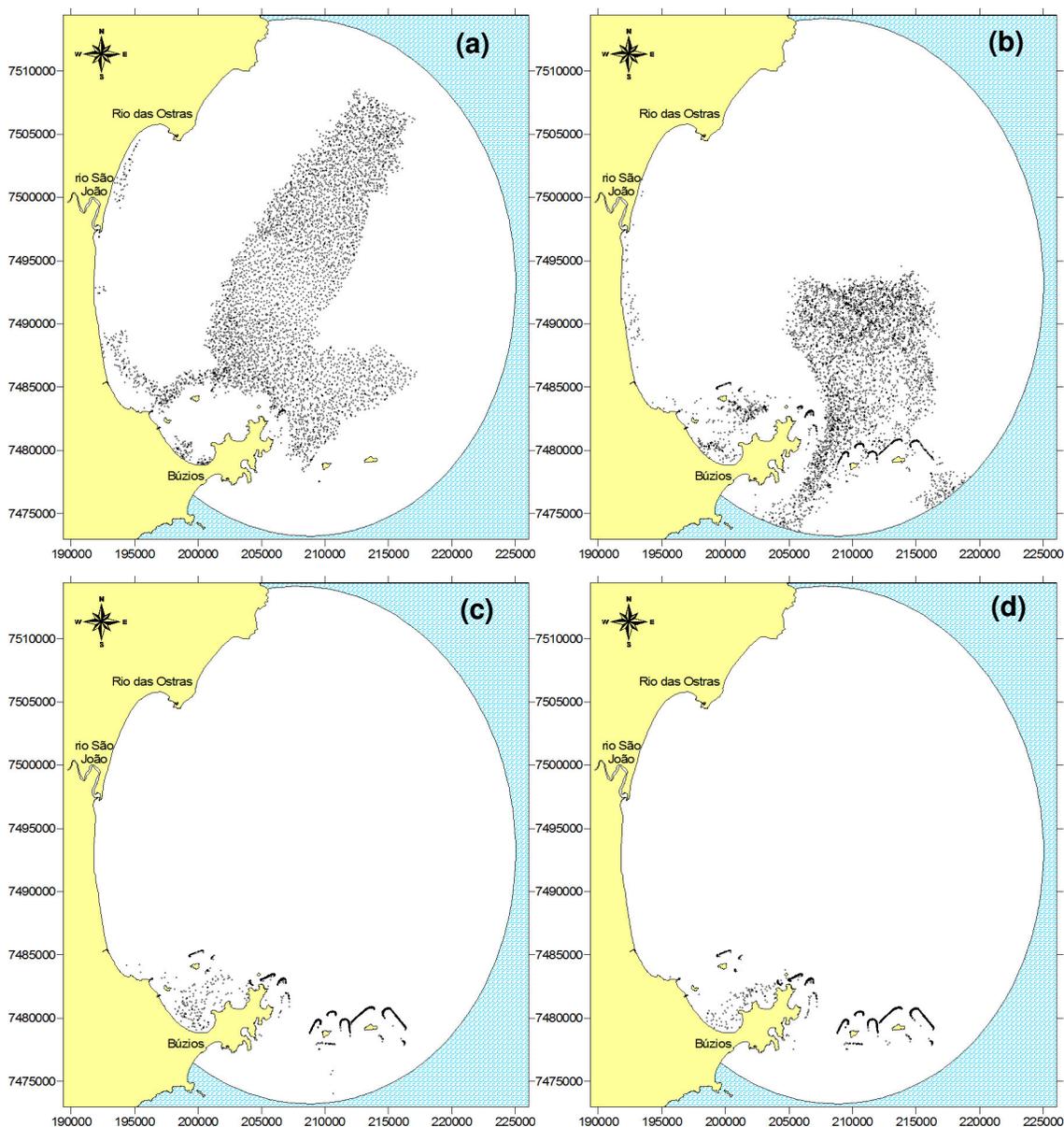


Figura 6.15: Evolução temporal do transporte de sedimentos finos para a condição de bom tempo: (a) 1 dia, (b) 3 dias, (c) 5 dias e (d) 15 dias após o instante inicial da simulação.

Com valores condicionantes de $0,1 \text{ N/m}^2$ as regiões não mostraram grande resistência às correntes que se formaram na região. Observa-se que a tendência maior de transporte foi em direção ao sul, o que indica que os ventos nordeste foram predominantes ao longo do período (Fig. 6.15). Notam-se também duas regiões com tendência à deposição do sedimento: a seção sul do embaiamento, junto ao cabo Búzios, no arco das praias Rasa e de Manguinhos; e ao largo do cabo, sobre as Ilhas Gravatá e da Ancora (Fig. 6.15). Ambas as regiões são caracterizadas pela

baixa energia de ondas incidentes nas simulações de refração das ondas de nordeste (vide capítulo anterior).

Estes resultados demonstram que apenas os processos de transporte e deposição dos depósitos de sedimentos finos observados dentro dos limites do domínio de modelagem não são responsáveis pelo padrão de distribuição granulométrica da região (Fig. 3.2). Existem fontes responsáveis por alimentar a região com esse sedimento. Porque, caso o contrário, todo o sedimento fino seria retirado da região devido à condição meteo-oceanográfica de bom tempo, predominante ao longo do ano. Desta forma, o resultado seguinte caracteriza a influência de fontes de sedimentos finos sobre a região.

Sabe-se que a planície do rio São João é a mais importante da região não somente em virtude de sua área ocupada, mas também, pelo volume de sedimentos transportado pelo rio (Sant'Anna, 1975) mesmo com a construção de barragens, como a de Juturnaíba. As vazões do baixo curso do rio São João são controladas pela descarga desta barragem e estima-se que a vazão média mensal esteja em torno de $33\text{m}^3/\text{s}$ (CILSJ, 2008). Sendo assim, a fonte referente ao rio São João foi ajustada com este valor de vazão, assim como a segunda fonte, posicionada sobre um nó da fronteira aberta por estar localizada ao norte do domínio de modelagem. Esta segunda fonte pode tanto ser o rio Macaé, como os sedimentos depositados pela antiga desembocadura do Paraíba do Sul (voltada para sul), que podem estar sendo transportados devido a sua ressuspensão.

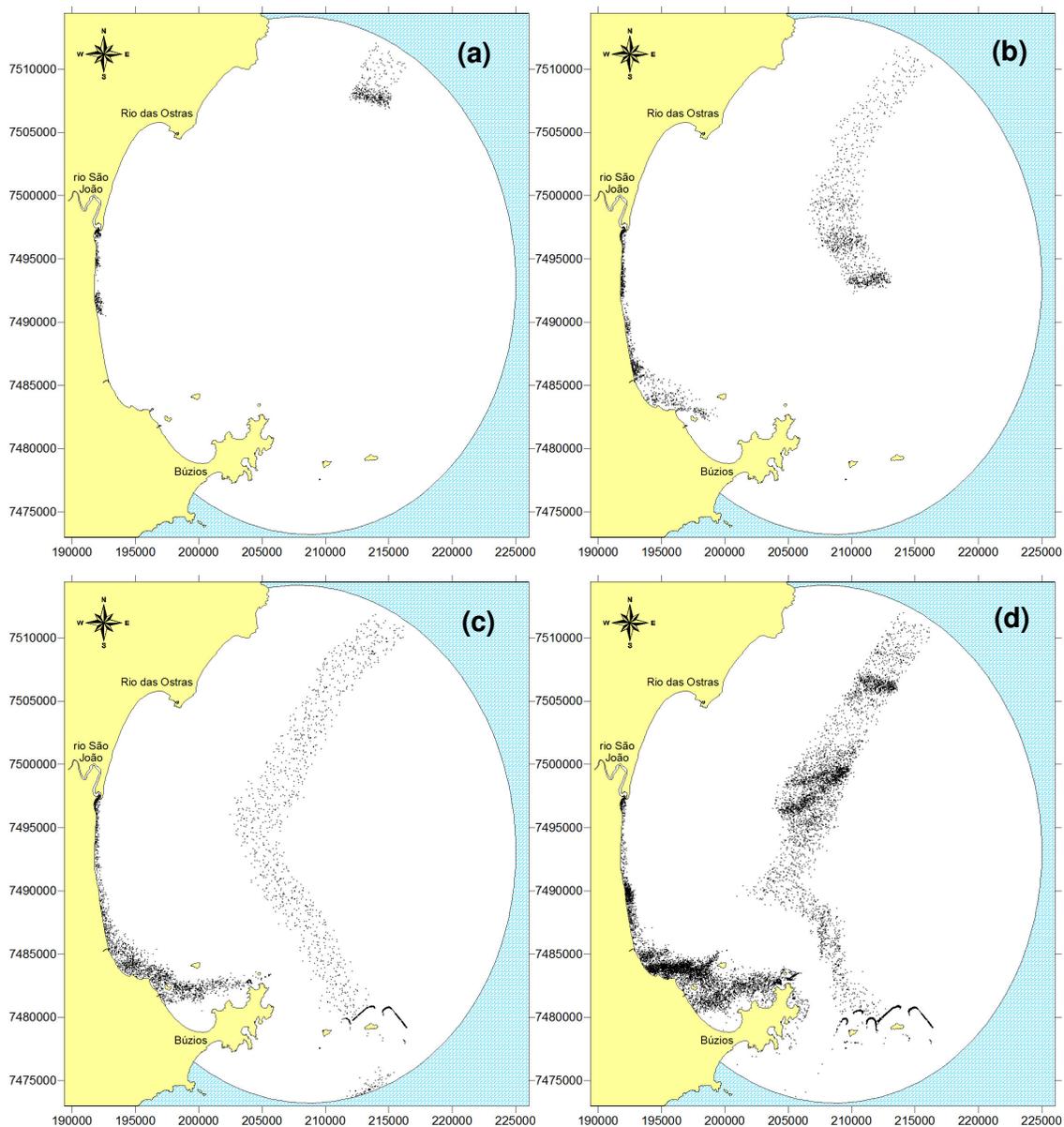


Figura 6.16: Evolução temporal da entrada de sedimentos finos oriundos de duas fontes distintas, o rio São João e uma fonte fora do domínio de modelagem, para a condição de bom tempo: (a) 1 dia, (b) 3 dias, (c) 5 dias e (d) 15 dias após o instante inicial da simulação.

Observa-se que, inicialmente, os sedimentos oriundos do rio São João tendem a ser transportados em direção ao sul, sempre próximo à linha de costa (Figs. 6.16a e b). Esta tendência de transporte é observada até que os sedimentos alcancem a seção do embaiamento que possui orientação leste-oeste, quando o fluxo é interrompido pela presença do obstáculo físico constituído pelo cabo Búzios. A partir daí, o sedimento tende a ser transportado em direção a leste, de forma a

ultrapassar este obstáculo (Figs. 6.16c e d). Concomitantemente, os sedimentos originados na fonte posicionada sobre a fronteira aberta tendem a se distribuir paralelamente à linha de costa, no centro do domínio da modelagem (Fig. 6.16). Observa-se uma faixa de deposição de sedimentos junto às ilhas Gravatá e da Ancora, assim como a tendência de os sedimentos saírem do domínio em seus limites sul (Figs. 6.16c e d). Nota-se também o início da tendência dos sedimentos oriundos do rio São João se conectar a esta outra faixa de sedimentos transportados nos limites da plataforma continental interna, vindos da fonte de fora do domínio (Figs. 6.16c e d).

6.2.1.2. Transporte de Sedimentos Grossos

Para a simulação referente ao transporte de sedimentos grossos, por rolamento ou saltação junto ao fundo, foram utilizados como base os resultados gerados pelo Modelo Hidrodinâmico 3D. Neste modelo, a coluna d'água é dividida em níveis, no caso desta simulação, 21 níveis, independente da profundidade local. O campo de velocidade das correntes é calculado para cada um dos níveis, mas para a análise das velocidades junto ao fundo, foi utilizado apenas o 19º nível abaixo da superfície, referente a 5% da coluna d'água junto ao fundo. O ponto de partida do modelo foi a identificação das regiões de sedimentos grossos, incluindo areia grossa e muito grossa. Não foram simulados cenários com a presença de fontes porque estas areias possuem sua origem, provavelmente, na plataforma continental e as presentes simulações não incluem a modelagem do transporte *onshore-offshore* de sedimento. Para o estabelecimento das regiões de sedimentos grossos foi utilizado a tensão crítica igual a 1N/m^2 como valor condicionante do transporte.

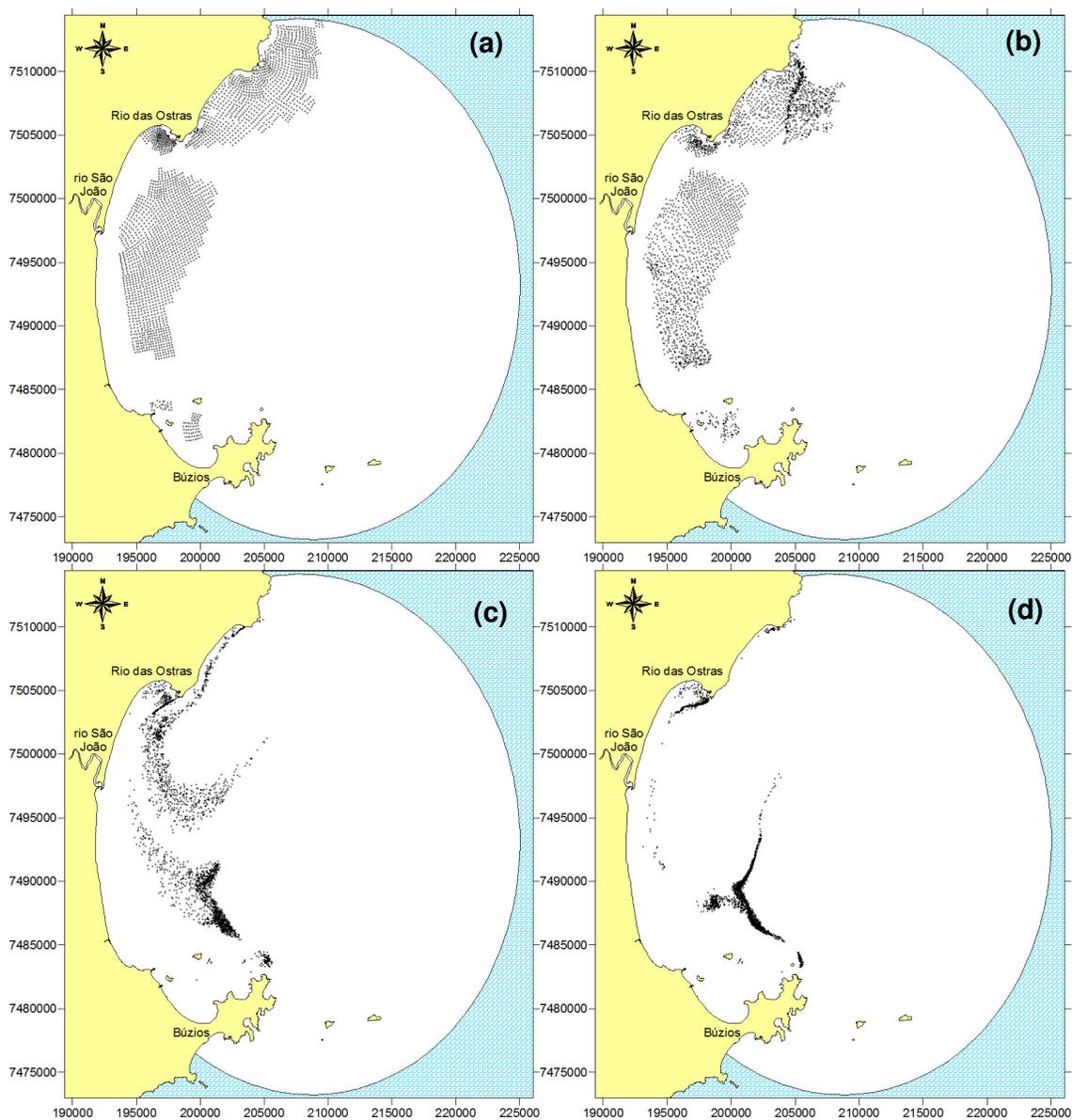


Figura 6.17: Evolução temporal do transporte de sedimentos grossos para a condição de bom tempo: (a) 1 dia, (b) 3 dias, (c) 5 dias e (d) 15 dias após o instante inicial da simulação.

A partir dos resultados obtidos através desta simulação é possível observar que, durante o período modelado, as partículas representativas do sedimento não escapam do domínio da modelagem (Fig. 6.17), sendo re-distribuídas e tendendo a se depositar em regiões que parecem ser o limite entre as faixas de sedimentos finos e grossos encontradas na região (Fig. 3.2). A simulação do décimo quinto dia de modelagem mostra uma região preferencial de depósito de sedimento grosso posicionada sobre o limite entre as isóbatas de 25 e 30m (Fig. 6.17d), formando um

contorno perfeitamente paralelo ao limite interior do depósito de sedimento fino da plataforma interna (Fig. 6.15a).

Destaca-se a tendência de os vetores de correntes incidirem sobre o domínio com direção nordeste e mudarem de direção junto à linha de costa passando a apontar para o sudeste (Fig. 6.14). A análise dos vetores das correntes junto ao fundo dá maior ênfase a esta tendência (Fig. 6.14). O que se observa na figura 6.17 é, precisamente, o transporte de sedimentos grossos em direção a sudeste. A tensão crítica das regiões de sedimentos grossos usada como valor condicionante nesta simulação exerceu maior resistência à ação das correntes predominantes e talvez por isso, ou pela presença do depósito de sedimentos finos, o transporte tenha diminuído dando lugar a uma tendência deposicional (Fig. 6.17d).

6.2.2. Condição de Mau Tempo

Para as simulações realizadas em condição de mau tempo foram utilizados os registros de ventos do mês de julho, devido à maior frequência de entrada de frentes frias nesse período. Desta forma, predominam no registro os ventos do quadrante sul, apesar da ocorrência de ventos oriundos de outros quadrantes, devido ao fato do registro ser uma medição real das condições meteorológicas da região. O primeiro dia após o início da modelagem já mostra a presença de correntes de nordeste (Fig. 6.18), um exemplo desta variabilidade das condições meteorológicas registradas.

A figura 6.18 caracteriza o campo de velocidades das correntes para a condição de mau tempo. Esta caracterização abrange tanto a média das velocidades na vertical, utilizada para a simulação do transporte de sedimentos finos, como as velocidades junto ao fundo, empregadas na modelagem de sedimentos grossos.

6.2.2.1. Transporte de Sedimentos Finos

A primeira simulação do transporte de sedimentos finos em condições de mau tempo teve como ponto de partida a determinação das regiões de sedimentos finos, com tensão crítica de mobilidade igual a 0.1 N/m^2 . Observa-se que, mesmo

apresentando pequenos valores de tensão crítica, a tendência de deslocamento do sedimento, ao longo do período de 7 dias em estudo, é muito pequena (Fig. 6.19).

A escolha do período de 7 dias para a simulação se baseou no fato de que a condição de mau tempo associada à entrada de frentes frias na região norte do estado do Rio de Janeiro persiste por cerca de 42 horas. Desta forma, a extrapolação desta condição para um período de 7 dias poderia gerar análises mais completas acerca da dinâmica sedimentar associada a esta condição, sem deixar de ser realista.

As correntes geradas sob condições de mau tempo não são capazes de exercer grande influência sobre o sedimento fino, que tende a permanecer dentro do domínio da modelagem ao longo do período de 7 dias em estudo (Fig. 6.19). Nota-se um pequeno escape de partículas representativas deste sedimento no limite norte do domínio (Fig. 6.19). De maneira geral, a maior mobilidade do sedimento encontra-se na região mais próxima à linha de costa, enquanto a faixa de sedimentos finos depositada na plataforma continental interna permanece quase imóvel (Fig. 6.19). Desta forma, é possível afirmar que as condições de mau tempo são pouco responsáveis pelo padrão de distribuição granulométrica de sedimentos na região.

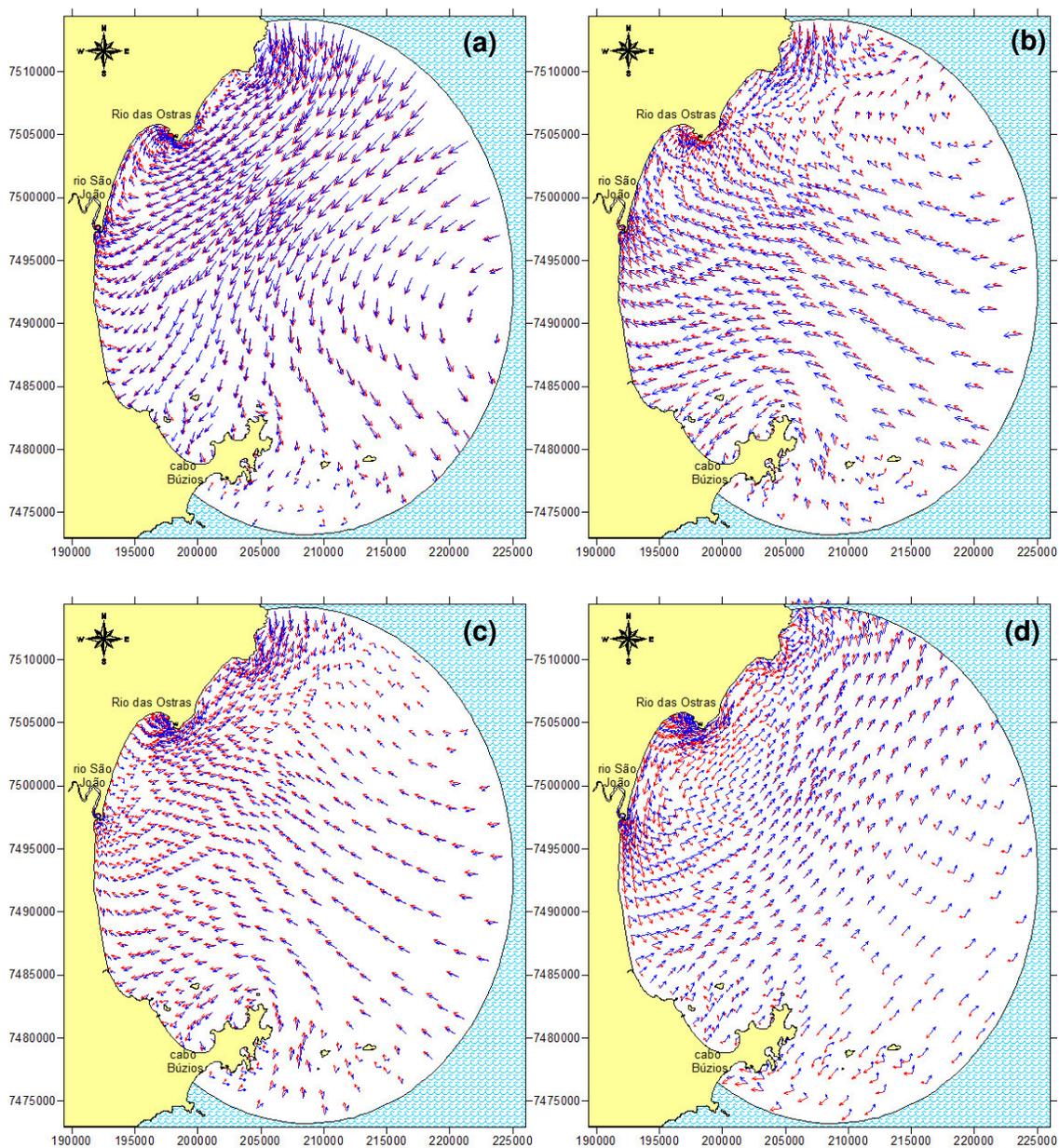


Figura 6.18: Evolução temporal do campo de velocidades das correntes para a condição de mau tempo: (a) 1 dia, (b) 3 dias, (c) 5 dias e (d) 7 dias após o instante inicial da simulação. As setas vermelhas indicam a média vertical das correntes e as azuis as correntes de fundo. A dimensão das setas não representa linearmente a intensidade das correntes.

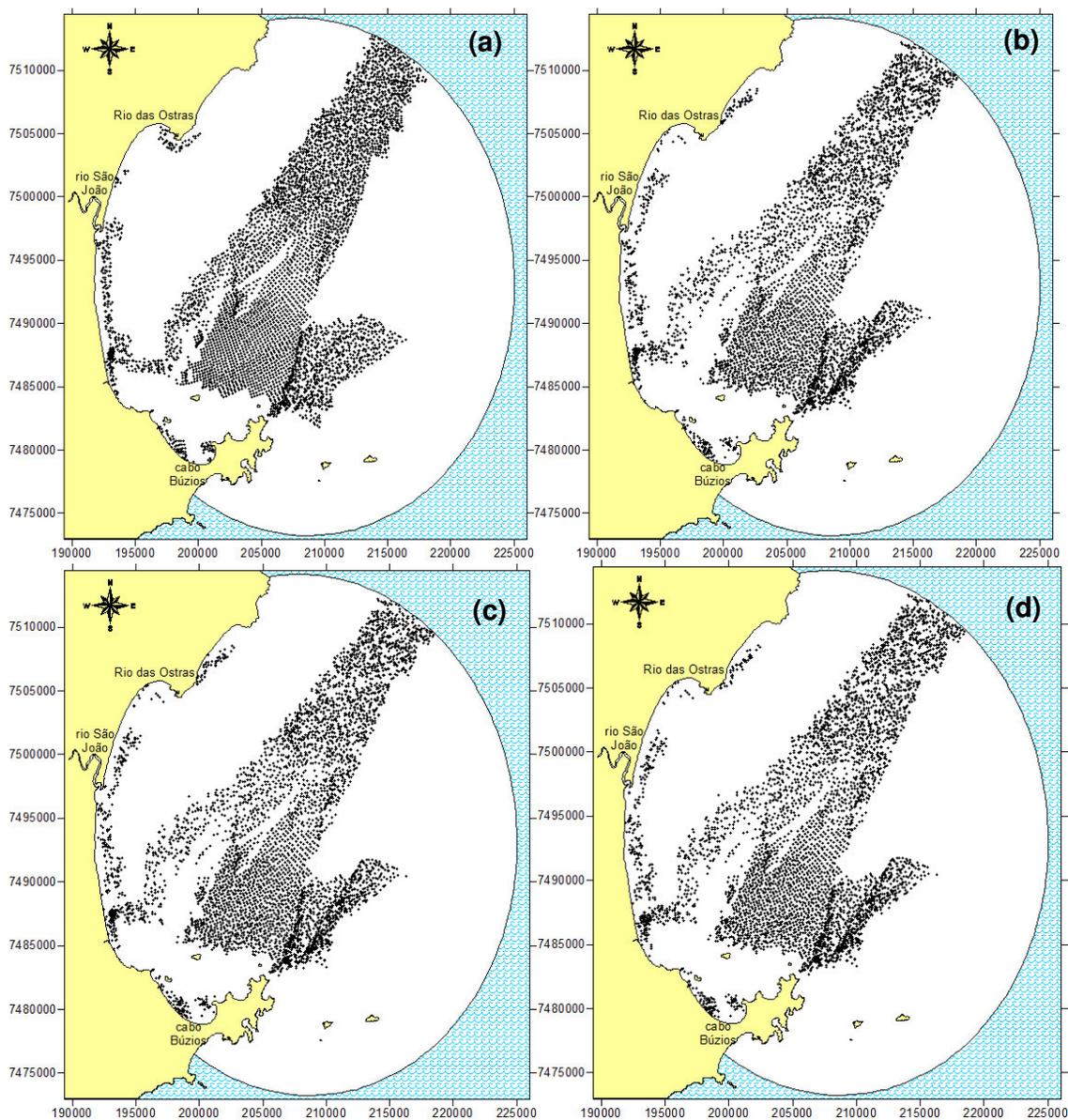


Figura 6.19: Evolução temporal do transporte de sedimentos finos para a condição de mau tempo: (a) 1 dia, (b) 3 dias, (c) 5 dias e (d) 7 dias após o instante inicial da simulação.

Visando analisar mais profundamente a influência das condições de mau tempo sobre a dinâmica sedimentar da região, foi realizada uma simulação do transporte de sedimentos finos a partir da presença de duas fontes. Assim, como no caso da simulação de condições de bom tempo, nesta simulação foram representadas como fontes as vazões do rio São João e de uma fonte de fora do domínio, ambas com valores de $33\text{m}^3/\text{s}$. Observa-se que a influência do rio São João em condições de mau tempo se limita a uma faixa muito próxima à praia, ainda

na região da antepraia (Fig. 6.20). O sedimento oriundo do rio tende a se deslocar em direção ao norte do embaiamento, sempre junto à linha de costa.

Já os sedimentos originados da fonte de fora do domínio da modelagem não foram capazes de vencer a resistência imposta pelos ventos do quadrante sul, predominantes nesta condição (Fig. 6.20). Nota-se que as partículas representativas deste sedimento permanecem, e se acumulam, na região identificada como a entrada desses sedimentos no domínio (Fig. 6.20). Destaca-se então que a presença da faixa de sedimentos finos localizada na plataforma continental está, provavelmente, associada às condições de bom tempo.

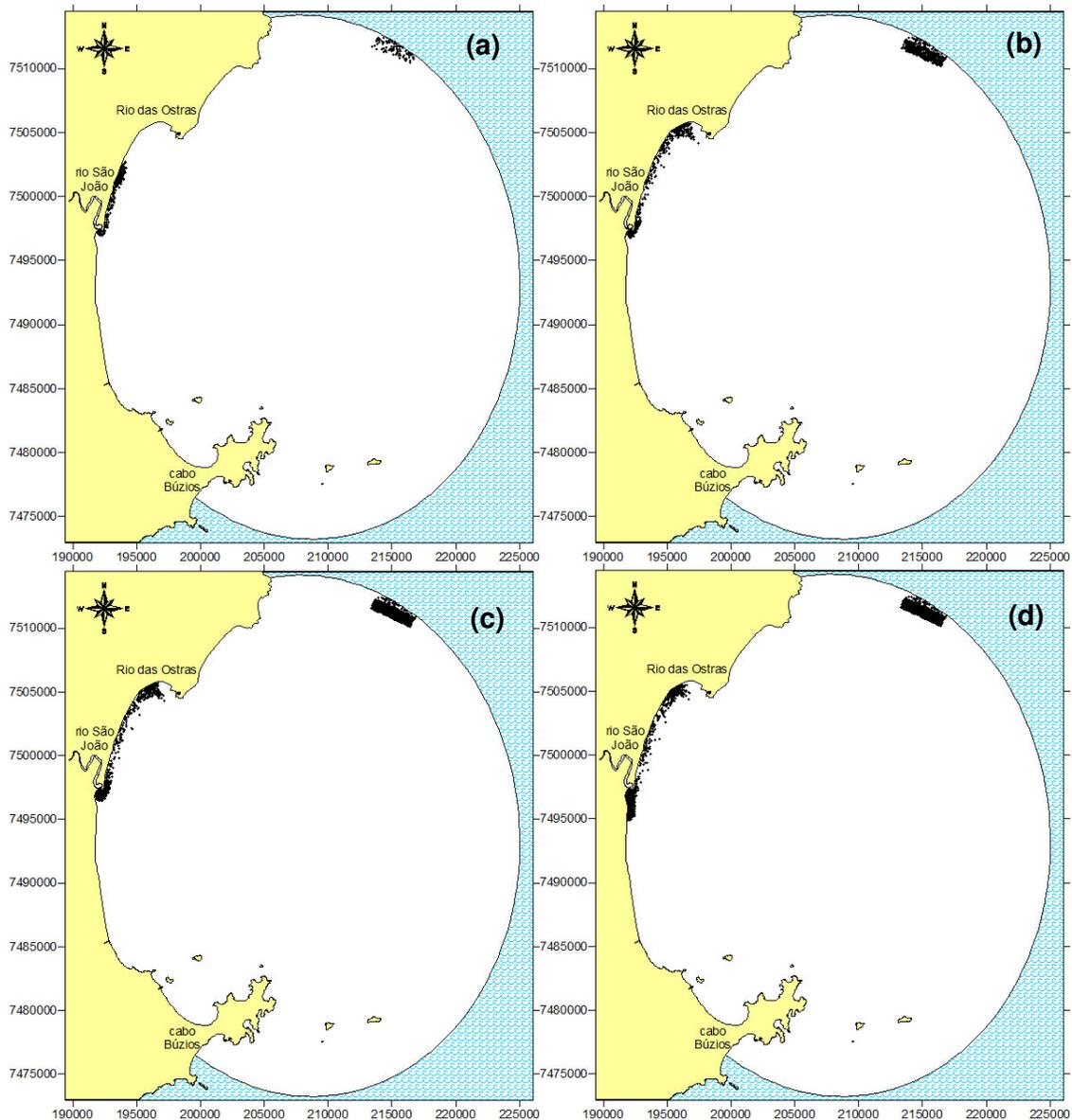


Figura 6.20: Evolução temporal da entrada de sedimentos finos oriundos de duas fontes distintas, o rio São João e uma fonte fora do domínio de modelagem, para a condição de mau tempo: (a) 1 dia, (b) 3 dias, (c) 5 dias e (d) 7 dias após o instante inicial da simulação.

6.2.2.2. Transporte de Sedimentos Grossos

O ponto de partida da simulação do transporte de sedimentos grossos junto ao fundo foi a identificação das regiões de predomínio deste sedimento. Para o estabelecimento das regiões de sedimentos grossos foi utilizado a tensão crítica de mobilidade igual a 1N/m^2 como valor condicionante do transporte.

A partir do resultado desta simulação é possível afirmar que, para este período determinado, não houve transporte de sedimentos grossos pela ação das correntes geradas em condições de mau tempo (Fig. 6.21). A simulação do terceiro dia mostra o escape de pequena quantidade de partículas pelo limite norte do domínio, em função das correntes de sul. (Fig. 6.21). Após este momento, nenhuma outra movimentação das partículas foi identificada. Tanto a alta tensão crítica de mobilização dos sedimentos grossos, como a pequena intensidade das correntes do quadrante sul (Fig. 6.18) são responsáveis por essa tendência à deposição dos sedimentos nessas condições. Corrobora-se assim a idéia de que as condições de mau tempo associadas à entrada de frentes frias, apesar de apresentar efeito significativo sobre os perfis praias, até sua profundidade de fechamento, aproximadamente sobre a isóbata de 8m (Muehe *et al.*, 2005a), pouco influenciam a dinâmica sedimentar da região da antepraia média e plataforma continental interna do embaiamento Rio das Ostras – cabo Búzios.

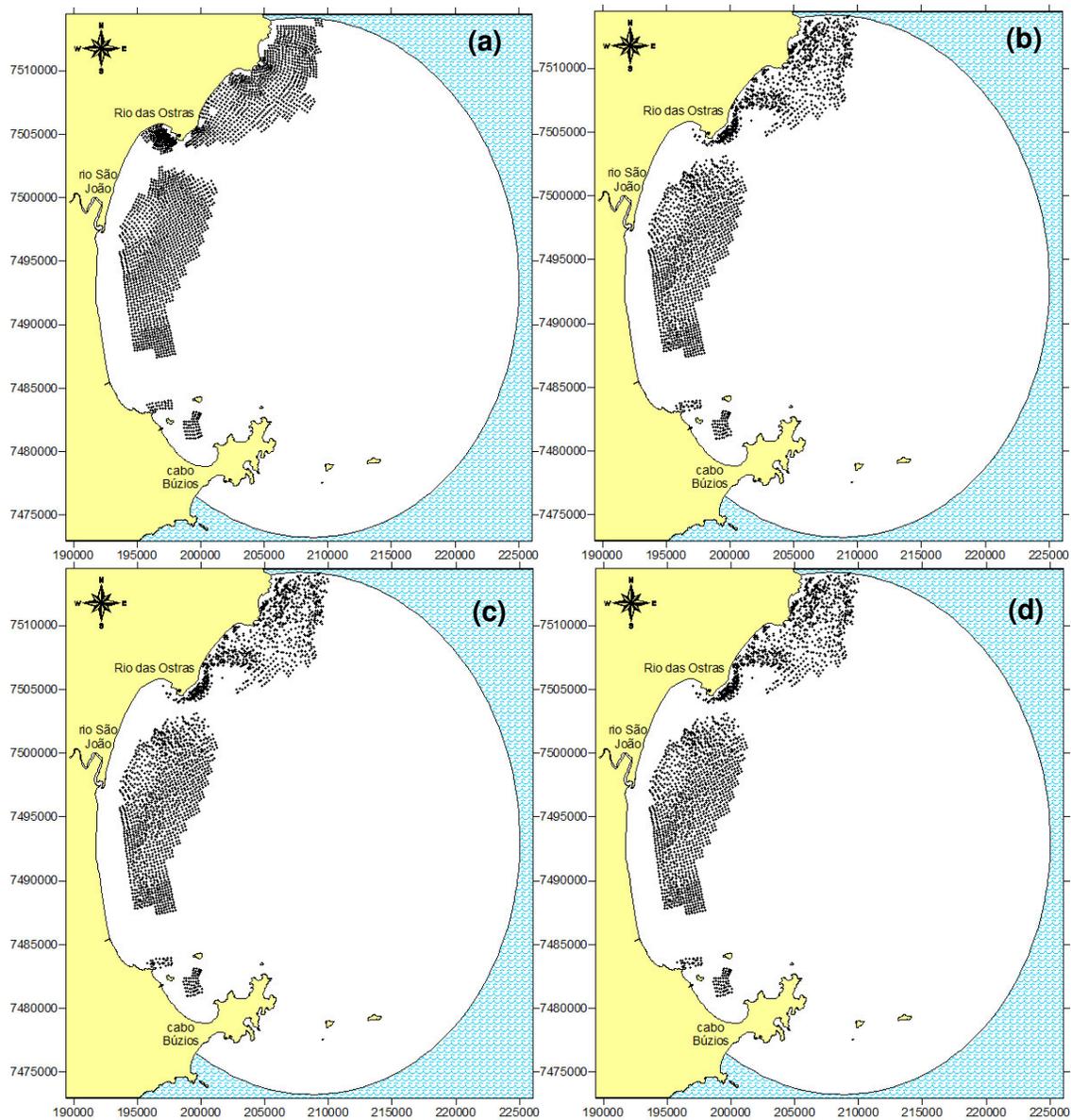


Figura 6.21: Evolução temporal do transporte de sedimentos grossos para a condição de mau tempo: (a) 1 dia, (b) 3 dias, (c) 5 dias e (d) 7 dias após o instante inicial da simulação.

7. DISCUSSÃO

A maior dissipação de energia das ondas ocorre na praia e zona submarina adjacente, causando erosão costeira, gerando correntes longitudinais e produzindo o transporte de sedimentos (Komar, 1976). Desta forma, a praia funciona como um amortecedor natural entre o oceano e a costa (Komar, 1998). Estes ambientes estão em constante ajuste, de acordo com os processos hidrodinâmicos vigentes, de forma a alcançar um equilíbrio, que se caracteriza por ser um equilíbrio dinâmico. As construções do Homem interferem na variabilidade morfológica natural da praia, que responde às mudanças em escalas de tempo de poucos segundos a vários anos, perdendo e ganhando sedimento de acordo com o regime hidrodinâmico governante no momento (Komar, 1998). Uma vez que uma casa, ou rodovia, é construída, existe a necessidade de preservação da propriedade sobre a qual ela se encontra. Visando proteger suas propriedades, o Homem se colocou contra a Natureza, construindo muros, quebra-mares e outras estruturas de proteção (Komar, 1976). Esta batalha contra a Natureza não é só dispendiosa e inútil, ela também destrói o valor estético da paisagem e rompe com o equilíbrio do sistema (Komar, 1976).

A erosão costeira constitui uma etapa do processo natural de ajuste entre a topografia local e a dinâmica dos fluidos (Wright & Thom, 1977), alternando-se com períodos de acresção da costa e aparente equilíbrio. Sendo assim, o processo de erosão de uma praia constitui um problema apenas para o Homem e suas propriedades, uma vez que, sem a sua interferência, o estoque de sedimentos retirado da praia na ocorrência de uma tempestade, por exemplo, estaria depositado em outra região (na antepraia ou ao longo do arco praial) e naturalmente voltaria ao ambiente em condições hidrodinâmicas mais favoráveis. A crescente pressão do Homem sobre os ambientes faz com que a erosão seja um problema ainda maior. De acordo com Komar (1998), dois terços da população mundial vivem numa estreita faixa junto à costa. Já segundo Woodroffe (2002), cerca de 50% da população global, aproximadamente 3 bilhões de pessoas, vivem numa faixa de até 60km da linha de costa. No Brasil, apenas 20% da população, cerca de 30 milhões de pessoas, vive em municípios costeiros, porém, as maiores concentrações ocorrem nas vizinhanças das grandes capitais, onde a erosão, assim como a degradação ambiental, passa a ser um problema (Muehe, 2003).

Devido à crescente pressão do desenvolvimento humano sobre os ambientes costeiros e os problemas a ela associados, muitas nações desenvolveram planos de gerenciamento da zona costeira. Enquanto estes programas variam em sua ênfase, a maioria reflete a preocupação com a preservação dos ambientes costeiros, à luz do aumento das pressões de desenvolvimento e de seus usos múltiplos (Komar, 1998). No Brasil a lei 7.661/88 instituiu o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro, que prevê o zoneamento de usos e atividades da zona costeira e dá prioridade à conservação e proteção dos recursos naturais renováveis e não renováveis. De acordo com Woodroffe (2002), as explicações sobre as mudanças morfológicas, que vêm ocorrendo na costa, estão se tornando cada vez mais importantes. Observa-se também uma tendência à mudança na abordagem de alguns estudos, cujos resultados gerados agora passam a ter como foco o gerenciamento dos recursos costeiros de forma sustentável (Woodroffe, 2002).

Os resultados gerados pelo presente trabalho representam características hidrodinâmicas e morfo-sedimentares do embaiamento Rio das Ostras-cabo Búzios, que demonstram a fragilidade de determinados segmentos e corroboram a idéia da tendência erosiva da linha de costa na região (Fernandez & Muehe, 1998; Muehe *et al.*, 2005a, 2005b). De acordo com Madsen (1976), ondas que apresentam 1m de altura na zona de arrebentação dissipam sua energia numa taxa de 3kW/m de praia, ou seja, a taxa na qual a onda gasta sua energia ao longo de 400km de praia é equivalente à taxa de produção de energia de uma pequena usina nuclear. Desta forma, esperar-se-ia que a ação das ondas tivesse grande capacidade de alterar drasticamente a aparência da linha de costa de determinado local. Esta capacidade das ondas de moldar a praia e antepraia foi observada ao longo dos resultados de modelagem apresentados anteriormente.

A partir das simulações de refração realizadas pelo Modelo de Propagação de Ondas do SisBAHIA, verifica-se que, para as quatro direções de ondas modeladas (nordeste, sudeste, sul e sudoeste), as ondas mais altas sempre incidem sobre a seção norte do embaiamento, que se estende da desembocadura do rio São João até a praia da Boca da Barra, em Rio das Ostras (Figs. 6.6, 6.7, 6.9, 6.10, 6.11, 6.12). De acordo com Muehe *et al.* (2005a, 2005b), a linha de costa do semi-arco praiado localizado entre Barra de São João e Rio das Ostras apresenta um desequilíbrio morfo-sedimentar, apontando para uma tendência erosiva. Esta

tendência é caracterizada através do reduzido estoque de areia da praia, do desequilíbrio entre o perfil transversal submarino e o perfil teórico, do recobrimento das areias grossas reliquiares pelos sedimentos mais finos, desfavorável à realimentação da praia, e pelo aparente processo erosivo da antepraia média e superior (Muehe *et al.*, 2005a, 2005b). A observação de setores onde ocorre convergência da energia das ondas corrobora, assim, com a idéia desta tendência erosiva da região.

Mais especificamente, nota-se que as ondas de sudeste incidem perpendicularmente sobre o segmento norte do embaçamento, associadas às maiores alturas de ondas na região que abrange o Praião de Barra de São João e as praias do Abricó, do Centro e da Boca da Barra, em Rio das Ostras (Fig. 6.10 e 6.11). Destaca-se, que um evento de tempestade associado à entrada de duas frentes frias em maio de 2001 causou forte erosão da praia das Tartarugas, localizada no município de Rio das Ostras, resultando na destruição de propriedades, o que levou à construção de um muro de proteção, visando impedir o prosseguimento da erosão (Muehe *et al.*, 2005a, 2005b).

Após a ressaca de maio de 2001, antes da construção do muro, a praia voltou a se recuperar, tornando-se ampla novamente, mas já com indicações de sua tendência erosiva (Fig. 7.1). Em agosto de 2004, a praia das Tartarugas já havia desaparecido por completo e o muro de proteção já mostrava sinais de subsidência (Fig. 7.2). O resultado da simulação das ondas de sudeste não indica a incidência de alturas de onda anômalas sobre a praia das Tartarugas, que pudessem ser responsáveis por esta erosão acentuada. Desta forma, foi simulado o efeito da refração sobre as ondas de sul, com azimute de propagação de 160° , que também foram observadas na ocasião da ressaca de 2001.



Figura 7.1: Fotografia da praia das Tartarugas, Rio das Ostras, feita em agosto de 2001, mostrando a recuperação da praia, mas já apresentando sinais de erosão (Fonte: Dieter Muehe).

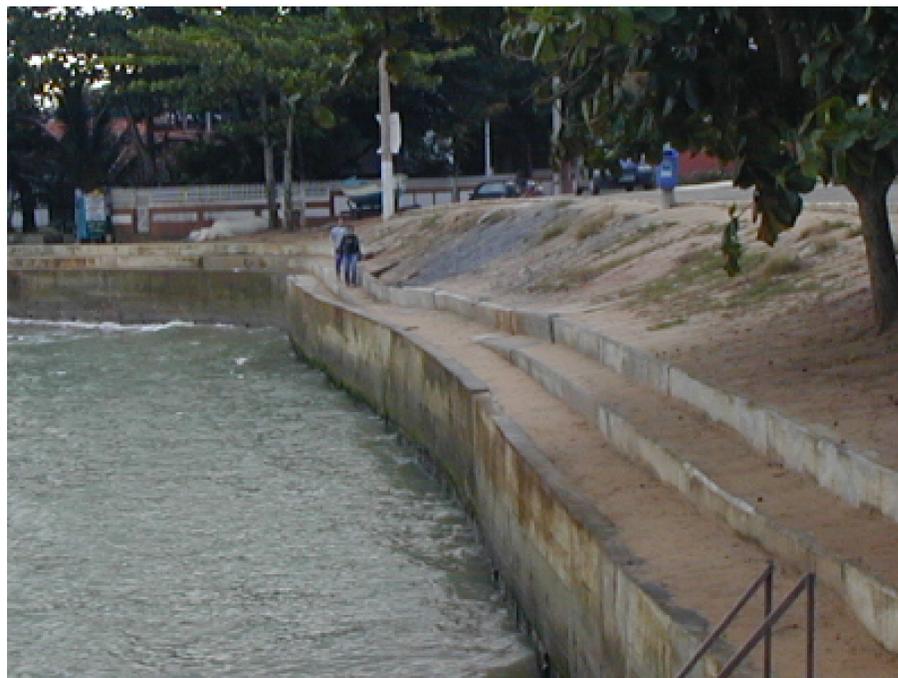


Figura 7.2: Fotografia da praia das Tartarugas, Rio das Ostras, feita em 2004, mostrando o desaparecimento da praia e a tendência à subsidência do muro (Fonte: Dieter Muehe).

O resultado desta simulação indica que as ondas com azimute de propagação de 160° , especificamente, atingem a praia das Tartarugas com as maiores alturas,

sendo a provável direção responsável pela forte erosão observada nesta praia (Fig. 6.12). Apesar de as ondas com direção sudoeste estarem freqüentemente associadas à entrada de frentes frias no estado do Rio de Janeiro, observa-se, através dos resultados obtidos, que estas ondas não chegam a atingir o embaixamento (Fig. 6.13). Desta forma, os resultados sugerem que as ondas de direção sul e sudeste são as maiores responsáveis pela erosão do segmento do semi-arco que se estende do Praião, em Barra de São João, abrangendo as praias do Abricó, das Tartarugas e do Centro, até a praia da Boca da Barra, em Rio das Ostras (Figs. 6.6, 6.7, 6.10, 6.11 e 6.12). Esta forte tendência erosiva continua sendo sentida nos dias de hoje na região e pode ser identificada através da exposição do arenito de restinga, da queda de árvores da pós-praia e pelo avanço do processo de destruição das propriedades junto à praia (Figs. 7.3 e 7.4).



Figura 7.3: Fotografias da Praia do Abricó, Rio das Ostras, feitas em abril de 2008, mostrando (a) a exposição do arenito de restinga e (b) a queda de árvores da pós-praia. (b) Observa-se a presença da grade de uma propriedade que se encontra junto a escarpa da pós-praia e que, com o avanço do processo de erosão, está arriscada a cair em pouco tempo (Fonte: Dieter Muehe).

Grosso modo, os resultados das simulações da refração feitas através do MIKE 21 – NSW se assemelham àqueles gerados pelo SisBAHIA. Os modelos se diferenciam quanto a alguns aspectos do processamento dos dados e apresentam aplicações e limitações específicas. Além disso, a onda de entrada das simulações do SisBAHIA foi a mesma utilizada no *grid* regional do MIKE 21 que, por sua vez, gerou os dados de entrada dos *grids* locais (Tabelas 4 e 5). Ou seja, os resultados apresentados pelos dois modelos não provêm do mesmo dado de entrada para as

ondas de uma mesma direção. Até mesmo as direções de entrada dos *grids* locais variaram em alguns graus em relação às direções simuladas no SisBAHIA. Desta forma, a comparação principal entre ambos os modelos se deteve na direção de incidência das ondas e nas regiões de divergência ou convergência da distribuição de energia ao longo do embaçamento.

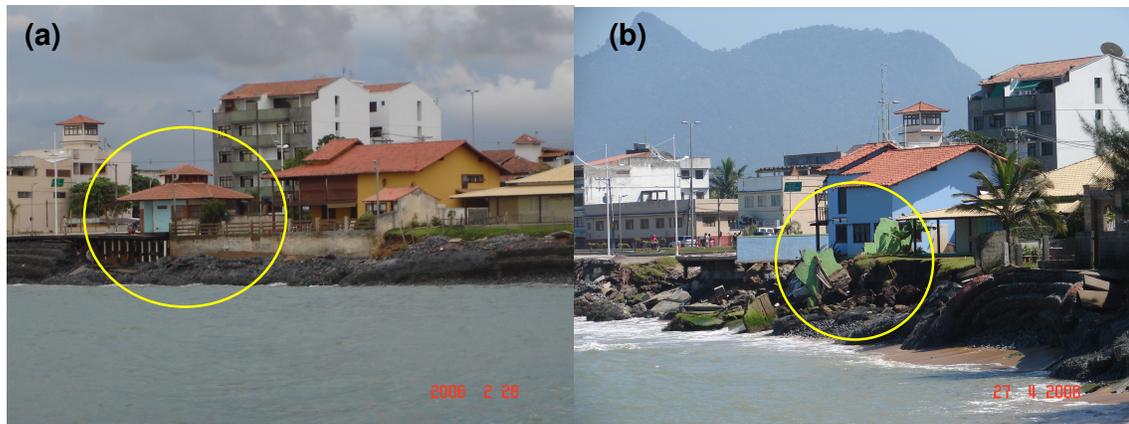


Figura 7.4: Fotografias da Praia das Tartarugas, Rio das Ostras. Observa-se (a) em fevereiro de 2006, um quiosque construído junto ao mar e (b) em abril de 2008, apenas o que restou do quiosque, destruído pela ação das ondas (Fonte: Dieter Muehe).

Os mapas de distribuição da altura das ondas gerados por ambos os modelos apresentam escalas de cor diferentes. Nos resultados do SisBAHIA os valores da escala aparecem com uma distribuição gaussiana, com ênfase nas classes próximas aos valores mínimos e máximos, enquanto a distribuição de valores no MIKE 21 é feita de forma linear. Devido a este detalhe os resultados dos dois modelos aparentam ser muito diferentes e por isso, devem ser observados nos mapas os valores da escala e não apenas as suas cores. Um exemplo da conversão da escala de cores de um resultado do MIKE 21 para a escala de valores com distribuição gaussiana é apresentada na figura 7.5, onde foi utilizada a simulação de ondas médias de nordeste. Esta condição apresenta um maior número de valores médios do que de valores extremos e assim, observa-se o aumento dos limites de cada classe representada no mapa, em detrimento de sua precisão. A escolha da forma de apresentação dos resultados dos dois modelos em sua forma original baseou-se nas diferentes características da onda de entrada somada aos distintos padrões da resposta gerada por cada um dos modelos.

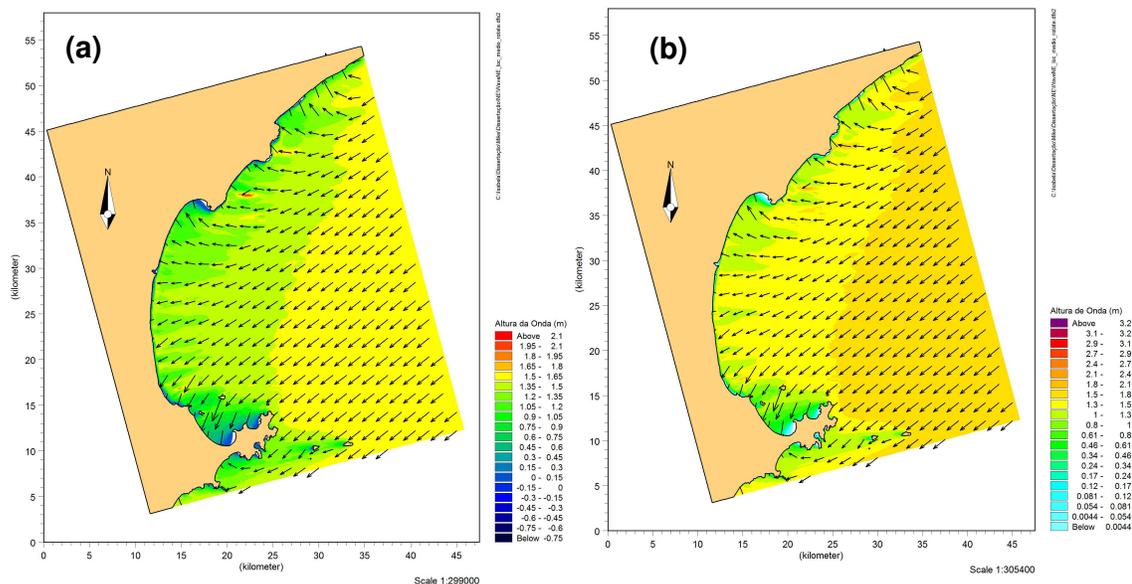


Figura 7.5: Resultados da simulação de ondas médias de nordeste no MIKE 21-NSW: (a) com a escala de cores linear, presumido pelo modelo e (b) após a transformação para uma distribuição gaussiana dos valores, idêntica àquela produzida para a mesma condição de ondas no SisBAHIA.

De forma geral, as simulações realizadas nos dois modelos geraram resultados semelhantes. As simulações das ondas de nordeste, com valores médios e extremos, mostraram a incidência das ondas de forma homogênea ao longo de todo o arco, com a ocorrência de difração em ambos os extremos do embaiamento, onde também se observou a mudança do ângulo de incidência da onda, que rotaciona sobre os contornos batimétricos e tende a incidir perpendicularmente à costa (Figs. 6.4, 6.5, 6.8, 6.9). Já os resultados das simulações de ondas de sudeste (média e extrema) mostram, nos dois modelos, a tendência de difração e dissipação de energia das ondas pela presença do cabo Búzios e o progressivo aumento da altura incidente em direção ao norte do embaiamento, principalmente a partir da desembocadura do rio São João (Fig. 6.6, 6.7, 6.10, 6.11). Os resultados gerados pelo SisBAHIA, porém, demonstram uma maior sensibilidade deste modelo em relação à transformação da direção das ondas sobre a topografia do fundo. Enquanto o MIKE 21 apresenta apenas uma tendência de direção, o SisBAHIA mostra com maior precisão a variação angular de incidência das ondas. Talvez esta maior sensibilidade exija um ajuste mais refinado entre a Grade de Propagação de Ondas do modelo e a orientação da costa e, por isso, observou-se nos resultados

das simulações de sul, sudeste e sudoeste pequenos vetores que pareceram não sentir o obstáculo constituído pelo cabo Búzios (Figs. 6.10, 6.11, 6.12 e 6.13).

Destaca-se que as maiores diferenças de distribuição de altura foram observadas entre as simulações de condições média e extrema do SisBAHIA. Neste modelo a refração foi resolvida através da Teoria Linear das ondas, sendo desprezada a relação entre amplitude da onda e profundidade. Desta forma, ao simular a propagação de ondas de maior altura em pequenas profundidades são gerados erros, embora os resultados de tensão de radiação sejam precisos. Por isso, o ideal é que se simule a entrada de ondas de pequena amplitude no SisBAHIA, para que o erro inerente à solução seja minimizado. Nota-se que os resultados obtidos serão proporcionais à altura da onda de entrada do modelo, ou seja, o resultado da simulação passa a ser o fator de amplificação e não a altura da onda propriamente dita. Os resultados das condições médias, porém, mostraram-se perfeitamente adequados e realistas.

Enquanto a solução do MIKE 21 – NSW se detém apenas no processo de refração, o Modelo de Propagação de Ondas do SisBAHIA resolve tanto a refração como a difração. Esta é, provavelmente, a diferença mais marcante entre os dois modelos. O MIKE 21 – NSW gera áreas de valores indefinidos sempre que o processo de difração se faz dominante. Sendo assim, o SisBAHIA se mostra um modelo mais apropriado para a solução da propagação de ondas em cadeias de ilhas, por exemplo, ou na determinação da exposição ou proteção de determinada região devido à presença de uma ilha (Kirby & Dalrymple, 1994), ou de um cabo, como é o caso.

Outra diferença importante em relação aos dois modelos é a capacidade do SisBAHIA de compreender o lado de incidência de onda da grade de propagação mesmo quando ela não se encontra nos limites do domínio de águas profundas. No MIKE 21 – NSW, o contorno *offshore* deve ser levado até profundidades maiores do que metade do comprimento de onda e o campo de ondas incidente deve ser homogêneo neste limite. As ondas de sul e sudoeste foram simuladas apenas no SisBAHIA devido a essa característica, uma vez que, para estas direções, não haviam dados batimétricos suficientes para realizar simulações com o MIKE 21 – NSW.

Algumas semelhanças entre os dois modelos podem ser observadas. Ambos os modelos não resolvem adequadamente a reflexão das ondas nos limites laterais do *grid*. Por isso, estes limites devem ser estendidos de forma que fiquem distantes da região de real interesse. Outra semelhança diz respeito ao limite máximo de rotação da onda sobre os contornos batimétrico. As ondas que incidem sobre o domínio podem girar até 60° de sua direção original; acima desse valor, os modelos se desestabilizam e passam a gerar resultados inadequados, ou pouco realistas. Destaca-se que este ângulo independe do ângulo formado pelo lado de entrada das ondas no *grid* e sua direção de propagação, também chamado de ângulo crítico, que é de 30° no MIKE 21 e 45° no SisBAHIA.

O MIKE 21 – NSW e o REF/DIF, base do Modelo de Propagação de Ondas do SisBAHIA, vêm sendo amplamente utilizados, avaliados, validados e melhorados ao longo do tempo. Ambos apresentam vantagens e limitações, podendo se ajustar melhor a determinadas condições que devem ser avaliadas pelo usuário. No estudo realizado por Rogers *et al.* (1998) o modelo REF/DIF, de forma geral, aparenta gerar resultados acurados para a maior parte das condições simuladas. Além disso, o modelo não demonstra ser extremamente sensível às incertezas batimétricas, resolvendo de maneira adequada pequenas lacunas de dados (Rogers *et al.*, 1998). Kaihatu *et al.* (1998, *apud* Allard *et al.*, 2002) encontraram este mesmo resultado e afirmam que o modelo fornece uma descrição acurada sobre a propagação de onda de *swell* monocromática sobre um fundo marinho com grande variação topográfica. O modelo, porém, é considerado válido apenas durante períodos em que os ventos atuam com intensidade moderada, ou em uma situação de pista limitada, onde o modelo é aplicado para uma área geográfica relativamente pequena.

Em relação ao MIKE 21 – NSW, de acordo com Johnson (1998), os termos fonte da equação utilizada pelo modelo são formulados através da previsão empírica das ondas em águas profundas, não constituindo um método rigoroso de descrição das ondas geradas por ventos devido à parametrização inerente a esta abordagem. Ainda segundo o autor, o modelo é uma simplificação que abrange apenas simulações de espectro com um único pico, não incluindo a simulação das ondas nos limites da pista geradora e, tão pouco, a simulação de marulhos (*swell*). Mesmo assim, destaca-se o desempenho satisfatório do modelo na geração de ondas por ventos (vagas) em condições de pistas limitadas (Johnson, 1998). Em seu estudo,

Siegle & Asp (2007) utilizaram com sucesso os resultados de altura e direção da onda, obtidos através da modelagem do processo de refração no MIKE 21 - NSW, para estimar a deriva litorânea potencial ao longo da costa sul do estado de Santa Catarina. Para a estimativa da deriva, os autores não utilizaram nenhum modelo computacional, mas sim, equações baseadas no método de Longuet-Higgins (1970) e Komar (1998).

As simulações de transporte de sedimentos do presente trabalho foram realizadas através do Modelo de Transporte Lagrangeano do SisBAHIA, no qual foram acoplados, além de um Modelo Hidrodinâmico, um Modelo de Geração de Ondas, sem incluir o processo de refração. Os modelos Hidrodinâmicos e de Geração de Ondas, foram alimentados com a mesma série temporal de ventos de condições de bom e de mau tempo, visando a sincronicidade entre as vagas geradas no domínio e as correntes geradas pelos ventos. As ondas são menos relevantes para a circulação hidrodinâmica geral, porém, são determinantes na geração de correntes litorâneas a partir da zona de arrebentação e nas variações morfológicas das praias (Rosman, 2006). Para o largo da zona de arrebentação, a relevância do efeito das ondas decresce.

À medida que as ondas se propagam de águas profundas para águas rasas, elas começam a afetar o fundo e a remobilizar e manter em suspensão o sedimento. O movimento oscilatório associados às ondas exerce uma tensão de cisalhamento sobre o fundo muitas vezes maior do que aquela associada a uma corrente permanente de comparável magnitude (Madsen, 1976). Porém, as tensões de onda, por serem puramente oscilatórias, causam pouco, ou nenhum, transporte de sedimento na antepraia (Rosman, 2006). Desta forma, é a sinergia entre a ação das ondas e das correntes, que gera o transporte de sedimentos: a grande tensão de cisalhamento exercida pelas ondas sobre o fundo mobiliza os sedimentos, que podem ser posteriormente transportados por correntes que, sozinhas, não seriam capazes de gerar qualquer transporte (Madsen, 1976).

Os resultados das simulações de transporte de sedimentos mostram que, em condições meteo-oceanográficas de mau tempo, o transporte é quase ausente, principalmente na simulação dos sedimentos grossos (Figs. 6.19 e 6.21). Por outro lado, a condição de bom tempo é a grande responsável pelo transporte de sedimentos finos e grossos, assim como pelo padrão de distribuição da média

granulométrica na região (Figs. 6.15, 6.16 e 6.17). Uma análise do registro de 10 anos de ventos na Bacia de Campos identificou 26 ocorrências de ventos de direção entre oeste e sudoeste, com intensidades entre 20m/s e 27m/s (Carvalho, 1998). Além disso, sabe-se que as ondas de sul e sudeste incidem sobre o litoral em estudo com grande energia, sendo as responsáveis pela tendência erosiva das praias do norte do embaiamento. Esperar-se-ia, então, que as condições de mau tempo fossem as maiores responsáveis pelo transporte de sedimentos na região.

Porém, na antepraia, as ondas são responsáveis apenas pela suspensão dos grãos de sedimento e o transporte é efetivamente realizado pelas correntes geradas pelos ventos; de acordo com Pinho (2003), a intensidade dos ventos em condição de bom tempo varia predominantemente entre 6m/s e 12m/s, sendo a intensidade de 9m/s a mais freqüente. Já em condições de mau tempo, os ventos sopram com velocidades entre 4m/s e 8m/s, sendo 5m/s a intensidade mais freqüente (Pinho, 2003). Destaca-se também que os ventos do quadrante sul, de maior intensidade, limitam-se apenas a eventos esporádicos. Desta forma, os ventos de nordeste caracterizam-se por ser a direção mais constante, além de apresentarem, com maior freqüência, intensidades maiores do que aquelas observadas nos ventos do quadrante sul. Assim, conclui-se que as correntes geradas pelos ventos de nordeste são mais constantes, atingem maiores velocidades e, conseqüentemente, maior capacidade de transporte de sedimentos.

Em relação à distribuição granulométrica da região do embaiamento observa-se um padrão de alternância entre sedimentos finos e grossos depositados nos limites da antepraia e plataforma continental interna, com predominância dos sedimentos arenosos grossos a muito grossos (Fernandez & Muehe, 1995; 1998; Fernandez, 1998). Estes sedimentos arenosos foram interpretados como depósitos reliquiais que caracterizam um vestígio da subida do nível médio do mar (Fernandez, 1998). Os autores observaram ainda duas faixas de sedimentos finos, depositados sobre as areias reliquiais, paralelas à linha de costa: a primeira se caracteriza por ser uma estreita faixa depositada nos limites da antepraia, que se estende em direção ao cabo Búzios; e a segunda, encontra-se depositada sobre a plataforma continental interna e se caracteriza por ser mais ampla, se alargando ainda mais em direção ao cabo Búzios. O depósito de finos da antepraia se alarga em direção ao sul, próximo ao cabo Búzios, e tende a se fundir com o depósito de

sedimentos finos da plataforma (Fernandez & Muehe, 1995; 1998; Fernandez, 1998).

A origem dos sedimentos finos da antepraia é atribuída ao aporte de sedimentos fluviais oriundos dos rios São João, Una e das Ostras (Fernandez & Muehe, 1998), enquanto os sedimentos finos depositados na plataforma teriam como origem o rio Paraíba do Sul (Fernandez & Muehe, 1995; Fernandez, 1998). Segundo Fernandez & Muehe (1998), a fonte dos sedimentos finos da plataforma interna tanto pode ser o rio Paraíba do Sul, como o Macaé. Para a realização das simulações de transporte do presente trabalho adotou-se a hipótese de que duas fontes de sedimentos finos seriam responsáveis pelos padrões de deposição encontrados: o rio São João, por apresentar a maior vazão dentre os três rios presentes na área de estudo; e uma fonte de fora do domínio da modelagem, que foi posicionada sobre um nó da fronteira aberta do modelo.

Em condições de mau tempo, observa-se que os sedimentos oriundos do rio São João são transportados em direção ao norte do arco, sempre numa estreita faixa junto à costa (Fig. 6.20). De acordo com os levantamentos realizados por Fernandez & Muehe (1995), depósitos de areia fina e muita fina são encontrados no embaçamento até, aproximadamente, a região ao sul da praia das Tartarugas, em Rio das Ostras. Como visto anteriormente, esta praia apresenta uma forte tendência erosiva, o que poderia explicar a presença de depósitos de areias muito grossas observadas por Fernandez & Muehe (1995) na antepraia adjacente, enquanto este pequeno segmento ao sul desta praia encontra-se protegido da ação de ondas mais energéticas, possibilitando a deposição de sedimentos finos.. De qualquer maneira, os resultados da refração de ondas, mostram uma tendência à incidência de grande energia de ondas em toda região ao norte do rio São João. Desta forma, mesmo que em condições de mau tempo os sedimentos finos do São João sejam transportados em direção ao norte do embaçamento, a alta concentração da energia das ondas nesta região faz com que estes sedimentos sejam rapidamente removidos. Já o sedimento vindo da fonte de fora da região não chega a entrar no domínio de modelagem, sendo empurrado pelas correntes de sul de volta à sua origem (Fig. 6.20).

Destaca-se que a localização da fonte na fronteira aberta do domínio foi escolhida de forma a acompanhar a orientação da costa que, a partir da

desembocadura do rio das Ostras, tende a ser predominantemente de nordeste-sudoeste. Considera-se assim, que esta fonte tanto possa ser o rio Macaé, cuja desembocadura se localiza mais próxima ao embaiamento, quanto o rio Paraíba do Sul. Em verdade não se considera aqui a hipótese de que a atual desembocadura do Paraíba do Sul seja a fonte destes sedimentos finos, mas sim, que os sedimentos finos depositados pela antiga foz do rio, voltada para sudeste, possam ser mobilizados pela ação das ondas e transportados pelas correntes. Além disso, a escolha da largura da fonte foi feita de forma aleatória, uma vez que os resultados obtidos pelas simulações objetivavam uma caracterização qualitativa da tendência do transporte.

Já em condições de bom tempo observa-se que, num primeiro momento, o sedimento vindo do rio São João tende a ser transportado para o sul do embaiamento numa estreita faixa junto à costa (Fig. 6.16). Posteriormente, a partir do terceiro dia de simulação, esta faixa passa a se alargar, indo em direção à plataforma continental interna, à medida que se aproxima do cabo Búzios (Fig. 6.16). Fernandez (1998) já havia observado, no decorrer de seus levantamentos, esta tendência da faixa de sedimentos finos da antepraia se alargar com a proximidade do cabo Búzios, tendendo a se fundir com o depósito de finos da plataforma. Ainda de acordo com o autor, com a ocorrência de ventos de nordeste, o cabo Búzios exerceria um obstáculo ao fluxo destes sedimentos em direção ao sul e, assim, eles seriam transportados em direção à plataforma até que ultrapassassem o obstáculo, continuando sua tendência de transporte para o sul. O resultado da simulação do décimo quinto dia mostra esta tendência de o sedimento ultrapassar o cabo Búzios e seguir seu fluxo em direção ao sul, assim como indica a aproximação dos sedimentos da antepraia ao depósito da plataforma continental interna (Fig. 6.16). Através dos resultados das simulações de refração afirma-se que este sedimento fino, oriundo do rio São João e transportado pela ação das correntes em condições de bom tempo tende a se depositar na seção sul do embaiamento, uma vez que, nesta região observa-se a incidência de ondas de menores alturas para todas as direções de ondas simuladas. Apenas uma região que apresentasse baixo hidrodinamismo viabilizaria a existência de depósitos de sedimentos finos.

Na plataforma interna, os sedimentos finos oriundos da fonte exterior aos limites da área de estudo também apresentam a tendência de transporte em direção

ao sul (Fig. 6.16). No terceiro dia de simulação, o transporte dos sedimentos da plataforma muda de direção, tendendo ao transporte na direção sudeste (Fig. 6.16). Ao final dos quinze dias simulados observa-se que o depósito de finos da plataforma continental interna apresenta, grosso modo, a mesma orientação do embaçamento (Fig. 6.16). Observa-se também uma região preferencial de deposição desse sedimento nas adjacências das Ilhas Gravatá e da Ancora, ao largo do cabo Búzios, que também apresentaram baixa concentração da energia das ondas de direção nordeste e sudeste (Figs. 6.4, 6.5, 6.6, 6.7 e 6.16).

Os resultados da simulação do transporte do sedimento das fontes em condições de bom tempo sugerem que o rio São João seja o responsável pela estreita faixa de finos depositada sobre a antepraia do embaçamento, que se alarga à medida que se estende em direção ao sul, devido ao obstáculo constituído pelo cabo Búzios (Fernandez, 1998). A partir daí, os sedimentos são transportados em direção à plataforma continental interna, de forma que tendem a se fundir com a segunda faixa de sedimentos finos, observada na região (Fernandez & Muehe, 1995; 1998; Fernandez, 1998). Este depósito de finos sobre a plataforma teria sua origem em uma segunda fonte, localizada ao norte da área de estudo.

A presença de depósitos de areias grossas e muito grossas está fortemente associada às regiões que apresentam maior hidrodinamismo no embaçamento. Observa-se que estas areias reliquias encontram-se recobertas pelas lamas fluviais, que formam depósitos em áreas preferencialmente abrigadas. Ou seja, numa região que apresente forçantes hidrodinâmicas significativas ocorrerá uma tendência de mobilização e transporte dos depósitos de lamas, que por sua vez, deixariam estes depósitos reliquias a mostra. Observa-se nos resultados que as areias grossas e muito grossas predominam na região central e norte do embaçamento (Fernandez & Muehe, 1995; 1998; Fernandez, 1998), onde incidem ondas de maiores alturas, para todas as direções simuladas, mas, principalmente, para as direções sul e sudeste.

Através da simulação do processo de refração das ondas, torna-se óbvia a importância da energia das ondas incidentes sobre a praia e antepraia adjacente. Desta forma, pode-se dizer que os resultados das simulações de transporte caracterizam a trajetória de transporte das diferentes classes de sedimento encontradas na região, enquanto os resultados das simulações de refração

comprovam a possibilidade de existência desses depósitos nas regiões apontadas pelo modelo de transporte. Este resultado comprova a importância da análise acoplada dos processos de refração nos estudos de determinação de tendências de transporte.

8. CONCLUSÕES

Com relação à caracterização da distribuição de energia das ondas ao longo do embaiamento Rio das Ostras – cabo Búzios, os resultados das simulações do processo de refração, realizadas pelo modelo MIKE 21 – NSW, e dos processos de refração e difração, realizadas pelo Modelo de Propagação de Ondas do SisBAHIA, apontam para uma tendência das ondas de sudeste incidirem sobre o embaiamento com as maiores alturas observadas.

A convergência de energia das ondas ocorre, principalmente, na seção do embaiamento que se estende do rio São João à foz do rio das Ostras. No Praião de São João e na praia do Abricó, em Rio das Ostras, este aporte de maior energia sobre o litoral é representado sob a forma de uma tendência erosiva, que age sobre a pós-praia da região. Já a destruição de propriedades associada ao completo desaparecimento da Praia das Tartarugas, Rio das Ostras, está relacionada à ocorrência de ondas de sul, que possuem suas cristas refratadas, incidindo paralelamente sobre este ponto específico da costa. A forte tendência erosiva desta praia foi identificada inicialmente por Muehe *et al.* (2005b), associada à ressaca de maio de 2001, sendo observada, porém, até os dias de hoje.

A seção do embaiamento ao sul do rio São João caracteriza-se por estar totalmente protegida contra a ação das ondas de direção sul e sudeste, devido ao obstáculo formado pelo cabo Búzios, responsável por difratar e dissipar a energia das ondas incidentes desses quadrantes. As ondas de nordeste, porém, incidem de forma homogênea ao longo do embaiamento como um todo. No entanto, essas ondas incidem com menores alturas, não estando associadas a grandes mudanças morfológicas da praia e antepraia. Desta forma, afirma-se que o segmento costeiro que se estende do rio São João à extremidade sul do embaiamento caracteriza-se por estar sempre protegido contra o ataque de ondas de grande energia.

Através dos resultados do Modelo de Transporte Lagrangeano do SisBAHIA, observa-se que a condição meteo-oceanográfica de bom tempo, na qual ocorre o predomínio dos ventos de nordeste, gera correntes responsáveis pelo complexo padrão de deposição de faixas intercaladas de sedimentos finos e grossos na região. Na antepraia, observa-se uma estreita faixa de sedimentos finos oriundos do rio São João, que se espalha em direção ao sul devido à predominância dos ventos

de nordeste. Nas proximidades do cabo Búzios, esta faixa se alarga e o transporte de sedimentos passa a ocorrer em direção à plataforma continental, até que os sedimentos finos vençam o obstáculo constituído pelo cabo Búzios e continuem seu fluxo em direção ao sul. Este corredor de sedimentos finos junto ao cabo Búzios acaba por se fundir a uma segunda faixa localizada na plataforma continental interna.

Esta outra faixa de sedimentos finos caracteriza-se por ser mais ampla e estar depositada nos limites da plataforma interna. Os sedimentos deste depósito são oriundos de uma fonte externa ao embaiamento, que tanto pode ser o rio Macaé, como os sedimentos depositados pela antiga desembocadura do rio Paraíba do Sul, ressuspensos pela ação das ondas.

Entre estes dois depósitos de sedimentos finos, observa-se um depósito de areias grossas que se estende de norte a sul do embaiamento. Os limites deste depósito se moldam perfeitamente ao limite interno do depósito de finos da plataforma interna, confirmando que, em verdade, os depósitos de sedimentos finos e grossos não estão intercalados, mas sim, os depósitos de finos recobrem estes depósitos de areias grossas reliquias e, por estarem muito mais suscetíveis à mobilização e transporte pela ação das correntes e ondas, se depositam e se mobilizam de acordo com a condição hidrodinâmica vigente.

A análise dos resultados de trabalhos pretéritos assim como das observações atuais das características morfo-sedimentares da região indicam que os modelos computacionais foram aplicados de maneira bem sucedida no presente trabalho. Os resultados gerados pelo modelo de transporte de sedimentos caracterizaram de maneira precisa a tendência de transporte dos sedimentos finos a partir de suas fontes. Destaca-se, porém, a necessidade de estudos mais aprofundados na região de forma a se determinar a verdadeira fonte de sedimentos finos, localizada ao norte do embaiamento em estudo.

Os modelos de refração/difração, por sua vez, apresentaram resultados bastante similares entre si e acurados em relação às observações realizadas na região. Apesar da similaridade entre os resultados obtidos pelos dois modelos nota-se que o modelo MIKE 21 – NSW possui alguns requisitos de estabilidade que podem ser difíceis de serem preenchidos. Além disso, por não solucionar o processo de difração, sua aplicação está principalmente limitada a regiões onde este processo

é desprezível. Outra limitação deste modelo diz respeito ao custo computacional do processamento dos dados. No MIKE 21 - NSW o tempo de resposta das simulações é cerca de dez vezes maior e a exigência em termos de memória computacional supera em quatro vezes a necessária nas simulações no Modelo de Propagação de Ondas do SisBAHIA. O Modelo de Propagação de Ondas também possui algumas limitações, porém, recomenda-se seu uso devido à acurácia das respostas de altura e direção das condições médias das simulações e por incluir a difração em seu processamento.

Desta forma, comprova-se a confiabilidade dos resultados e a viabilidade do emprego de modelos computacionais na determinação de características hidrodinâmicas e sedimentares de uma determinada região nos estudos de geomorfologia costeira, de maneira complementar aos levantamentos convencionais, que podem ser, por vezes, dispendiosos em termos de recursos financeiros e do tempo necessário para sua realização.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLARD, R.A.; KAIHATU, J.; HSU, Y.L.; DYKES, J.D.. 2002. The Integrated Ocean Prediction System (IOPS). *Oceanography*, **15**(1): 67-76.
- AMADOR, E.S. 1980. Traços gerais da sedimentação quaternária da bacia do rio São João, RJ. Anais XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, **1**: 542-556. Balneário Camboriú, SC.
- AZEVEDO, M.M. 2006. **Aplicação de modelos de tendência direcional de transporte de sedimentos na plataforma continental sul do Estado do Rio Grande do Sul**. Monografia de Graduação. Universidade do estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 98 p.
- BATTJES, J.A.; JANSSEN, J.P.F.M. 1978. Energy loss and set-up due to breaking of random waves. *Proc. 16th Int. Conf. On Coastal Eng.*, Hamburg. p. 569-587.
- BENTES, A.M.L. 1998. **Estudo da Variabilidade Morfodinâmica de Quatro Praias Situadas no Setor Centro-Norte do Estado do Rio de Janeiro**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 132 p.
- BIRD, E. 2000. **Coastal Geomorphology – an introduction**. John Wiley & Sons Inc. Nova Jersey. 322 p.
- CARVALHO, N.V. 1998. **Investigação sobre a evolução do clima de ondas na Bacia de Campos e a correlação com as situações meteorológicas associadas**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 186 p.
- CILSJ, 2008. Consórcio Intermunicipal Lagos São João. Disponível na Internet em: <http://www.lagossaojoao.org.br/>

- COWELL, P.J.; THOM, B.G. 1994. Morphodynamics of coastal evolution. **In: Coastal Evolution – Late Quaternary shoreline morphodynamics**, eds. R.W.G. Carter e C.D. Woodroffe. Cambridge University Press, p. 33-86.
- CUNHA, S.B. 1995. **Impactos das obras de engenharia sobre o ambiente biofísico da bacia do rio São João (Rio de Janeiro)**. Tese de Doutorado. Universidade Clássica de Lisboa. 378 p.
- DHI, 2004. **MIKE 21 NSW – User Guide**. DHI Software, Dinamarca. 74 p.
- DHI, 2005. **MIKE 21 NSW – Scientific Documentation**. DHI Software, Dinamarca. 4 p.
- FERNANDEZ, G.B. 1998. **Caracterização morfodinâmica do prisma praial, sob influência dos sedimentos fluviais, no embaiamento Rio das Ostras-Cabo Búzios, RJ**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 91 p.
- FERNANDEZ, G.B.; MUEHE, D. 1995. Cobertura sedimentar recente e batimetria da plataforma continental interna entre Macaé e cabo Búzios, RJ. *Anais do VI Simpósio Nacional de Geografia Física Aplicada*. Goiânia, GO. p. 196-203.
- FERNANDEZ, G.B.; MUEHE, D. 1998. A influência de sedimentos fluviais na morfologia de praia e antepraia no embaiamento Rio das Ostras-cabo Búzios – RJ. *Geosul* **14**(27): 200-203.
- FOLK, R.L. 1968. **Petrology of sedimentary rocks**. Hemphill Publishing Company, Austin. 170 p.
- FOLK, R.L.; WARD, W.C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, **27**(1): 3-26.

- HAGGETT, P.; CHORLEY, R.J. 1967. Models, Paradigms and the New Geography. **In: Models in Geography**, eds. R.J. Chorley e P. Haggett. Methuen & Co. Londres. p. 19-41.
- HARVEY, D. 1969. **Explanation in Geography**. Edward Arnold. Londres. 521 p.
- HARDISTY, J. 1990. **Beaches – forms & process**. Unwin Hyman Ltd. Cambridge. 324 p.
- HOLTHUIJSEN, L.H.; BOOIJ, N.; HERBERS T.H.C. 1989. A prediction model for stationary, short crested waves in shallow water with ambient currents. *Coastal Engineering*, **13**: 23-54.
- JOHNSON, H.K. 1998. On modelling wind-waves in shallow and fetch limited areas using the method of Holthuijsen, Booij and Herbers. *Journal of Coastal Research* **14**(3): 917-932.
- KAIHATU, J.M.; ROGERS, W.E.; HSU, Y.L.; O'REILLY, W.C. 1998. Use of phase-resolving numerical wave models in coastal areas. *Proc 5th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*, Melbourne, FL. p. 389-403.
- KING, C.A.M. 1975. **Introduction to Marine Geology and Geomorphology**. Edward Arnold Ltd. Londres. 309 p.
- KIRBY, J.T. 1986. Rational approximations in the parabolic equation method for water waves. *Coastal Engineering*, **10**: 355-378.
- KIRBY, J.T.; DALRYMPLE, R.A. 1983. A parabolic equation for the combined refraction-diffraction of Stokes waves by mildly varying topography. *Journal of Fluid Mechanics*, **136**: 543-566.

- KIRBY, J.T.; DALRYMPLE, R.A. 1994. **REF/DIF 1 Version 2.5 – Documentation and User's Manual**. CACR Report N° 9422 – Department of Civil Engineering, University of Delaware. 172 p.
- KOMAR, P.D. 1976. Nearshore Currents and Sediment Transport, and the Resulting Beach Configuration. **In: Marine Sediment Transport and Environmental Management**, orgs. D.J. Satnley e D.J.P.Swift. Ed. John Wiley & Sons. Nova York. p. 241-254.
- KOMAR, P.D. 1998. **Beach Processes and Sedimentation**. 2^a Ed. Prentice-Hall, Inc, Nova Jersey. 429 p.
- LAPENTA, M.J. 2002. **O mico leão dourado (*Leontopithecus rosalia*) como dispersor de sementes na reserva biológica União/IBAMA, Rio das Ostras, RJ**. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, São Paulo. 107 p.
- LONGUET-HIGGINS, M.S. 1970. Longshore currents generated by obliquely incident sea waves. *Journal of Geophysical Research*, **75**: 6778-6789.
- LONGUET-HIGGINS, M.S.; STEWART, R.W. 1964. Radiation stress in water waves: a physical discussion, with applications. *Deep-Sea Research*, **11**: 529-562.
- MADSEN, O.S. 1976. Wave Climate of the Continental Margin: Elements of its Mathematical Description. **In: Marine Sediment Transport and Environmental Management**, orgs. D.J. Satnley e D.J.P.Swift. Ed. John Wiley & Sons. Nova York, EUA. p. 65-87.
- MUEHE, D. 1998a. Geomorfologia costeira. **In: Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**, orgs. A.J.T. Guerra e S.B. Cunha. Bertrand Brasil. Rio de Janeiro. p. 253-308.
- MUEHE, D. 1998b. O litoral brasileiro e sua compartimentação. **In: Geomorfologia: do Brasil**, orgs. S.B. Cunha e A.J.T. Guerra. Bertrand Brasil. p. 273-349.

- MUEHE, D. 2003. Beach Morphodynamic Research in Brazil: Evolution and Applicability. *Journal of Coastal Research*, **35**(SI): 32-42.
- MUEHE, D.; FERNANDEZ, G.B.; BULHÕES, E.M.R. 2005a. Avaliação da estabilidade da linha de costa no semi-arco praias entre Rio das Ostras e Barra de São João (RJ). *Anais do X Congresso da Abequa*, Guarapari, ES.
- MUEHE, D.; BULHÕES, E.M.R.; ROSO, R.H.; FERNANDEZ, G.B. 2005b. Diagnóstico da estabilidade da orla costeira por abordagem múltipla em trecho do litoral norte do Rio de Janeiro. Brasil. *Anais do III Congresso sobre planejamento e gestão das zonas costeiras nos países de expressão Portuguesa*. Maputo.
- NIMER, E. 1989. **Climatologia do Brasil**. Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, Rio de Janeiro. 421 p.
- NORDSTROM, K.F. 1994. Developed coasts. In: **Coastal Evolution – Late Quaternary shoreline morphodynamics**, eds. R.W.G. Carter e C.D. Woodroffe. Cambridge University Press. p. 477-509.
- OPEN UNIVERSITY, 1989. **Waves, Tides and Shallow-Water Processes**. The Open University, Oxford. 187 p.
- PINHO, U.F. 2003. **Caracterização dos estados de mar na Baía de Campos (Rio de Janeiro)**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 123 p.
- ROGERS, W.E.; KAIHATU, J.M.; HSU, Y.L. 1998. Review and Verification of Numerical Wave Models for Near Coastal Areas – Part 2: Verification of Near Coastal Numerical Wave Models. NRL/FR/7322- -97-9680 - Naval Research Laboratory, Stennis Space Center. 108 p.

- ROSMAN, P.C.C. 2006. Análise de Impactos da Marina Refúgio Del Rey, SC, Através de Modelagem Computacional – Relatório Final. Fundação Coppetec. 79 p.
- ROSMAN, P.C.C. 2008. **Referência técnica do SisBaHiA**. Disponível na Internet em: <http://www.sisbahia.coppe.ufrj.br/>.
- SAAVEDRA, L.; MUEHE, D., 1993. Innershelf morphology and sediment distribution in front of cape Frio – cape Búzios embayment. In: JOPS-I Workshop, Niterói, RJ. p. 29.
- SANT'ANNA, E.M. 1975. Estudo geomorfológico da área de Barra de São João e Morro de São João. *Revista Brasileira de Geografia*, **37**(3): 3-15.
- SHORT, A.D. 1979. Three dimensional beach-stage model. *Journal of Geology*, **87**: 553-571.
- SIEGLE, E.; ASP, N.E. 2007. Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast. *Brazilian Journal of Oceanography*, **55**(2): 109-120.
- SOUZA, M.H.S. 1988. **Clima de ondas ao norte do Estado do Rio de Janeiro**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 181 p.
- STRAMMA, L.; ENGLAND, M. 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **104**: 20863-20883.
- VALENTINI, E.M.S. 2005. Notas de aula de Processos Litorâneos. Programa de Engenharia Oceânica – Área de Engenharia Costeira e Oceanográfica, UFRJ.
- WALKER, H.J. 1984. Man's impact on shorelines and nearshore environments: a geomorphological perspective. *Geoforum*, **15**: 395-417.

WENTWORTH, C. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**:377-392.

WOODROFFE, C.D. 2002. **Coasts: form, process and evolution**. Cambridge University Press, Nova York. 620 p.

WRIGHT, L.D.; SHORT, A.D. 1984. Morphodynamics variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, **56**: 93-118.

WRIGHT, L.D.; THOM, B.G. 1977. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. *Progress in Physical Geography*, **1**: 412-459.