



UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA E ECOLOGIA
GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

IZABEL CHRISTINA MARTINS NOGUEIRA

CARACTERIZAÇÃO SAZONAL DE ONDAS NA REGIÃO ADJACENTE
AO PORTO DE UBU, ANCHIETA – ES, PARA O ANO DE 2008.

VITÓRIA
2010

IZABEL CHRISTINA MARTINS NOGUEIRA

CARACTERIZAÇÃO SAZONAL DE ONDAS NA REGIÃO ADJACENTE
AO PORTO DE UBU, ANCHIETA – ES, PARA O ANO DE 2008.

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Curso de Oceanografia
do Departamento de Oceanografia e
Ecologia da Universidade Federal do
Espírito Santo, como requisito parcial
para avaliação.

Orientador: Prof. Dr. Julio Tomás Aquije
Chacaltana

VITÓRIA
2010

CARACTERIZAÇÃO SAZONAL DE ONDAS NA REGIÃO ADJACENTE
AO PORTO DE UBU, ANCHIETA – ES, PARA O ANO DE 2008.

por

Izabel Christina Martins Nogueira

Submetido como requisito parcial para a obtenção de grau de

Oceanógrafo

na

Universidade Federal do Espírito Santo

Dezembro de 2010

© Izabel Christina Martins Nogueira

Por meio deste, o autor confere ao Colegiado do Curso de Oceanografia e ao Departamento de Oceanografia e Ecologia da UFES permissão para reproduzir e distribuir cópias parciais ou totais deste Trabalho de Conclusão de Curso para fins não comerciais.

Assinatura do autor

Curso de graduação em Oceanografia
Universidade Federal do Espírito Santo
15 de dezembro de 2010

Certificado por

Julio Tomás Aquije Chacaltana
Dr. / Orientador

Certificado por

Daniel Rigo
Prof. Adjunto / Examinador interno
DEA/CT/UFES

Certificado por

Alexandre Braga
Dr./ Examinador externo
CEPEMAR

Aceito por

Gilberto Barroso
Prof. Adjunto / Coordenador do Curso de Oceanografia
Universidade Federal do Espírito Santo
CCHN/DOC/UFES

IZABEL CHRISTINA MARTINS NOGUEIRA

CARACTERIZAÇÃO SAZONAL DE ONDAS NA REGIÃO ADJACENTE
AO PORTO DE UBU, ANCHIETA – ES, PARA O ANO DE 2008.

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Julio Tomás Aquije Chacaltana
Orientador – DEA/UFES

Prof. Dr. Daniel Rigo
Examinador – DEA/UFES

Dr. Alexandre Braga
Examinador – CEPEMAR

VITÓRIA (ES), _____ de _____ de _____

Você sabe por quê o mar é tão grande?

Tão imenso?

Tão poderoso?

É porque teve a humildade de colocar-se alguns centímetros abaixo de todos os rios.

Sabendo receber, tornou-se grande.

Se quisesse ser o primeiro; estaria alguns centímetros acima de todos os rios, não seria mar, mas sim uma ilha.

Toda sua água iria para os outros e estaria isolado.

A perda faz parte.

A queda faz parte.

A morte faz parte.

É impossível vivermos satisfatoriamente.

Precisamos aprender a perder, a cair, a errar e a morrer.

Impossível ganhar sem saber perder.

Impossível andar sem saber cair.

Impossível acertar sem saber errar.

Impossível viver sem saber morrer.

Se aprenderes a perder, a cair, a errar, ninguém mais o controlará.

Porque o máximo que poderá acontecer a você é cair, errar e perder.

E isto você já sabe.

Bem aventurado aquele que já consegue receber com a mesma naturalidade

o ganho e a perda...

o acerto e o erro...

o triunfo e a queda....

... a vida e a morte.

(Trecho do texto " Medo de Perder ")

Antônio Roberto Soares

AGRADECIMENTOS

A Deus por tornar tudo possível em minha vida, por está sempre ao meu lado e principalmente por ter colocado no meu caminho tantas pessoas maravilhosas com as quais tenho ou tive o imenso prazer de conviver nesses 22 anos.

Ao meu Anjo da Guarda por sempre me ouvir e sempre atender aos meus pedidos.

Aos meus pais e aos meus irmãos pelo amor incondicional e pelas palavras de incentivo nos momentos mais difíceis. Vivo com a certeza de que sem vocês nada disso teria sentido. Aos meus familiares, em especial a minha tia Dete.

Ao meu orientador, Dr. Julio Chacaltana pela oportunidade, paciência, incentivo e principalmente por me ensinar desde o valor da modelagem até o valor da honestidade.

A Gregório Luiz Galvão Teixeira por estar ao meu lado nesses últimos dois anos, por me acompanhar nos finais de semana e feriados na UFES e, principalmente, pela ajuda, amizade, amor e pelas intensas horas de riso ao longo dessa caminhada.

Aos sempre seis lá de casa pelo apoio e por entender minha ausência em muitas das atividades da casa. Agradeço em especial a Júlia e a Luciana por fazerem parte da minha vida todos esses anos e por dividirem comigo todos os momentos felizes e tristes.

A todos os meus coleguinhas de sala, Mica, Geandróide, Gê, Kyssyjones, Biu, Pri, Jackboy, Silvinha e Tarci, pela agradável companhia e pela amizade ao longo desses cinco anos de faculdade.

Ao pessoal do LABESUL pela companhia no frio, na chuva e principalmente no calor.

Ao Prof. Dr. Daniel Rigo e ao Dr. Alexandre Braga por aceitarem participar da minha banca.

A empresa Samarco Mineração por disponibilizar os dados de ondas substanciais à realização desse trabalho.

A todos que de alguma forma contribuíram para esse momento e que não foram citados.

RESUMO

No presente trabalho é realizada a análise das características sazonais das ondas superficiais de gravidade na região adjacente ao Porto de Ubu, Anchieta – ES para o ano de 2008. O sistema de modelos espectrais de onda, WW3 (*WAVEWATCH III*) e SWAN (*Simulating WAVes Nearshore*), é implantado para a região de estudo com a finalidade de simular a propagação das ondas desde a zona de geração em águas profundas até a região costeira do município de Anchieta – ES. Os resultados das simulações são comparados com os dados medidos por ADCP, o qual foi fundeado nas adjacências do Porto de Ubu no período de 26/08/2008 até 26/09/2008, em termos da altura significativa (H_s), do período médio (T_m) e da direção média das ondas (Dir). Os índices estatísticos viés (BIAS), erro médio quadrático (RMSE) e índice de espalhamento (SI), são usados para confrontar os resultados numéricos com os medidos em campo. De maneira geral, os resultados do sistema de modelos subestimam os valores de H_s e T_m , não conseguindo capturar eventos de alta agitação marinha, como a passagem de uma frente fria intensa ou de um ciclone extratropical. Em relação às características sazonais das ondas na região de estudo, foi encontrada a predominância sazonal de ondas provenientes do quadrante SE com períodos médios variando de 5 a 7s e altura significativa de 0,5 a 1m durante todo o ano de 2008. Com exceção do verão, tais resultados são congruentes com os resultados do clima de onda relatados na literatura para a região do Espírito Santo. A predominância de ondas provenientes do quadrante SE durante o verão pode ser justificada pela influência do evento ENSO (El Niño/Oscilação Sul) no clima de onda da região, visto que o ano de 2008 esteve sob forte influência de La Niña.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	11
1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVAS.....	11
1.2 OBJETIVOS.....	12
1.2.1 Objetivo Geral.....	12
1.2.2 Objetivos Específicos.....	13
2. ÁREA DE ESTUDO.....	14
2.1 LOCALIZAÇÃO.....	14
2.2 CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS E CLIMA DE ONDAS.....	14
3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	18
3.1 ONDAS GERADAS PELO VENTO.....	18
4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
4.1 MODELAGEM NUMÉRICA DE ONDAS.....	23
4.1.1 Modelos de Terceira Geração.....	25
5. MATERIAIS E MÉTODOS	29
5.1 MODELOS NUMÉRICOS.....	29
5.1.1 WAVEWATCH III.....	29
5.1.1 SWAN.....	30
5.2 IMPLANTAÇÃO DO SISTEMA DE MODELOS.....	32
5.2.1 Grades Espectrais.....	32
5.2.2 Grades Computacionais	32
5.2.3 Condições de Contorno e Condições Iniciais.....	35
5.3 AQUISIÇÃO DOS DADOS.....	36
5.3.1 Dados Batimétricos.....	36
5.3.2 Dados de ondas in situ	36
5.4 ANÁLISE ESTATÍSTICA	37
5.4.1 Estatística de Validação.....	37
5.4.2. Estatística Sazonal.....	37
6. RESULTADOS E DISCUSSÃO	39
6.1 VALIDAÇÃO DA MODELAGEM.....	39
6.1.1 Altura Significativa.....	39
6.1.2 Período Médio.....	43
6.1.3 Direção Média.....	45
6.2 ANÁLISE DAS CARACTERÍSTICAS SAZONAIS DAS ONDAS.....	46
6.2.1 Resultados do Verão.....	47
6.2.2 Resultados do Outono.....	52
6.2.3 Resultados do Inverno.....	55
6.2.4 Resultados da Primavera.....	59
6.2.5 Discussão das características sazonais das ondas em 2008.....	63
7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	66
8. REFERÊNCIAS.....	68

Lista de Tabelas

Tabela 1: Parâmetros estatísticos em termos de Altura Significativa (Hs).....	42
Tabela 2: Parâmetros estatísticos em termos de Período Médio(Tm).	44
Tabela 3: Parâmetros estatísticos em termos de Direção Média (Dir).	46
Tabela 4: Média, 90 ° percentil, valor máximo e mínimo em termos de Hs.	48
Tabela 5: Média, 90 ° percentil, valor máximo e mínimo em termos de TM.	50
Tabela 6: Média, 90° percentil, valor máximo e mínimo em termos de Hs.	53
Tabela 7: Média, 90° percentil, valor máximo e mínimo em termos de Tm.	54
Tabela 8: Média, 90° percentil, valor máximo e mínimo em termos de HS.	56
Tabela 9: Média, 90° percentil, valor máximo e mínimo em termos de TM.	57
Tabela 10: Média, 90° percentil, valor máximo e mínimo em termos de HS.	60
Tabela 11: Média, 90° percentil, valor máximo e mínimo em termos de TM.	61

Lista de Figura

Figura 1: Foto aérea do Porto de Ubu.	14
Figura 2: Figura demonstrando todos os centros de ação que influenciam o sistema atmosférico da América do Sul.	15
Figura 3: Modelo para representação de uma onda senoidal.	20
Figura 4: Elevação da superfície do oceano observada no domínio do tempo (a); espectro da Amplitude no domínio da frequência (b); espectro da fase no domínio da frequência (c).	21
Figura 5: Domínios computacionais utilizados no aninhamento das grades, GLOBAL, BRASIL SUDESTE e ESPÍRITO SANTO.	33
Figura 6 – Localização dos domínios ANCHIETA (a), UBU (b) e UBU_FINE (c).....	34
Figura 7. Séries temporais de Altura Significativa (Hs) medida (preto) versus modeladas para a grade UBU (azul) e para UBU_FINE (vermelho).....	39
Figura 8. Campos de vento a 10 m acima da superfície em m/s gerados pelo modelo WW3 para o dia 27 de agosto de 2008 as 00Z (a), 06Z (b), 12Z (c) e 18Z (d).....	41
Figura 9. Séries temporais de Período Médio (Tm) medido (em preto) versus modelado para a grade UBU_FINE (em vermelho) e para a grade UBU (em azul).	43
Figura 10. Séries temporais de Direção Média (Dir) medida (preto) versus modelada para a grade UBU_FINE (vermelho) e para UBU (azul).	45
Figura 11 – Pontos de amostragens de ondas dentro do domínio Ubu.	47
Figura 12 – Histograma mostrando a distribuição da Altura Significativa (Hs) durante o verão de 2008.....	48
Figura 13 – Histograma mostrando a distribuição do Período Médio (Tm) durante a estação de verão de 2008.....	49
Figura 14 – Histograma mostrando a distribuição da direção média (Dir) das ondas durante a estação de verão de 2008.....	50
Figura 15 – (a) Distribuição conjunta da direção média em função da altura significativa; (b) Distribuição conjunta do período médio em função da altura significativa; (c) Distribuição conjunta da direção média em função do período médio.....	51
Figura 16 – Histograma mostrando a distribuição de Altura Significativa (Hs) durante a estação de outono de 2008.	52
Figura 17– Histograma mostrando a distribuição do Período Médio (Tm) durante a estação de outono de 2008.	53

Figura 18– Histograma mostrando a distribuição da direção média (Dir) das ondas durante a estação de outono de 2008.	54
Figura 19 – (a) Distribuição conjunta da direção média em função da altura significativa; (b) Distribuição conjunta do período médio em função da altura significativa; (c) Distribuição conjunta da direção média em função do período médio.....	55
Figura 20 – Histograma mostrando a distribuição de Altura Significativa (Hs) durante a estação de inverno de 2008.....	56
Figura 21 – Histograma mostrando a distribuição do Período Médio durante a estação de inverno de 2008.	57
Figura 22 – Histograma mostrando a distribuição da direção média das ondas durante a estação de inverno de 2008.	58
Figura 23 – (a) Distribuição conjunta da direção média em função da altura significativa; (b) Distribuição conjunta do período médio em função da altura significativa; (c) Distribuição conjunta da direção média em função do período médio.....	59
Figura 24 – Histograma mostrando a distribuição da Altura Significativa na estação da primavera de 2008.	60
Figura 25 – Histograma mostrando a distribuição do Período Médio durante a primavera de 2008.	61
Figura 26 – Histograma mostrando a distribuição da direção média das ondas durante a estação de primavera.....	62
Figura 27 – (a) Distribuição conjunta da direção média em função da altura significativa; (b) Distribuição conjunta do período médio em função da altura significativa; (c) Distribuição conjunta da direção média em função do período médio.....	63
Figura 28 – Anomalias dos campos de ventos em baixos níveis atmosféricos (850 hPa) para o verão de 2007/2008.....	65

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVAS

As regiões litorâneas (ou costeiras) constituem as zonas limite entre os continentes (terras emersas) e os oceanos (terras submersas), sendo caracterizadas pela natureza geológica dos continentes (litologias e arcabouços tectônicos) e pela energia principalmente dos ventos e das ondas. Em geral, essas regiões mantêm-se sob condições de equilíbrio dinâmico e, portanto, são áreas muito suscetíveis a mudanças em diversas escalas temporais e espaciais (SUGUIO, 2003).

Como aponta Dean e Dalrymple (1991), grande parte desta dinâmica está direta ou indiretamente ligada à ação das ondas superficiais de gravidade. Dentre elas podemos destacar as ondas geradas pelos ventos, tanto localmente (vagas ou *sea*) como à quilômetros de distância da costa (marulhos ou *swell*), a maré astronômica, a qual é uma onda gerada pela atração gravitacional entre o sol e a lua, as ondas superficiais geradas por terremotos e as ondas geradas pelo movimento de embarcações (SORENSEN, 2006).

As ondas superficiais de gravidade geradas pelos ventos se sobressaem como o principal fenômeno físico que intervem na dinâmica das regiões litorâneas. Essas ondas representam a principal fonte de energia mecânica para o ambiente litorâneo, sendo capaz de colocar em movimento grande quantidade de sedimentos e, conseqüentemente, modificar a configuração da linha de costa e a distribuição dos sedimentos costeiros no fundo (DAVIS, 1985). Além disso, sua influência sobre embarcações e demais estruturas marinhas é muitas vezes mais importante que a influência das correntes e dos ventos (PINHO, 2003; COX & CARDONE, 2002). Desse modo, quando estruturas são construídas ao longo da costa, deve-se planejá-las de forma a antecipar os possíveis impactos da dinâmica de ondas e do constante remodelamento geomorfológico do ambiente litorâneo.

Segundo Massel (1996), os procedimentos envolvidos na elaboração e implantação dos projetos de plataforma de petróleo e de portos normalmente relacionam-se ao conhecimento das ondas superficiais de gravidade geradas pelo vento, no qual destacamos as seguintes etapas: (1) estabelecimento do clima de ondas e sua variação

sazonal nas vizinhanças da estrutura, (2) estimativa das condições de onda sobre a estrutura e (3) seleção e aplicação de uma teoria de ondas para determinar o melhor projeto hidrodinâmico da estrutura.

Nesse contexto, devido a intensa atividade petrolífera na costa brasileira, existe atualmente uma grande motivação para o estudo desse fenômeno oceanográfico, principalmente na região da Bacia de Campos – RJ, que concentra as maiores reservas petrolíferas do país (CANDELA, 1997; PINHO, 2003; CARDOSO JUNIOR, 2004; MENDES, 2005; SILVA, 2008).

Nos últimos anos, o estado do Espírito Santo destacou-se no cenário nacional na produção de petróleo e gás, saindo da quinta posição no ranking brasileiro de reservas, em 2002, para se transformar no segundo maior estado petrolífero do País (ANP, 2010). Para suprir a demanda da Indústria do Petróleo, o setor portuário do Espírito Santo está sendo intensamente acionado, principalmente no suporte às operações no mar. Dentre os portos capixabas, o Porto de Ubu, localizado no município de Anchieta, ganha destaque pela proximidade a duas das mais promissoras bacias sedimentares da margem continental brasileira, a bacia do Espírito Santo, ao norte, e a bacia de Campos, ao sul.

Frente aos diversos aspectos acima mencionados, o presente trabalho propõe caracterizar o padrão sazonal de ondas encontrado na região adjacente ao Porto de Ubu no ano de 2008 e, com isso, obter resultados que poderão ser inseridos em aplicações práticas para a região, como proteção costeira, segurança à atividade portuária e marítima, controle e gerenciamento ambiental e desenvolvimento sustentável.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo Geral

- Caracterizar o padrão sazonal de ondas presente na região adjacente ao Porto de Ubu, durante o ano de 2008.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Implantar o sistema de modelos composto pelo WAVEWATCH III (WW3) e pelo SWAN para a área de estudo.
- Aferir os resultados das simulações com dados coletados *in situ* pela estação de monitoramento localizada nas adjacências do Porto.
- Reconstituir os estados do mar durante o ano de 2008.
- Caracterizar as variações sazonais da Altura Significativa (H_s), do Período Médio (T_m) e da Direção Média (Dir) das ondas.

2. ÁREA DE ESTUDO

2.1 LOCALIZAÇÃO

O Porto de Ubu localiza-se na costa sul do Espírito Santo, no município de Anchieta, a cerca de 60 km ao sul de Vitória, nas coordenadas 20°47'21"S e 40°34'55"W (Figura 1).



Figura 1: Foto aérea do Porto de Ubu.

2.2 CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS E CLIMA DE ONDAS

Segundo Nimer (1989), o sudeste brasileiro é atingido pelos principais centros de ação das latitudes baixas e altas, compreendendo dois centros de alta pressão semi-permanentes, um no Atlântico Sul e outro no Pacífico, a baixa pressão do Chaco e o anticiclone móvel Polar (Figura 2).

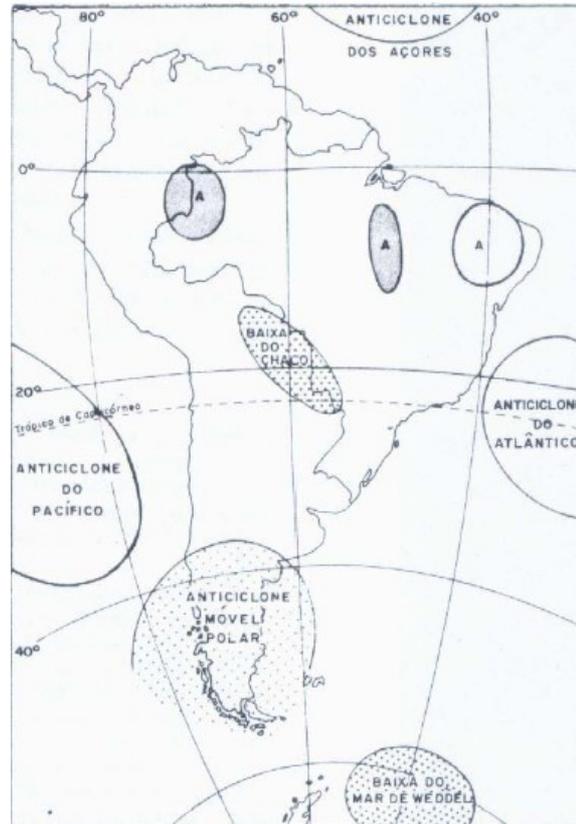


Figura 2: Figura demonstrando todos os centros de ação que influenciam o sistema atmosférico da América do Sul. Fonte: Nimer, (1989).

De acordo com o mesmo autor, os dois centros de alta pressão semi-permanentes são fontes de massas de ar tropicais marítimas para o continente sul americano. O Anticiclone do Pacífico é geralmente impedido de avançar sobre o interior do continente e alcançar o Brasil por influência da Cordilheira dos Andes, em contrapartida, o Anticiclone do Atlântico Sul (ASAS) penetra frequentemente o interior do Brasil, posicionando-se em janeiro (verão no Hemisfério Sul) à 28° S e em julho (inverno no Hemisfério Sul) em torno de 23° S. Por isso, durante todo ano, predominam as influências do ASAS, que gera ventos de Leste (E) a Nordeste (NE) na área de estudo (ALBINO; VALE; GOMES, 2004). Segundo Violante-Carvalho (1998) este anticiclone contribui para a geração de campos de ondas locais com baixo período médio (2 a 5s) provenientes do quadrante NE.

Outro sistema atmosférico que influencia a região de interesse é a Baixa do Chaco, que é de origem termodinâmica e móvel, porém é possível reconhecer que sua posição média reside sobre a região do Chaco nos limites Brasil-Bolívia (BRITTO, 2004). A estabilidade atmosférica estável associada a esta baixa é devido a sua origem continental (indicando baixa umidade específica) e à presença de uma célula anticiclônica acima de sua região

de abrangência, que impede a ascendência das correntes convectivas associadas a essa baixa (NIMER, 1989).

A estabilidade atmosférica estável fornecida pelos sistemas explicados acima é cessada à medida que se aproximam da região de estudo as correntes perturbadoras. Nimer (1989) aponta que tais correntes são responsáveis por instabilidades atmosféricas e bruscas mudanças de tempo e compreendem três sistemas principais:

- Sistemas de correntes de Sul: são resultado da invasão do anticiclone polar, sendo caracterizados pelas entradas de ventos de quadrantes Sul (S) e Sudeste (SE).

- Sistemas de correntes de Oeste: são resultados da invasão de ventos de oeste (W) e noroeste (NW) trazidos por linhas de instabilidade tropicais em meados da primavera a meados do outono.

- Sistema de correntes de Leste: também conhecida como Ondas de Leste (ou Ondas Africanas) são oscilações nos campos de vento e pressão que ocorrem na origem dos anticiclones tropicais e caminham de Leste (E) para oeste (W).

A respeito do clima de ondas encontrado no Oceano Atlântico adjacente ao Espírito Santo, Piumbini (2009), usando dados de re-análise de ondas de 45 anos do European Center for Medium-range Weather Forecast – ECMWF, relatou que, apesar de localmente os ventos sobre a região serem predominantemente nas direções NE e E, as ondas que caracterizam o clima de ondas geral e sazonal, com exceção do verão, são provenientes do quadrante SE. O mesmo trabalho evidencia uma predominância de ondas com períodos entre 7,0s e 8,0s para o clima geral e para as estações do verão e primavera, enquanto que para o outono e inverno o intervalo foi entre 8,0s e 9,0s. Em relação à altura significativa, as ondas apresentaram ocorrência em torno de 1,0m e 2,0m tanto para o clima de ondas geral quanto para o sazonal.

Branco (2005) e Pianca, Mazzini e Siegle (2010) também caracterizam o clima de onda da região oceânica defronte ao Espírito Santo. O trabalho de Branco (2005) utilizou o modelo numérico WW3 para investigar a contribuição de marulhos para o clima de ondas do setor central da costa brasileira, que abrange o litoral do ES e do RJ, em 2001 e 2002. O autor observou que as ondas predominantes nessa região eram provenientes do quadrante E, com período de pico em torno de 7s e alturas significativas menores que 1,5 m. O

trabalho de Pianca, Mazzini e Siegle (2010), por sua vez, analisou o clima de ondas ao largo da costa brasileira com base em uma série temporal mais extensa, de Jan/1997 à Dez/2007, obtida também a partir do modelo operacional WW3. Esse trabalho também evidenciou o domínio de ondas de E, com alturas variando de 1 a 2 m e períodos de 6 a 8s para a região do Espírito Santo.

Outro fator que afeta frequentemente o clima de ondas região de estudo é a entrada de ciclones extratropicais, ou seja, que são gerados fora dos trópicos (ao sul de 30° S). De acordo com Marques e Pinheiro (1999), quando esses ventos atuam sobre a superfície do mar durante um período de um a dois dias, eles podem gerar ondas superiores a 5 metros no litoral sul e sudeste brasileiro, principalmente entre os meses de abril e outubro, podendo causar grandes ressacas e naufrágios, como também evidenciou Innocentini e outros (2003).

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

3.1 ONDAS GERADAS PELO VENTO

Quando a superfície de um corpo d'água sofre um distúrbio na direção vertical, a força de gravidade irá atuar sobre essa superfície para que ela retorne à sua posição de equilíbrio. Devido a inércia, a superfície da água irá passar da posição de equilíbrio e, conseqüentemente, estabelecerá uma oscilação. Essa oscilação irá perturbar a superfície de água adjacente, provocando a propagação de uma onda superficial de gravidade (SORENSEN, 2006). O distúrbio inicial é gerado por uma força, chamada “força geradora”, que pode ser desde uma pedra que impacta a superfície d'água até a ação do vento sobre esta.

A importância do vento na formação de ondas é significativa e a sua descrição é um dos problemas mais intrigantes da teoria de ondas superficiais de gravidade. Somente na década de 50 do século passado que o entendimento dos processos dinâmicos envolvidos na geração de ondas pelos ventos começou a ser adquirido. Ursell (1956, apud MASSEL, 1996) concluiu que todas as teorias sobre os mecanismos de geração de ondas publicadas até aquela data eram demasiadamente inadequadas.

Em 1957, Philips e Miles publicaram em trabalhos independentes, mas complementares, suas contribuições à teoria da geração de ondas superficiais pelo vento, que ficaram conhecidas como o modelo de Philips-Miles e até hoje servem de base para o entendimento teórico desse processo. O modelo de Phillips (1957) considera que as ondas são geradas a partir da ressonância entre ondas harmônicas de pressão induzidas pelo vento e ondas de superfície livre. Inicialmente, este mecanismo origina pequenas ondas de forma irregular, com comprimentos de ondas de alguns centímetros, conhecidas como ondas capilares (PHILLIPS, 1957, apud HOLTHUIJSEN, 2007).

A partir da formação das ondas pelo mecanismo de ressonância, segundo Miles (1957, apud HOLTHUIJSEN, 2007), ocorre uma distorção no perfil do vento acima da superfície da água e, conseqüentemente, o vento que atua sobre a onda produz diferenças de pressão ao longo do perfil desta provocando o seu crescimento. Esse processo é instável porque, à medida que a onda se torna maior, a diferença de pressão aumenta e a onda cresce mais rapidamente, descrevendo um crescimento exponencial. Contudo, o crescimento da onda não é infinito, quando as ondas alcançam seu limite de

empinamento (aproximadamente $1/7$ em águas profundas), elas quebram por encapelamento (*whitecapping*) (MASSEL, 1989; BANNER; PEREGRINE, 1993, apud MASSEL, 1996).

Outro mecanismo que afeta o crescimento das ondas em águas profundas são as interações não-lineares onda-onda, responsáveis pela transferência de energia das ondas curtas, geradas pelo mecanismo de Miles (1957), para ondas com frequências um pouco menores que o pico do espectro de ondas, isto é, ondas mais longas (HASSELMANN; DUNCKEL; EWING, 1980).

Uma vez que a energia de ondas de baixa frequência e maior comprimento viaja mais rápido que a energia de ondas de menor comprimento e altas frequências, ao se afastar da zona de geração, o campo de ondas será caracterizado por ondas regulares de baixa frequência e de maior comprimento, chamadas marulhos (*swell*). As ondas que ainda estão na zona de geração, sendo capazes de receber energia do vento, são chamadas vagas (*sea*) e se caracterizam por altas frequências e menores comprimentos de onda (HOLTHUIJSEN, 2007).

3.2 DESCRIÇÃO FÍSICA DAS ONDAS

Ondas podem ser descritas geometricamente em função de sua altura (H), seu comprimento (L) e da profundidade da água (d). Outras definições úteis incluem amplitude da onda (A) (frequentemente dada como $H/2$), período (T), que é o tempo necessário para que duas cristas (ou cavas) sucessivas passem em um ponto fixo, frequência (f), que é $1/T$, número de onda (k) e a frequência angular (σ), sendo os dois últimos definidos como:

$$k = 2\pi/L \quad \text{e} \quad \sigma = 2\pi/T \quad \text{ou} \quad 2\pi f \quad (1)$$

O modelo clássico utilizado para descrever as ondas em dinâmica dos fluidos considera uma onda senoidal, como mostra a figura abaixo.

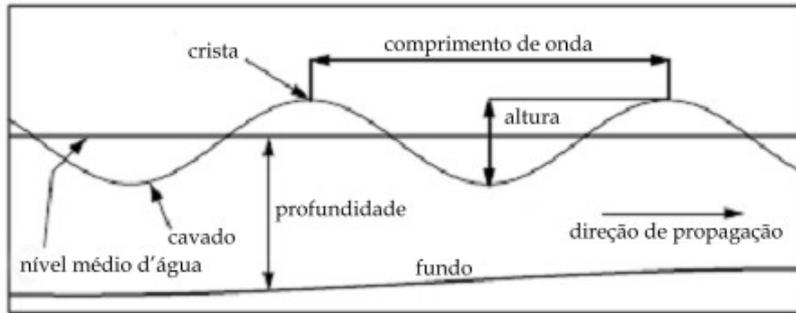


Figura 3: Modelo para representação de uma onda senoidal. Fonte: Meirelles (2007).

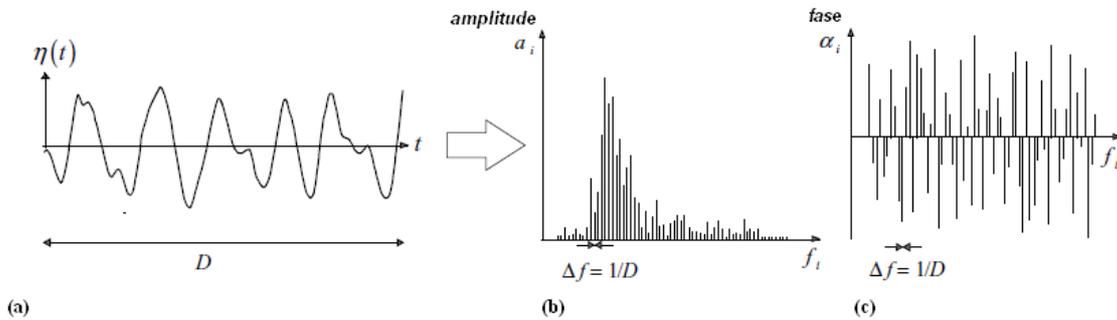
No entanto, devido ao complexo processo de transferência de energia da atmosfera para o oceano, as ondas gravitacionais geradas pela ação do vento têm como característica fundamental a irregularidade, sendo assim, suas propriedades não podem ser definidas em uma base onda-onda no domínio do tempo, como é mostrada na Figura 4a. Entretanto, se considerarmos que as ondas mudam randomicamente como um processo estocástico, então é possível avaliar as propriedades estatísticas das ondas através do domínio da frequência e da probabilidade (OCHI, 1998). No domínio da frequência temos a análise espectral, que consiste em decompor a série temporal do registro da onda em componentes da frequência, onde a existência do espectro é a característica fundamental (MORETTIN; TOLOI, 2006).

Essa aproximação é baseada principalmente na hipótese de que o registro da superfície do mar é resultado da soma dos componentes harmônicos das ondas (uma série de Fourier), cada um se movendo em diferentes direções e com diferentes frequências e amplitudes (HOLTHUIJSEN, 2007), sendo portanto:

$$\eta(t) = \sum_{i=1}^N a_i \cos(2\pi f_i t + \alpha_i) \quad (2)$$

onde a_i e α_i são amplitude e fase, respectivamente, de cada frequência $f_i = i/D$ ($i = 1, 2, 3, \dots$); o intervalo de frequência é portanto $\Delta f = 1/D$ e D é a duração do registro. Um aspecto importante sobre a série de Fourier é o fato das componentes da onda serem consideradas estatisticamente independentes, ou seja, é assumido que uma componente não afeta a outra.

A partir da análise de Fourier podemos determinar os valores de amplitude e fase para cada frequência e, conseqüentemente, produzir o espectro de fase e amplitude para esse registro (Figura 4).



4: Elevação da superfície do oceano observada no domínio do tempo (a); espectro da Amplitude no domínio da frequência (b); espectro da fase no domínio da frequência (c). Fonte: Holthuijsen, 2007 (modificado).

Apesar do espectro da amplitude fornecer informações suficientes para descrever de forma mais realista a elevação da superfície do mar como um processo Gaussiano e estacionário, é mais relevante estatisticamente representar tal informação através do espectro da densidade da variância $E_{\text{variância}}(f)$, onde:

$$E_{\text{variância}}(f) = \lim_{\Delta f \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta f} E\left\{\frac{1}{2}a_i^2\right\} \quad (3)$$

onde a_i indica que a amplitude será tratada como uma variável randômica.

Quando multiplicamos a Eq. (3) pela gravidade (g) e pela densidade da água (ρ) obtemos o espectro da densidade da energia:

$$E_{\text{energia}}(f) = \rho g E_{\text{variância}}(f) \quad (4)$$

Segundo Holthuijsen (2007), o espectro da densidade da variância é usado para descrever os aspectos estatísticos das ondas, já o espectro da densidade da energia deve ser usado para descrever aspectos físicos das ondas. O espectro no qual a densidade da energia de ondas é distribuída em relação a frequência (f) e o ângulo (θ) é conhecido como espectro direcional de ondas e é denotado através da função $E_{\text{energia}}(f, \theta)$. Apesar desse espectro direcional fornecer uma completa descrição do estado do mar, é comum caracterizá-lo a partir de termos simples, como altura significativa (H_s), período

médio (T_m), período de pico (T_p), direção média (Dir) e direção de pico ($DirP$) (ALVES; MELO, 2001).

Em relação à forma do espectro, observamos que esta depende tanto das condições de geração das ondas, tais como velocidade e duração do vento, comprimento da pista, profundidade da água e presença de marulho, como dos mecanismos internos no campo de ondas, tais como interações não-lineares entre os componentes da onda e dissipação de energia (MASSEL, 1996). Existem vários modelos de representação espectral, dentre eles destacamos o proposto por Pierson (1964) e Moskowitz (1964), chamado de Pierson e Moskowitz (PM), e o proposto por Hasselmann e outros (1973), chamado de JONSWAP.

A formulação espectral Pierson e Moskowitz (PM) é provavelmente a mais popular e simples dentre todos os modelos propostos, sendo desenvolvida a partir da análise de dados medidos no Atlântico Norte por Pierson e Moskowitz (1964). Esse espectro foi baseado na hipótese de que, na ausência de marulhos, um vento com pista e duração muito grande seria suficiente para gerar um estado de onda totalmente desenvolvido, homogêneo e estacionário (MOSKOWITZ, 1964, apud KOMEN et al., 1984).

O espectro JONSWAP é uma extensão do espectro PM com a inclusão de mares com pistas limitadas. Esse espectro é baseado em um programa de medições de ondas que aconteceu de 1968 até 1969 no Mar do Norte, o Join North Sea Waves Project (JONSWAP) (MASSEL, 1996). Hasselmann e outros (1973) analisaram esses dados e descobriram que um espectro nunca está totalmente desenvolvido, ele continua a se desenvolver através das interações não-lineares onda-onda. Segundo Sorensen (2006), nas últimas décadas o espectro JONSWAP vem sendo cada vez mais usado por engenheiros e cientistas.

4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1 MODELAGEM NUMÉRICA DE ONDAS

Até aproximadamente o início da década de 40, a única forma que os navegantes tinham para descrever o estado do mar era a escala *Beaufort*, criada pelo almirante inglês Francis Beaufort em 1805 e adotada pela Marinha inglesa em 1834 (CANDELLA, 1997). Tal escala relaciona a intensidade de vento com a força do mar através da fórmula:

$$U = 1,87 \cdot B^{3/2} \quad (5)$$

onde U é a intensidade do vento em milhas marítimas por hora (nós) e B é o fator *Beaufort* que caracteriza o estado do mar.

Durante a Segunda Grande Guerra Mundial o crescimento da importância das forças navais no conflito levou a Marinha dos Estados Unidos à investir em estudos nesse campo, visando principalmente o desembarque de forças anfíbias. Em 1947 Sverdrup e Munk elaboraram um método empírico para prever a altura significativa e período de ondas geradas localmente e, desde então, a modelagem de previsão de ondas vem evoluindo.

Quando as ondas superficiais de gravidade se propagam desde águas profundas até águas rasas, elas passam por diversas transformações, tais como empinamento (*shoaling*), refração, difração, reflexão, dissipação e interações onda-onda. Um modelo numérico que incorpore todas essas transformações e que produza o total entendimento destas em todas as situações aplicáveis é computacionalmente inviável (YOUNG, 1999). Ao invés disso, uma variedade de modelos têm sido desenvolvidos para aplicações em situações específicas.

Em geral, esses modelos podem ser divididos em duas classes: modelos que resolvem a fase (*phase resolving models*), os quais estimam tanto a amplitude como a fase de ondas de forma individual, e modelos de fase média (*phase averaging models*) ou espectrais, os quais estimam quantidades médias, tais como espectro da onda, ou suas propriedades integrais, como altura significativa, período médio, dentre outros.

Os modelos que resolvem a fase baseiam-se na integração vertical (o que torna o problema bidimensional) das equações de balanço de massa e da quantidade de movimento dependentes do tempo. Tais modelos são geralmente usados em regiões ou

situações onde as características das ondas variam rapidamente e se baseiam nas equações Hamiltonianas (MILES, 1981; RADDER, 1992 apud RIS, 1997), nas equações de Boussinesq (PEREGRINE, 1966; MWOGU, 1994; MADSEN; SORENSEN, 1992 apud RIS, 1997) ou na equação da declividade média ou sua versão parabólica (BERKHOFF, 1972; RADDER, 1979 apud RIS, 1997).

De acordo com Battjes (1994, apud YOUNG, 1999), “Os modelos que resolvem a fase da onda requerem um esforço computacional muito grande e, conseqüentemente, devem ser usados somente onde são estritamente necessários”. Logo, o domínio de aplicação dos modelos que resolvem a fase é geralmente restrito a regiões onde ocorrem interações da onda com estruturas marinhas (portos, quebra-mares, etc.) ou regiões costeiras com rápida mudança de profundidade.

Por sua vez, os modelos espectrais (*phase averaging models*) não necessitam de uma resolução espacial tão fina, sendo aplicados em situações onde as propriedades das ondas variam lentamente, na escala de muitos comprimentos de onda. Por esse motivo, tais modelos possuem uma gama de atuação relativamente mais extensa, posto que contam com os processos de geração, de dissipação e interações onda-onda em águas profundas e rasas e representam de forma eficaz os processos de refração e, mais recentemente, difração (HOLTHUIJSEN; HERMAN; BOOIJ, 2003).

O estado da arte dos modelos espectrais encontra-se nos modelos de Terceira Geração, como o WAM (WAMDI GROUP, 1988), WAVEWATCH III (TOLMAN et al., 2002) e SWAN (BOOIJ; RIS; HOLTHUIJSEN, 1999). Esses modelos resolvem um tipo advectivo da equação do balanço da energia espectral, que descreve a evolução do espectro da onda no espaço temporal, espacial e espectral.

$$\frac{DE(l; x, y, t)}{Dt} = S(l; x, y, t) \quad (6)$$

onde l representa duas variáveis espectrais independentes, que podem ser o número de ondas (k), a frequência angular relativa (σ) e a direção da onda (θ), x e y são as variáveis espaciais, t é o tempo, E é a densidade da energia e S representa os termos fontes e sumidouros de energia.

O termo (S) consiste na soma de processos individuais, sendo portanto:

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} \quad (7)$$

onde S_{in} é a entrada de energia proveniente do vento, S_{nl} representa as interações não-lineares onda-onda entre as componentes espectrais e S_{ds} é a dissipação da energia da onda.

4.1.1 Modelos de Terceira Geração

O ponto crucial na evolução dos modelos de Terceira Geração está nas trocas de energia entre atmosfera e oceano e entre as próprias ondas, que são parametrizadas sem nenhum tipo de restrição quanto à formas espectrais pré-determinadas, possibilitando melhor representação de situações de mudanças bruscas de direção de vento, bem como a interação entre vagas e marulhos (TOLMAN et. al., 2002).

O primeiro modelo de ondas de Terceira Geração desenvolvido e operacionalizado foi o *Wave Model* - WAM (WAMDI GROUP, 1988), implementado em grandes centros de previsão do mundo a partir de 1994 (TOLMAN et. al., 2002). Sua principal característica é a resolução da evolução do espectro bidimensional de ondas superficiais através da integração da equação do transporte de energia. Este modelo utiliza basicamente duas condições, a primeira é a parametrização da fonte de transferência não-linear de energia e a segunda é a especificação de uma função representativa da dissipação que feche o balanço de energia (WAMDI GROUP, 1988).

Em 1989, a *Delft University of Technology* desenvolveu o WAVEWATCH I, que foi atualizado pelo o WAVEWATCH II e, recentemente, pelo WAVEWATCH III. As diferenças principais entre o WAVEWATCH III e o WAM residem em dois pontos: (1) no fato do WAVEWATCH III, ao contrário do WAN, ser baseado em uma equação da densidade da ação espectral totalmente instável, possibilitando a quantificação das interações onda-corrente em larga escala; e (2) no fato do WAVEWATCH III (WW3) utilizar novas parametrizações físicas para muitos termos fonte e esquemas de integração numérica mais acurados (TOLMAN et al., 2002).

Apesar da física desses modelos incluir diversos processos físicos, estes não são apropriado para águas rasas (abaixo de 40 m de profundidade) e para grades com espaçamento acima de um quilômetro (NICOLODI, 2007). Isso deve-se, principalmente, ao fato deles não quantificarem as interações não-lineares triplas que dominam a propagação das ondas em águas rasas (TOLMAN; CHALIKOV, 1996).

Para suprir essa lacuna Booij, Ris e Holthuijsen (1999) desenvolveram um modelo que fosse eficiente em águas rasas, este modelo foi denominado *Simulating WAVes Nearshore* (SWAN). Segundo os mesmos autores, para a formulação de águas rasas os processos de águas profundas necessitaram ser adaptados e estendidos, seguindo algumas considerações, como por exemplo o uso da velocidade de fase de águas costeiras nas expressões da entrada de energia do vento, as interações não-lineares onda-onda quadruplas dependentes da profundidade, a reformulação do encapelamento (*whitecapping*) de forma que este fique em função mais do número de ondas do que da frequência e a adição da dissipação do fundo. Além disso, foram adicionadas formulações para quebra induzida pela profundidade e interações onda-onda triplas.

O modelo SWAN pode ser aninhado com o WAM ou com o WW3, configurando um sistemas de múltiplas grades de modo a possibilitar a utilização de modelos em escalas globais para geração e propagação do espectro da onda que é levado até regiões próximas à costa onde servirão como condições de contorno para os modelos de escala regional e local. Geralmente, o contorno de água profunda do domínio SWAN aninhado deve ser localizado dentro do domínio WAM ou WW3.

Diversos trabalhos têm aplicado a estratégia de aninhamento em ambientes oceânicos, um dos pioneiros foi Pires-Silva e outros (2002) que aplicaram o SWAN ao norte do Porto de Sines, na costa oeste de Portugal. O modelo foi forçado com condições de contorno oriundas tanto de uma boia direcional "WAVEC", quanto do modelo WAM e, posteriormente, seus resultados foram comparados a dados '*in situ*'. Essa comparação mostrou que o aninhamento entre o SWAN e o WAM apresenta uma boa acurácia quando comparado à resultados de outros estudos publicados (RIS, 1997), uma vez que foram obtidos valores de RMSE (erro médio quadrático) em torno de 0,75m para Altura Significativa (HS) e 4,00s para o Período de Pico (Tp).

A boa adequação dos resultados simulados à dados medidos por boias *in situ* também foi encontrada por Gorman, Bryan e Laing (2003). Tais autores utilizaram o modelo WAM para reconstituição da geração e propagação do espectro de ondas em águas profundas e utilizaram tais espectros como condição de contorno para o modelo SWAN, com o objetivo de melhor entender as transformações que a onda sofre na região costeira da Nova Zelândia.

Da mesma forma, Rusu e Guedes Soares (2008) avaliaram a condição das ondas na porção norte e central da costa de Portugal. A validação dos resultados das simulações foi realizada utilizando dados de quatro boias e tal validação mostrou resultados satisfatórios para o sistema SWAN - WAM. Colocando isso em números, o RMSE encontrado para H_s variou de 0,6 à 1,2 m, para Período Médio (T_m) de 2,2 à 2,8 s e para Direção Média (Dir) de 9 à 44 graus. Mesmo quando o sistema de modelos é aplicado à regiões de complexa geometria, devido a presença de muitas ilhas, são obtidos bons resultados na previsão do estado do mar, como evidenciou Rusu, Pilar e Guedes Soares (2008b) no Arquipélago de Madeira.

Padilha-Hernández e outros (2007) em um estudo no Atlântico Noroeste durante duas intensas tempestades de inverno, em janeiro de 2000 e janeiro de 2002, avaliaram a performance de diferentes sistemas de múltiplas grades compostas pelos modelos operacionais de previsão de ondas WW3, WAM e SWAN. Os resultados obtidos por tais autores mostraram que o SWAN alcança melhores resultados quando aninhados dentro do WW3, alcançando valores de RMSE em torno de 0,51 m.

A eficácia do aninhamento entre o SWAN e o WW3 já tinha sido evidenciada por Hsu e outros (2004), que reconstituíram as condições das ondas na costa nordeste de Taiwan durante a passagem dos Furações Mindulle e Conson, em 2004. Em outro estudo Rogers e outros (2007) descrevem e discutem alguns aspectos-chaves, e/ou problemas, da modelagem de ondas, em especial quando utilizamos aninhamentos de modelos. Em síntese, esse trabalho utiliza o modelo SWAN com condições de contorno fornecidas pelo WW3, para avaliar a efetividade da predição de ondas no sul do Golfo da Califórnia. Quando comparados à dados de boias, os resultados numéricos mostraram que a utilização de considerações estacionárias no modelo SWAN e a baixa resolução das ilhas no Golfo aumentaram os valores dos erros do modelo. Além disso, foi sugerido que a precisão da distribuição direcional da energia das ondas no contorno de mar aberto possa ser uma limitação crítica na precisão do modelo.

O sistema de múltiplas grades composto pelo WW3 e pelo SWAN tem ampla aplicação na engenharia costeira, meteorologia e oceanografia, sendo utilizado, por exemplo, na análise do transporte de sedimento na costa (ABADIE et al., 2006), na avaliação do deslocamento e da intensidade de ciclones extratropicais (XU et al., 2007) e na avaliação

das mudanças do clima de ondas causadas por instalações energéticas marinhas (wave farm) (MILLA; SMITH; REEVE, 2007).

Em relação aos modelos costeiros de Terceira Geração podemos destacar o trabalho realizado por Moghimi e outros (2005) que compararam os modelos espectrais de onda SWAN e modelo-K com o objetivo de avaliar a performance destes em ambientes com grande variações de maré. Os espectros utilizados como condições de contorno para esses modelos foram obtidos a partir dos resultados do modelo WAM, provenientes da reconstituição do Mar do Norte do projeto HIPOCAS. A comparação com dados de boia mostrou que o SWAN é mais eficiente na avaliação da forma espectral, entretanto a energia apresentou um nível mais baixo que o verificado no modelo-K e nos dados medidos. Já Strauss, Mirferendesk e Tomlinson (2007) compararam o desempenho do SWAN com o do MIKE 21 SW, tendo como forçante o WW3, e também concluíram que os resultados do SWAN eram mais coerentes com os dados observados por boias.

Dentro do quadro acima exposto, para alcançar o objetivo do presente trabalho, será utilizado um sistema de modelos espectrais de grades aninhadas composto pelo WAVEWATCH III (WW3) e SWAN, uma breve descrição numérica desses modelos pode ser encontrada na seção 5.1.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 MODELOS NUMÉRICOS

5.1.1 WAVEWATCH III

O modelo numérico WAVEWATCH III - WW3 versão 3.12 (TOLMAN et al., 2002; TOLMAN, 2009) foi utilizado para geração e propagação de ondas em águas profundas. Tal modelo resolve a equação do balanço da energia espectral da onda Eq. (6) de forma que l representa duas variáveis espectrais independentes, número de onda (k) e direção da onda (θ), e que a densidade da energia (E) seja substituída pela

densidade da ação (N), tendo em vista que $(N = \frac{E}{\sigma})$, tornando-se:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla_x \cdot [(c_g + U)N] + \frac{\partial}{\partial k} [c_k N] + \frac{\partial}{\partial \theta} [c_\theta N] = \frac{S}{\sigma} \quad (8)$$

onde,

$$c_k = -\frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial s} - k \cdot \frac{\partial U}{\partial s} \quad (9)$$

$$c_\theta = -\frac{1}{k} \left[\frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} - k \cdot \frac{\partial U}{\partial m} \right] \quad (10)$$

$$S = S_{in} + S_{dis} + S_{nl} \quad (11)$$

onde $N = (k, \theta; x, y, t)$, $S = (k, \theta; x, y, t)$, σ é a frequência angular relativa, ∇_x é o operador diferencial bidimensional do vetor x (x, y), c_k e c_θ são as velocidades de propagação no espaço espectral k e θ respectivamente, c_g é a velocidade de grupo da onda, U é a velocidade média da corrente, s é a coordenada espacial na direção θ , m é a coordenada perpendicular à s e d é a profundidade da água.

O primeiro termo do lado esquerdo da Eq. (8) descreve a taxa local de variação da densidade da ação da onda no tempo, o segundo termo descreve a propagação no espaço geográfico x e y , o terceiro termo corresponde a mudança no número de

onda devido a variações no campo da onda e o quarto termo corresponde a mudança na direção do componente espectral.

O termo (S) em águas profundas possui três componentes significantes, a entrada de energia proveniente do vento (S_{in}) , a dissipação por encapelamento, do termo inglês *whitecapping*, (S_{dis}) e as interações não-lineares quádruplas onda-onda (S_{nl}) . Conforme a profundidade vai diminuindo, pode-se ainda adicionar à formulação do modelo um quarto termo, que considera as interações da onda com o fundo (S_{bot}) , e um quinto termo, que considera a quebra da onda induzida pela profundidade (S_{br}) .

Em todas as simulações com o modelo WW3 foram usados os valores padrões (*default*), sugeridos por Tolman (2009). Em relação a física dos termos fontes, foi considerado: (1) fricção com o fundo dada pela formulação de JONSWAP (HASSELMANN et al., 1973, apud TOLMAN, 2009); (2) quebra de onda induzida pela profundidade (BATTES; JANSSEN 1978, apud TOLMAN, 2009); e (3) interações onda-onda quádruplas modeladas usando a *discrete interaction approximation* (DIA, HASSELMANN et al., 1985, apud TOLMAN, 2009). Para a entrada de vento foi considerada a parametrização de Tolman e Chalikov (1996) considerando a altura de entrada do vento a 10 m da superfície.

5.1.1 SWAN

O modelo espectral SWAN foi utilizado em sua versão 40.51AB, Ciclo III para a propagação de ondas em ambiente costeiro. Neste modelo a evolução do espectro da onda é descrita pela equação do balanço da ação espectral em função das variáveis espectrais σ e θ , como segue abaixo:

$$\frac{\partial N(\sigma, \theta; x, y, t)}{\partial t} + \frac{\partial c_x N(\sigma, \theta; x, y, t)}{\partial x} + \frac{\partial c_y N(\sigma, \theta; x, y, t)}{\partial y} + \frac{\partial c_\sigma N(\sigma, \theta; x, y, t)}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_\theta N(\sigma, \theta; x, y, t)}{\partial \theta} = \frac{S(\sigma, \theta; x, y, t)}{\sigma} \quad (12)$$

$$c_\sigma = \frac{\partial \sigma}{\partial d} \left[\frac{\partial d}{\partial t} + U \cdot \nabla_x d \right] - c_g k \cdot \frac{\partial U}{\partial s} \quad (13)$$

onde c_x e c_y são as velocidades de fase da onda no espaço geográfico x e y , respectivamente, e c_θ (Eq. 10) e c_σ são as velocidades de propagação no espaço espectral θ e σ . Na Eq. (13) ∇_x é o operador diferencial bidimensional do vetor x (x, y), c_g é a velocidade de grupo da onda, U é a velocidade média da corrente, s é a coordenada espacial na direção θ e d é a profundidade da água.

O primeiro termo do lado esquerdo da Eq. 12 representa a taxa local de variação da densidade da ação da onda no tempo, o segundo e o terceiro termo representam a propagação da ação da onda no espaço geográfico. O quarto termo representa a mudança da frequência relativa devido às variações na profundidade e nas correntes. O quinto termo representa a refração induzida pelas correntes e pela profundidade.

O lado direito da Eq. (12) contem os termos fontes e sumidouros, que representam todos os processos físicos que geram, dissipam e redistribuem a energia da onda. Como mostrado anteriormente, em águas profunda o termo fonte contem cinco componentes principais, entretanto, em águas costeiras, adicionamos as interações não-lineares triplas (S_{tri}) , tornando-se:

$$S = S_{in} + S_{dis} + S_{nl} + S_{bot} + S_{br} + S_{tri} \quad (14)$$

Entretanto, para as simulações realizadas no domínio do modelo SWAN, no presente trabalho, foram negligenciados os termos referentes à entrada de energia do vento (S_{in}) e às interações não-lineares quádruplas (S_{nl}) .

Sobre as últimas, Schneggenburger e outros (2000) argumentam que em sistemas não uniformes de pequena escala as interações quádruplas podem ser negligenciada, pois essa teoria foi desenvolvida para sistemas estritamente homogênicos, um pré-requisito que é definitivamente violado em zonas costeiras.

5.2 IMPLANTAÇÃO DO SISTEMA DE MODELOS

Para reconstituir o estado do mar durante o ano de 2008 foi utilizado o sistema de modelos espectrais composto pelo WW3 (WAVEWATCH III) e pelo SWAN (Simulating WAVes Nearshore). A ideia geral da teoria de aninhamento de grades é aninhar dentro da grade dos modelos de escala global (WW3) grades dos modelos de alta resolução espacial (SWAN), os quais são hábeis para quantificar os processos físicos que ocorrem nas regiões costeiras. Dessa forma, a informação é passada somente da grade de menor resolução para a grade de maior resolução, caracterizando um aninhamento do tipo *one-way*.

Considerações a respeito das grades espectrais, das grades computacionais e das condições de contorno e condições iniciais que foram adotadas nesse trabalho serão feitas a seguir.

5.2.1 Grades Espectrais

a) Modelo WAVEWATCH III

O espectro de densidade energia foi discretizado considerando 24 frequências, espaçadas logaritmicamente, desde 0,040 Hz a 0,3582 Hz e, 24 direções igualmente espaçadas obtendo-se uma resolução de 15°, iniciando da direção de 0°. A forma do espectro é a de JONSWAP.

b) Modelo SWAN

A resolução da grade espectral no espaço – frequência foi definida por 24 direções com uma resolução direcional de 15° e por 16 subdivisões na faixa de frequência entre a frequência mínima de 0,04 e máxima de 1,00Hz, em uma escala logarítmica.

5.2.2 Grades Computacionais

a) Modelo WAVEWATCH III

No presente trabalho foi utilizado o sistema de grades computacionais curvilíneas uniformes descrito em Piombini (2009) e Paterlini (2009). Neste, são apresentados três

domínios: GLOBAL, que possui 360 por 157 pontos de grade e resolução espacial de $1,0^\circ$; BRASIL SUDESTE, com 121 por 81 pontos e resolução espacial de $0,25^\circ$; e ESPÍRITO SANTO, com 121 por 81 pontos de grade e resolução de $0,05^\circ$ (Figura 5).

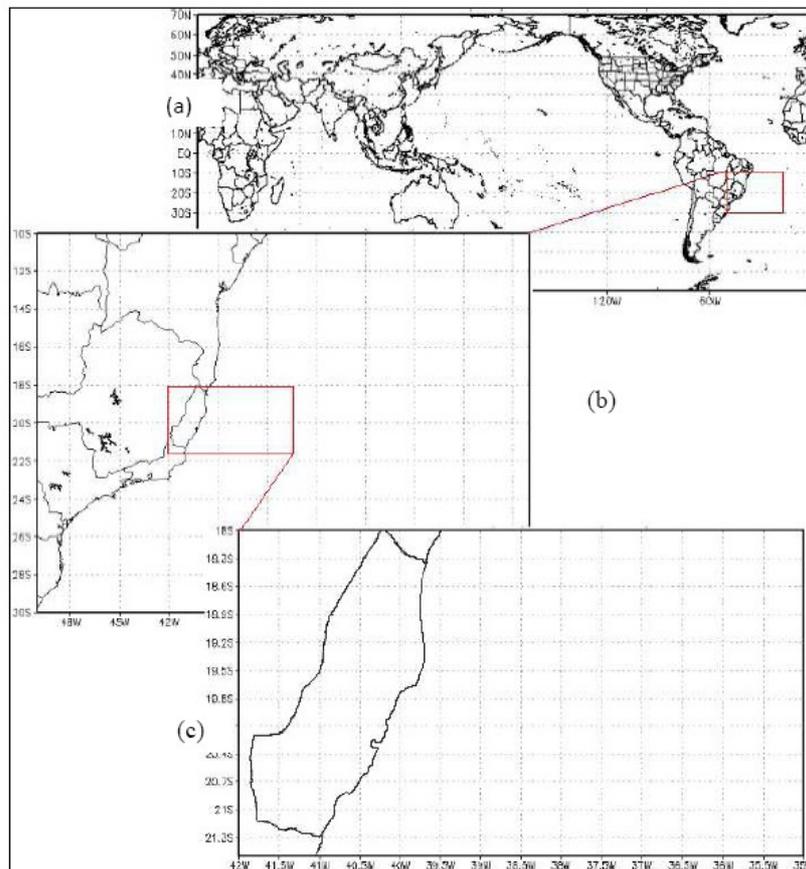


Figura 5: Domínios computacionais utilizados no aninhamento das grades, GLOBAL, BRASIL SUDESTE e ESPÍRITO SANTO. Fonte: Piumbini (2009).

Em relação ao passo de tempo utilizado, salienta-se que para todos os domínios do WW3 foi utilizado 3600s como passo de tempo.

b) Modelo SWAN

Para as simulações com o modelo SWAN foram utilizados três domínios computacionais, sendo eles: ANCHIETA, que possui 45 pontos de grade em X e 60 pontos em Y, resolução de $0,001^\circ$ e 65° de inclinação; UBU, que possui 70 por 60 pontos de grade, resolução de $0,0025^\circ$ e 35° de inclinação; e UBU_FINE, que possui 65 por 56 pontos de grade e resolução de $0,0007^\circ$ (Figura 6).

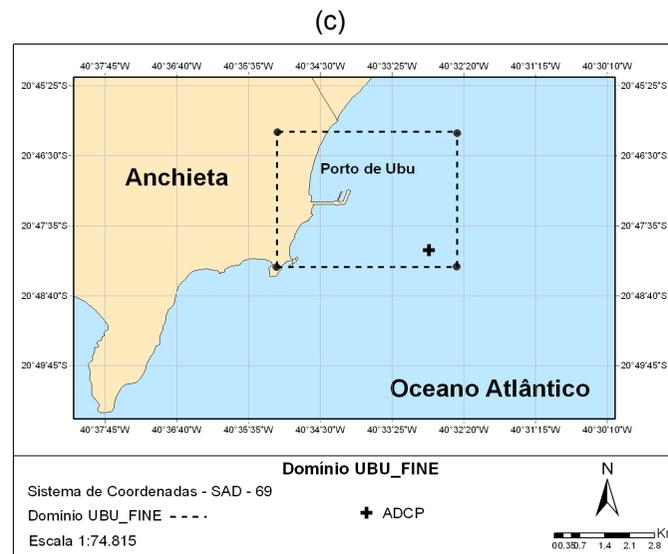
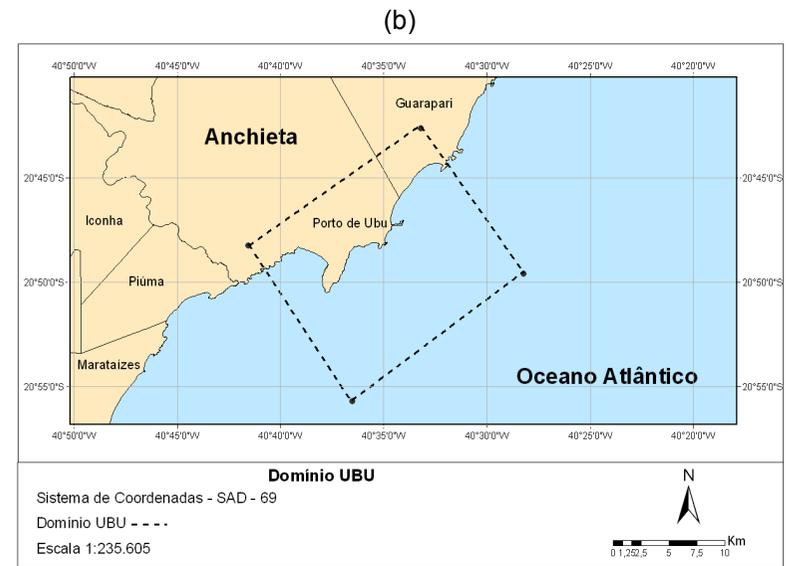
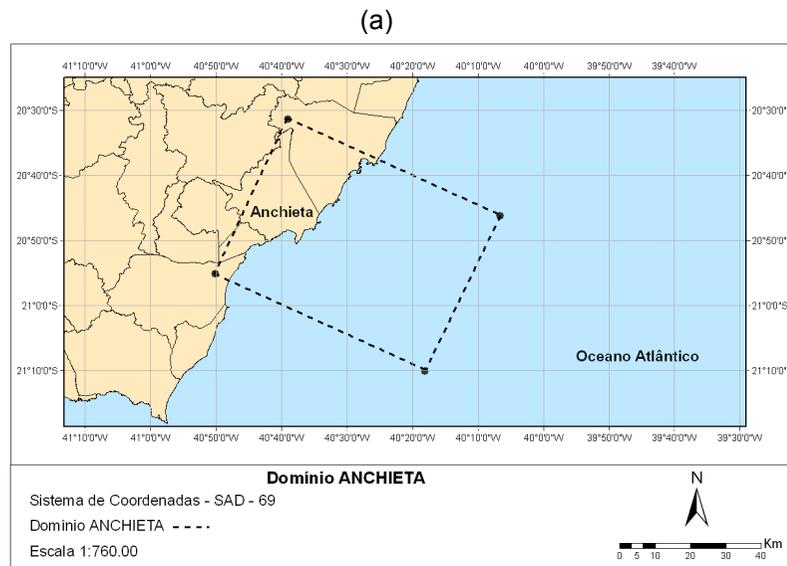


Figura 6 – Localização dos domínios ANCHIETA (a), UBU (b) e UBU_FINE (c).

O passo de tempo utilizado no domínio ANCHIETA foi 180s e nos domínios UBU e UBU_FINE foi de 60s.

5.2.3 Condições de Contorno e Condições Iniciais

a) Modelo WAVEWATCH III

Atualmente, diversos centros de pesquisa vêm desenvolvendo e mantendo modelos atmosféricos aplicados nas mais variadas escalas espaciais. Uma das principais aplicações desses modelos atmosféricos é a utilização de seus resultados, como campos de vento e concentração de gelo, como condição de contorno para os modelos globais de ondas, tais como o WW3.

No presente trabalho, os dados de vento utilizados como forçantes de geração da ondas dentro do domínio GLOBAL foram obtidos através do sítio <ftp://polar.ncep.noaa.gov/pub/history/waves/> em formato grib1. Esses dados estavam disposto de 3 em 3 horas com uma resolução espacial de 1° de latitude e 1,25° de longitude.

Os dados de gelo, também utilizados no domínio GLOBAL, foram obtidos do sítio <ftp://polar.ncep.noaa.gov/pub/cdas/archive/> também em formato grib1 e representavam uma média diária. A resolução espacial destes dados era de 0,5 ° tanto de latitude, quanto de longitude.

Na primeira simulação do WW3 a condição inicial é o tipo partida fria, onde o mar no instante zero é considerado em repouso. Logo, é necessário realizar um pré-aquecimento do modelo por um período de 15 dias para que ele entre em equilíbrio dinâmico.

b) Modelo SWAN

Para a primeira grade do domínio SWAN (ANCHIETA) foi fornecido como condição de contorno o espectro de energia da onda obtido na simulação da grade anterior e de menor resolução espacial, denominada ESPÍRITO SANTO. Dessa forma, a partir do domínio AN-

CHIETA, o SWAN forneceu as condições de contorno para a próxima grade de maior resolução espacial (UBU) e assim sucessivamente.

Da mesma forma que nas simulações realizadas pelo WW3, a condição inicial é do tipo partida fria. No entanto, visto que os domínios do modelo SWAN possuem escala espacial menor que os do WW3, o pré-aquecimento foi realizado somente por 2 dias.

5.3 AQUISIÇÃO DOS DADOS

5.3.1 Dados Batimétricos

Os dados batimétrico utilizados na confecção das grades denominadas ANCHIETA e UBU do domínio SWAN (Figura 6) foram adquiridas a partir da digitalização da carta náutica n° 1400, escala 1:296385, produzida pela Marinha do Brasil em 1983. Esta carta se estende desde a linha costeira entre o Rio Doce (ES) e Cabo Frio (RJ) até a isóbata de 1000m na extremidade norte e a isóbata de 50m na extremidade sul.

A fim de melhorar a acurácia das simulações uma grade de alta resolução espacial foi confeccionada e adicionada ao sistema de grades dos modelos, esta foi denominada UBU_FINE. Os dados batimétricos dessa grade foram disponibilizados pelo Laboratório de Simulação de Escoamentos com Superfície Livre (LABESUL). Este banco de dados é proveniente da digitalização das cartas náuticas n°140402 e n°140401, dispostas em escala 1:15000 e 1:50000, respectivamente, produzidas pela Marinha do Brasil (DHN – Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil).

Em relação as grades batimétricas utilizadas pelo modelo WW3, os dados foram obtidos a partir da base de dados digitais ETOPO-1 do National Geophysical Data Center/Geodas Databases – NGDA – GEODAS – NOAA.

5.3.2 Dados de ondas *in situ*

Com o objetivo de avaliar os resultados das simulações numéricas a partir da comparação com dados coletados *in situ*, foi solicitado junto à empresa Samarco Mineração S.A. dados de Altura Significativa (Hs), Período Médio (Tm) e Direção Média (Dir) das ondas, coletados no ano de 2008 pela estação de monitoramento situada nas adjacências do Porto (Figura 6c).

Tais dados foram obtidos em um ponto de coordenadas 0338926 e 7699236 UTM entre os dias 26/08/2008 às 16:00 horas GMT (Hora do Meridiano de Greenwich) e o dia 26/09/2008 às 16:00 horas GMT. As medições foram efetuadas por um ADCP 600 kHz, usando Firmware versão 16.30 em 25 metros de profundidade.

5.4 ANÁLISE ESTATÍSTICA

5.4.1 Estatística de Validação

Para avaliar o desempenho dos modelos numéricos os parâmetros estatísticos escolhidos foram: viés (*Bias*), erro quadrático médio (*roots mean square error, RMSE*) e índice de espalhamento (*scatter index, SI*), tal como segue abaixo:

$$Bias = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)}{n} \quad (15)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{n}} \quad (16)$$

$$SI = \frac{RMSE}{\bar{y}} \quad (17)$$

onde x e y são os valores modelados e observados respectivamente, \bar{x} e \bar{y} são as médias e n é o número de observações.

O índice estatístico viés (*Bias*) é usado para indicar a quantidade de desvio dos resultados dos modelos. O RMSE, que é um valor positivo, demonstra a acurácia e a magnitude do erro do sistema de modelos, em relação aos dados *in situ*. Já o SI, que é adimensional, indica o erro percentual do sistema.

5.4.2. Estatística Sazonal

Na determinação das características sazonais das ondas na região de estudo optou-se em analisar somente três parâmetros estatísticos da onda: a Altura Significativa (H_s), o Período Médio (T_m) e a Direção Média (Dir). Tais parâmetros são dados por:

$$H_s = \sqrt[4]{\iint E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta} \quad (18)$$

$$T_m = 2\pi \int \omega^{-1} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta / \int E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \quad (19)$$

$$Dir = \arctan\left[\frac{\int \sin(\theta) E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta}{\int \cos(\theta) E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta}\right] \quad (20)$$

onde $E(\sigma, \theta)$ é o espectro densidade de energia da onda para σ frequência relativa da onda e θ direção da onda. Como dito anteriormente, $E = N \cdot \sigma$, onde N é a ação da onda.

Para cada estação sazonal de 2008 foram determinados os histogramas de probabilidade de ocorrência de H_s , T_m e Dir , utilizando as resoluções de classe: 0,5m para H_s , 1,0s para T_m e 45° para Dir , como sugerido por Holthuijsen (2007) e Pinho (2003).

Os resultados são abordados ressaltando as características predominantes das onda e os valores extremos observados. O padrão predominante de onda é definido estatisticamente através da classe que representa a moda da distribuição de T_m , H_s e Dir . Na caracterização estatística dos valores extremos, em termos de H_s e T_m , considera-se os valores que ocorrem acima do 90° percentil, ou seja, apenas as ocorrências que estão no decil superior da distribuição do conjunto de dados de onda.

A análise dos dados também se baseou em histogramas de distribuição de ocorrência conjunta de H_s e T_m , de H_s e Dir e de Dir e T_m . A interpretação desse histograma é feita observando cada intervalo do gráfico, associado a um valor específico de H_s versus Dir (ou $Dir \times T_m$, ou $T_m \times H_s$), o qual representa o número de ocorrência em que a onda se apresentou com aquele valor de Dir e H_s (ou Dir e T_m , ou T_m e H_s).

6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 VALIDAÇÃO DA MODELAGEM

Os resultados das simulações foram comparados com os dados do ADCP localizado nas adjacências do Porto em termos de altura significativa (H_s), período médio (T_m) e direção média (Dir) da onda, tal como é apresentado abaixo. O período escolhido para a análise se inicia às 16 horas GMT do dia 26 de agosto de 2008 e se estende até às 16 horas GMT do dia 26 de setembro do mesmo ano.

Com o intuito de verificar a necessidade de utilizar uma grade de alta resolução (UBU_FINE) para as simulações, os resultados das grades UBU e UBU_FINE foram comparados.

6.1.1 Altura Significativa

A Figura 7 mostra a comparação entre as séries temporais da H_s medida pelo ADCP e a modelada pelo sistema de modelos numéricos WW3 e SWAN para as duas grades de maior resolução.

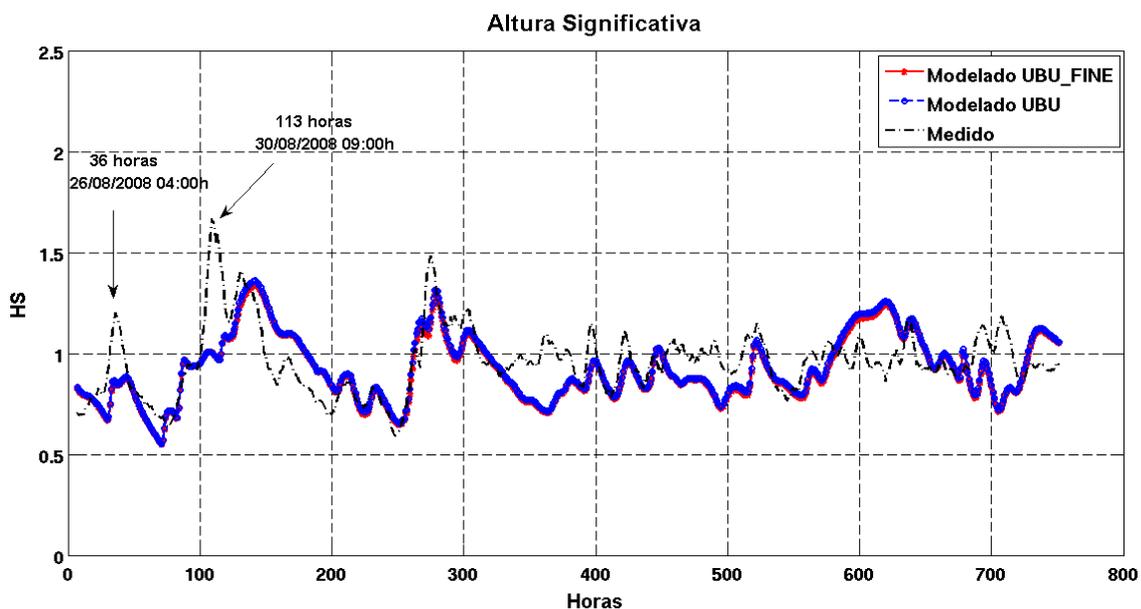


Figura 7. Séries temporais de Altura Significativa (H_s) medida (preto) versus modeladas para a grade UBU (azul) e para UBU_FINE (vermelho). A hora zero refere-se às 16 horas GMT do dia 26 de agosto de 2008.

No âmbito geral, evidencia-se que os modelos numéricos são capazes de reconstituir satisfatoriamente o comportamento qualitativo da Hs das ondas, embora eles frequentemente subestimem, ou algumas vezes praticamente ignorem, os valores de pico de Hs quando comparados com os dados medidos.

Para investigar a não captura dos “picos” da série temporal foram analisadas separadamente as condições meteorológicas do evento registrado pelo ADCP em aproximadamente 36 horas de registro, equivalente às 04:00 do dia 28 de agosto (Figura 7). Na análise dos campos de vento do dia anterior (Figura 8) é verificada a ocorrência de um pequeno ciclone extratropical que migra pela região defronte ao sul do Brasil e que, provavelmente, gera esse pico de onda registrado pelo ADCP. Entretanto, o campo de ondas gerados pelo ciclone parece não ter sido corretamente reconstituído pelo modelo global WW3.

Uma possível explicação para a não captura do ciclone pode estar na metodologia aplicada, visto que modelo global WW3 utiliza forçantes atmosféricas geradas por outro modelo global, o modelo atmosférico do NOAA/NCEP, de resolução espacial de 1° de latitude e 1.25° de longitude e resolução temporal de 3 horas. Tais resoluções podem ter gerado distorções nos campos de velocidade do vento e na posição do ciclone, o que, por sua vez, provocou a reconstituição incorreta do espectro da onda pelo modelo WW3 e, por conseguinte, pelo modelo SWAN.

No Oceano Atlântico Sul essa deficiência é ainda maior, uma vez que no número de observações (dados *in situ*) disponíveis e assimilados nas Reanálises do NCEP para o Hemisfério Sul é muito menor se comparado ao do Hemisfério Norte (MARQUES DA CRUZ, 2004). Alguns trabalhos têm relatado a subestimação do WW3 em eventos de alta agitação marinha no Oceano Atlântico Sul, sobretudo para ondulações provenientes do quadrante sul (MARQUES DA CRUZ, 2004; ROCHA *et al.*, 2004; CAMPOS, 2009; ALVES *et al.*, 2009). Dentre eles, destacamos o trabalho de ROCHA e outros (2004) no qual foi realizada uma avaliação dos resultados do WW3 associados a ciclones extratropicais. Tais autores mostraram que o modelo subestimou em média 0,47m os dados medidos pelo satélite TOPEX e, analogamente ao observado no presente trabalho, praticamente ignorou a existência de um evento relacionado a passagem de um ciclone, sendo Hs desse evento subestimada pelo WW3 em quase de 100%.

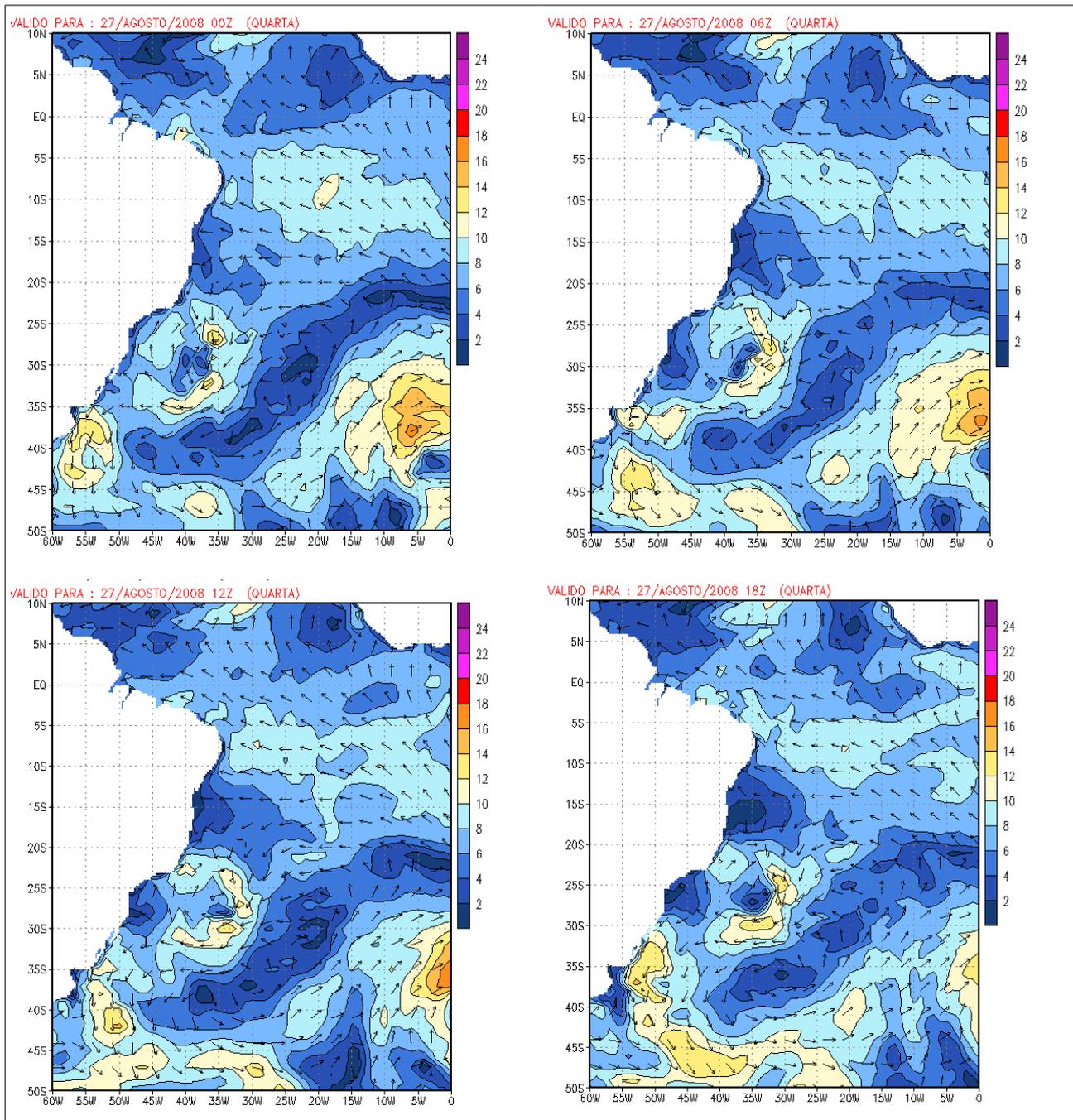


Figura 8. Campos de vento a 10 m acima da superfície em m/s gerados pelo modelo WW3 para o dia 27 de agosto de 2008 as 00Z (a), 06Z (b), 12Z (c) e 18Z (d).

Além disso, a interpolação no tempo das variáveis atmosféricas utilizada pelos modelos de onda convencionais, tais como o WW3, também pode causar a predição incorreta da posição do ciclone e a subestimação da velocidade do vento na região do núcleo central deste, como foi relatado por Xu e outros (2007) e Padilha-Hernández e outros (2007).

Em relação à frequente subestimação dos picos de H_s presente na série temporal analisada, salienta-se que esse comportamento é também amplamente relatado na literatura para as simulações com o modelo SWAN (ALARI; RAUDSEPP; KÖUTS, 2008; RUSU; PILAR; GUEDES SOARES, 2008a; DYKES *et al.*, 2009; LEE *et al.*, 2010). Em seu trabalho, Lee e outros (2010) compararam a performance do modelo SWAN usando duas diferentes formulações para a dissipação por whitecapping, a formulação de Komen e outros (1984) e a de Alves e Banner (2003). Tal estudo mostrou que a formulação de Komen e outros (1984), a qual é utilizada no presente trabalho, tende a subestimar o pico do espectro da onda, não conseguindo, portanto, representar satisfatoriamente a forma do espectro. Esse comportamento é intensificado em situações no oceano onde coexistem ondas do tipo vagas e ondas do tipo marulho, o que acarreta baixa eficiência do modelo em reconstituir detalhadamente as variações que ocorrem nos parâmetros da onda devido a passagem de uma frente fria intensa ou de um ciclone de larga escala, por exemplo. Do ponto de vista quantitativo, os autores estimam que a formulação de Komen e outros (1984) possa subestimar o pico de H_s em até 1 m.

A partir dos resultado da análise estatística da série temporal em termos de H_s , Tabela 1, é possível concluir que os resultados das duas grades analisadas são praticamente iguais, mostrando que o aumento da resolução espacial na grade UBU_FINE não necessariamente leva a uma melhora significativa nos resultados em termos de H_s . A correlação cruzada entre os dados numéricos evidencia que estes têm uma defasagem de 4 horas de atraso em relação aos dados medidos.

Tabela 1: Parâmetros estatísticos em termos de Altura Significativa (H_s).

Grades	RMSE (m)	SI (%)	VIÉS (m)	Defasagem (h)
UBU	0,16	17	-0,05	4
UBU_FINE	0,16	17	-0,03	4

Do ponto de vista quantitativo a H_s mostra-se bem representada pelo sistema de modelos, uma vez que o valor de RMSE encontrado é 0,16m, o que representa uma margem de erro congruente com os valores encontrados na literatura como, por exemplo, o valor de 0,24m encontrado por Rogers e outros (2007), o valor de 0,51m encontrado por Padilha-Hernández e outros (2007), o valor de 0,7m relatado em Rusu, Pilar e Guedes Soares (2008a), o valor de 0,30m em Rusu, Pilar e Guedes Soares (2008b), os 0,6m

encontrado por Rusu e Guedes Soares (2009) e os 0,4m encontrado por Lee e outros (2010). Além disso, o percentual de erro dos resultados modelados mostrado pelo SI foi de apenas 17%.

O valor do viés, por sua vez, é de -0.05m na grade UBU e -0,03m na grade UBU_FINE, indicando que o sistema de modelos tende a subestimar os valores de H_s da onda, comportamento também observado por Jin e Ji (2001), Pires-Silva e outros (2002), Rogers e outros (2007), Padilha-Hernández e outros (2007) e Rusu, Pilar e Guedes Soares (2008b).

6.1.2 Período Médio

Na Figura 9 são mostradas as séries temporais do T_m modelado, tanto para UBU quanto para UBU_FINE, em comparação ao T_m medido.

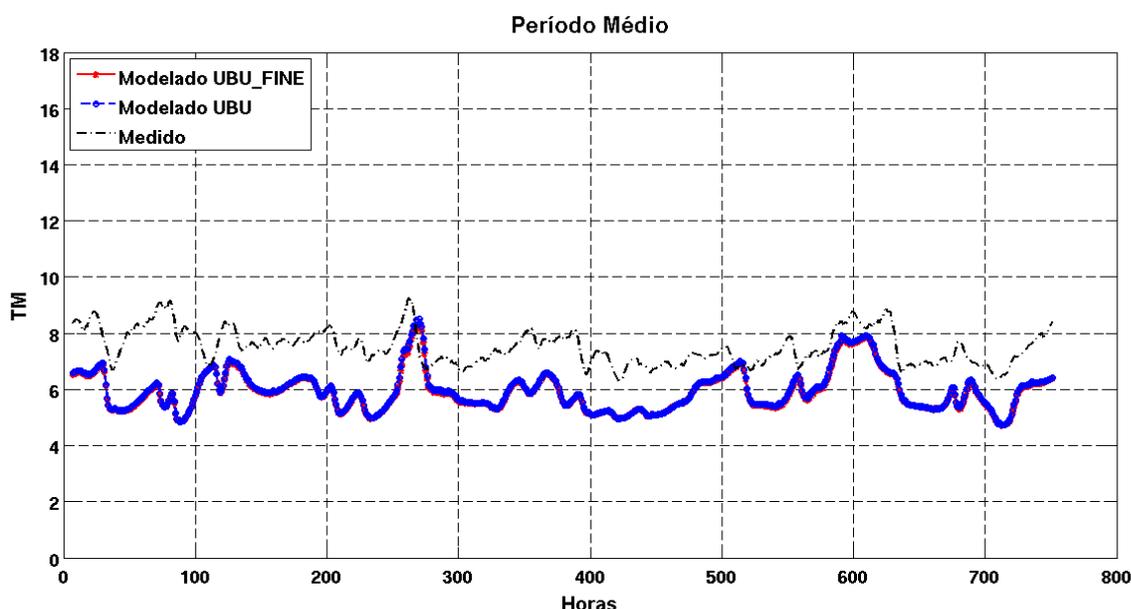


Figura 9. Séries temporais de Período Médio (T_m) medido (em preto) versus modelado para a grade UBU_FINE (em vermelho) e para a grade UBU (em azul).

De forma geral, o comportamento do T_m da onda é subestimado pelos modelos numéricos quando comparado com o T_m medido. Além disso, de forma análoga ao que foi observado na curva de H_s (Figura 7), alguns eventos caracterizados por intensa agitação marinha não são capturados pelo sistema de modelos.

Os resultados estatísticos da série temporal de T_m são mostrados na Tabela 2. Estes resultados também evidenciam que a utilização de uma grade de alta resolução (UBU_FINE) não resulta em melhora significativa na reconstituição do T_m dos campos de ondas, visto que ambas as grades apresentam resultados semelhantes.

Tabela 2: Parâmetros estatísticos em termos de Período Médio(T_m).

Grades	RMSE (s)	SI (%)	VIÉS (s)	Defasagem (h)
UBU	1,7	23	-1,57	4
UBU_FINE	1,7	23	-1,53	4

O valor do RMSE encontrado para o T_m da onda é de 1,7s e o percentual de erro medido pelo SI é de 23%. Em relação ao RMSE, observa-se que este se encontra dentro da margem de erro encontrada por Rusu, Pilar e Guedes Soares (2008b), a qual varia de 1,2s para 2,1s, e abaixo do valor de 2,03s encontrado por Rusu, Pilar e Guedes Soares (2008a). Os valores de defasagem apresentados na Tabela 2 mostram que há uma defasagem de 4 horas entre os dados medidos e modelados, comportamento também observado em termos de H_s .

Corroborando o comportamento evidente do ponto de vista qualitativo, o viés calculado mostra que os modelos subestimam o T_m observado em 1,57s na grade UBU e 1,53s na grade UBU_FINE. No caso do modelo SWAN a subestimação do T_m é amplamente relatada na literatura (BOTTEMA; DE WAAL; REGELING, 2003; ROGERS; HWANG; WANG, 2003; ALARI; RAUDSEPP; KÖUTS, 2008). Existem diversas explicações para isso, por exemplo, Westhuysen e outros (2007) demonstraram que a subestimação do período da onda pelo SWAN é particularmente devido ao uso da DIA, a qual é uma aproximação para as interação quádruplas. Outra explicação é baseada na definição de termo fonte de *whitecapping*, o qual é frequentemente representado pela expressão de Komen e outros (1984), que também tende a subestimar os valores do período (WESTHUYSEN *et al.*, 2007; LEE *et al.*, 2010). O estudo de Lee e outros (2010) comparou os resultados das simulações utilizando tanto a formulação de Komen e outros (1984) quanto a formulação de Alves e Banner (2003) e verificou que, apesar de ambas as formulações subestimarem o T_m medido, a subestimação da formulação de Komen e outros (1984) é cerca de 0,6s maior.

6.1.3 Direção Média

A Figura 10 mostra a série temporal da direção média (Dir) das ondas modelada, tanto para a grade UBU_FINE como para a grade UBU, em comparação à direção média medida.

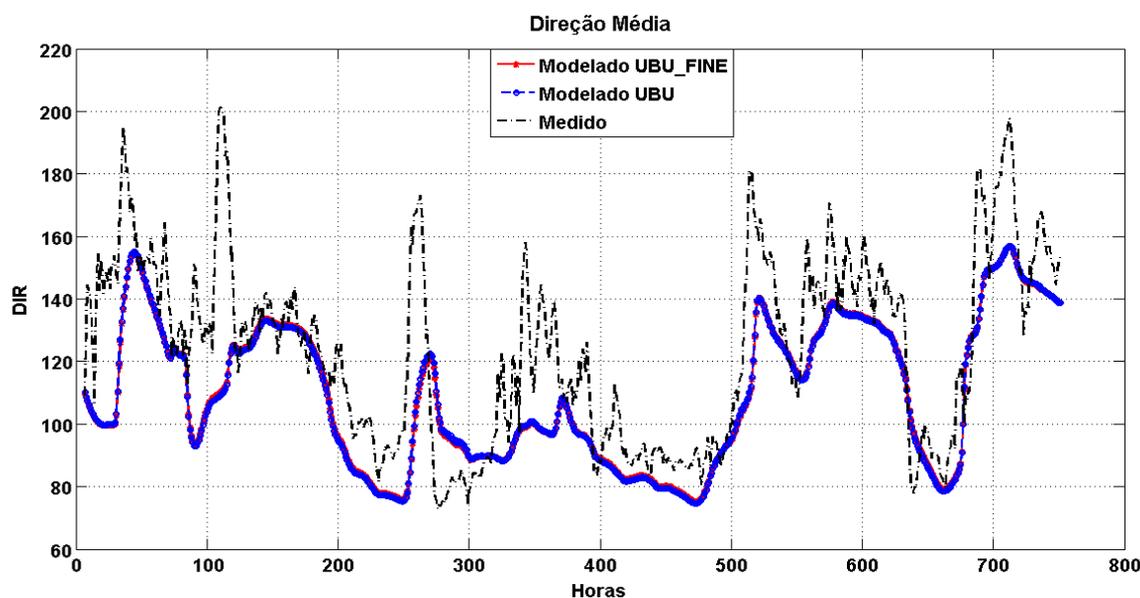


Figura 10. Séries temporais de Direção Média (Dir) medida (preto) versus modelada para a grade UBU_FINE (vermelho) e para UBU (azul).

De forma geral, como também observamos para os outros parâmetros da onda, os modelos conseguem reconstituir de forma satisfatória o comportamento qualitativo das ondas na área de estudo, como pode ser verificado na Figura 10. A exceção a esse comportamento se dá entre os dois primeiros picos da série temporal, os quais estão relacionados a ondas provenientes do quadrante SW (180 a 270°), que foram gerados por um ciclone extratropical que passou pela região sudeste no período analisado (Figura 8) e que não foi corretamente reconstituído pelo sistema de modelos. Sobre isso, Moon, Ginis e Hara (2004) salientam que o espectro direcional das ondas associados a esse tipo de evento atmosférico assume características complexas e estas variam muito rapidamente no tempo e no espaço, provocando previsões incorretas do campo de onda por modelos globais de baixa resolução, sobretudo no que se refere a direção das ondas.

A partir da análise da Tabela 3 observa-se que a defasagem em termos de direção média aumentou duas horas. Em relação percentual de erro (SI), os resultados estatísticos mostram que a direção foi bem reproduzida pelos modelos numéricos, uma vez que o erro

percentual foi de apenas 17%. O RMSE encontrado para a grade UBU_FINE foi de 21,48° e para a grade UBU foi de 21,59°, ambos abaixo do valor de 30,30° encontrado por Rusu, Pilar e Guedes Soares (2008a) e do menor valor encontrado por Rusu, Pilar e Guedes Soares (2008b) que foi 41,78°. Em relação ao viés, observamos que os modelos tentem a subestimar os valores de direção medidos, comportamento também observado por Rusu, Pilar e Guedes Soares (2008a), Rusu, Pilar e Guedes Soares (2008b) e Rusu e Guedes Soares (2009).

Tabela 3: Parâmetros estatísticos em termos de Direção Média (Dir).

Grades	RMSE (°)	SI (%)	VIÉS (°)	Defasagem (h)
UBU	21,59	17	-14,08	6
UBU_FINE	21,48	17	-13,89	6

6.2 ANÁLISE DAS CARACTERÍSTICAS SAZONAIS DAS ONDAS

A seguir são apresentados os resultados sazonais da reconstituição do clima de ondas em 2008. Ressalta-se que, como evidenciado nos resultados da seção anterior, a utilização de uma grade de alta resolução espacial não melhora significativamente a acurácia dos resultados, além disso o uso dessa grade aumenta consideravelmente o tempo computacional do sistema. Sendo assim, na análise das variações sazonais dos campos de onda, a quantidade de grades aninhadas no modelo SWAN foi reduzida para duas, sendo elas: ANCHIETA e UBU.

A fim de se obter uma boa representatividade dos resultados, quanto a caracterização espacial das ondas incidente na região adjacente ao Porto de Ubu, foram escolhidos oito pontos de amostragem (Figura 11), espaçados em 150 m, nos quais foram avaliadas as ocorrências de ondas para cada estação do ano, tal como segue abaixo.

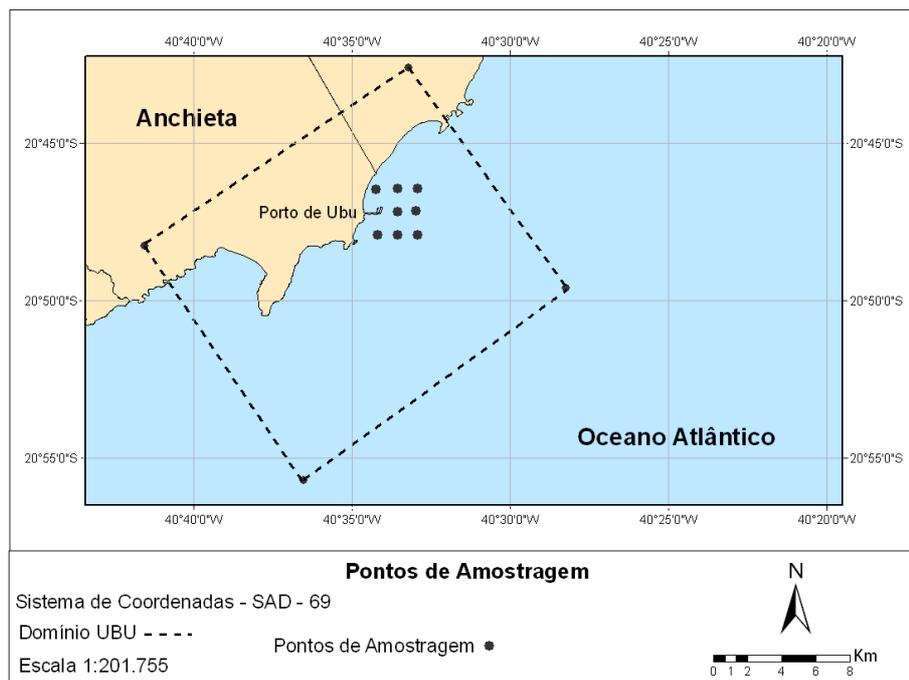


Figura 11 – Pontos de amostragens de ondas dentro do domínio Ubu.

6.2.1 Resultados do Verão

O histograma de probabilidade de ocorrências de H_s , Figura 12, indica que a classe predominante no verão é representada por ondas com H_s entre 0,5 e 1,0 m, com 80% das ocorrências. A partir da distribuição conjunta de H_s e Dir das ondas para esse conjunto de dados, que é apresentada na Figura 15 (a), pode-se notar que ondas com H_s entre 0,5 e 1,0m possuem, na maior parte das vezes, direção variando de 70 à 140°. Embora ocorra a predominância de ondas provenientes do quadrante E-SE (90 à 135°), a mesma figura evidencia um pico com aproximadamente 1600 ocorrências relacionado às ondas de H_s em torno de 0,5m provenientes de E-NE (45 à 90°) e com períodos variando de 4 a 5s (Figura 15c).

O histograma mostrado na Figura 12 também evidencia que ondas com alturas menores que 0,5m representam aproximadamente 5% das ocorrências, enquanto que as ondas com alturas maiores que 2,0m representam menos de 1% do conjunto de dados. Entretanto, como é sabido, os valores extremos de onda não são bem evidenciados através de histogramas, uma vez que os intervalos de classe escolhidos ressaltam os picos e praticamente ignoram os valores com poucas ocorrências. Sendo assim, medidas

estatísticas descritivas também foram obtidas para melhor representar o conjunto de dados, estas são apresentadas na Tabela 4.

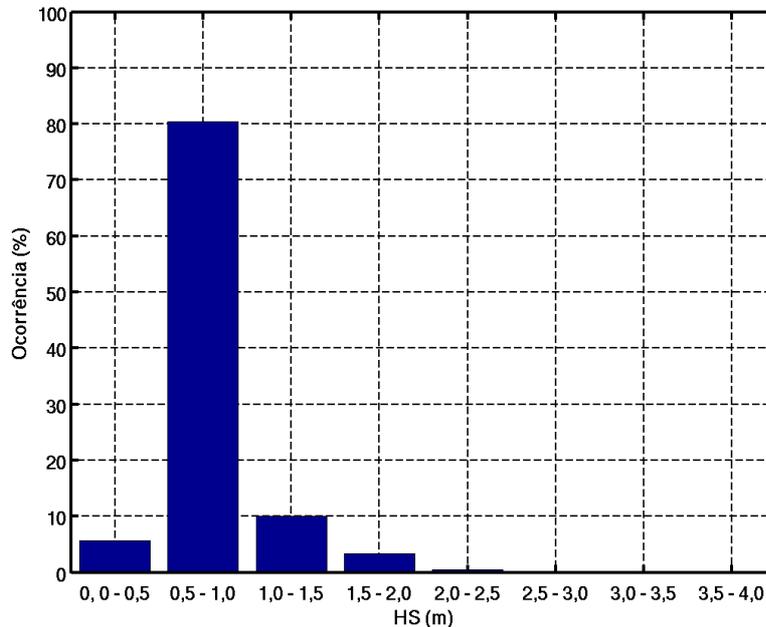


Figura 12 – Histograma mostrando a distribuição da Altura Significativa (Hs) durante o verão de 2008.

Os valores extremos de Hs são representados pelos valores que estão acima do 90° percentil, sendo assim, a partir da Tabela 4, pode-se observar que estes valores são representados por ondas com Hs entre 1,08 e 2,58m. As distribuições conjuntas dos parâmetros Hs, Tm e Dir mostrados na Figura 15 nos permitem inferir que esse tipo de onda é proveniente do quadrante SE, especificamente entre 110 e 130°, com Tm de 6,5 a 8s.

É importante salientar que os máximos e mínimos valores observados de Hs são, respectivamente, 2,58 e 0,3m e em média a Hs das ondas que chegam à área de estudos é de 0,79m.

Tabela 4: Média, 90 ° percentil, valor máximo e mínimo em termos de Hs.

Parâmetro	Média	90 ° Percentil	Valor Máximo	Valor Mínimo
Altura Significativa(m)	0,79	1,08	2,58	0,3

A Figura 13 mostra o histograma de probabilidade de ocorrências do T_m durante a estação de verão, pode-se observar que a classe predominante ou típica de T_m é de 5 a 6s, representando cerca de 39% das ocorrências. A análise da distribuição conjunta de T_m e Dir mostrada pela Figura 15 (c) evidencia que essas ondas com períodos na classe predominante possuem uma ampla variabilidade em relação à direção de proveniência, sendo esta de aproximadamente de 60° a 160° . Observa-se, no entanto, a coexistência de três estados de mar bem definidos, os quais são caracterizados pelos núcleos de maior concentração observados na Figura 15c. Dentre eles, destacam-se o estado de mar representado por ondas de T_m de 4 a 5s provenientes do quadrante E-NE e o representado por ondas de T_m de 6,5 a 7,5s provenientes do quadrante E-SE.

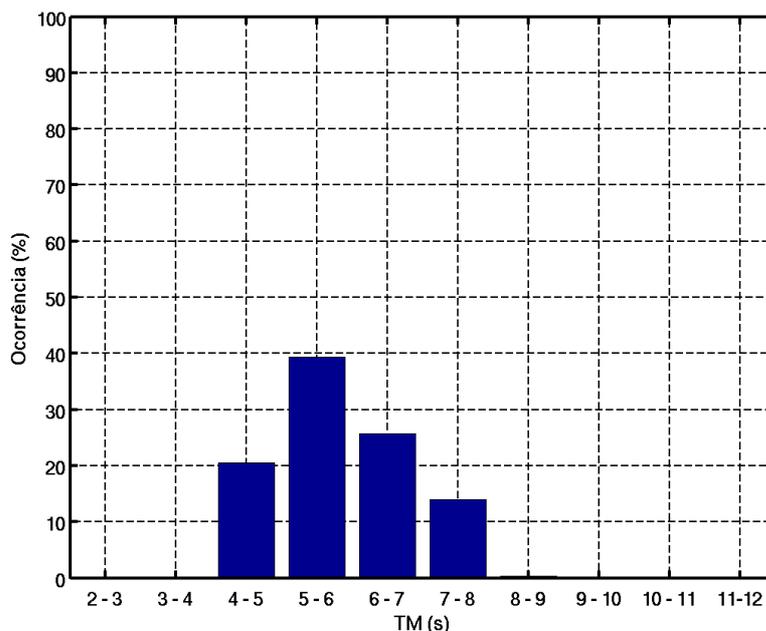


Figura 13 – Histograma mostrando a distribuição do Período Médio (T_m) durante a estação de verão de 2008.

Em relação aos valores extremos de T_m , estes são representado por ondas com T_m de 7,15 à 8,66s, os quais perfazem os 10% superior do conjunto de dados (Tab. 5). A distribuição conjunta do T_m em relação tanto à Dir quanto a H_s , mostra que o intervalo de T_m extremo está relacionado a ondas provenientes do quadrante E-SE com as maiores H_s observadas (Figura 15).

Tabela 5: Média, 90 ° percentil, valor máximo e mínimo em termos de TM.

Parâmetro	Média	90 ° Percentil	Valor Máximo	Valor Mínimo
Período Médio(s)	5,85	7,15	8,66	3,97

Na Figura 14 observa-se o histograma de probabilidade para Dir . Pode-se observar que a classe das ondas provenientes do quadrante E-SE (90 à 135°) é predominante em todo o verão, representando aproximadamente 67% das ocorrências. A segunda classe mais dominante é E-NE (45 à 90°) com 24% das ocorrências e a classe de menor representatividade é de S-SE (135 à 180°) com 9%.

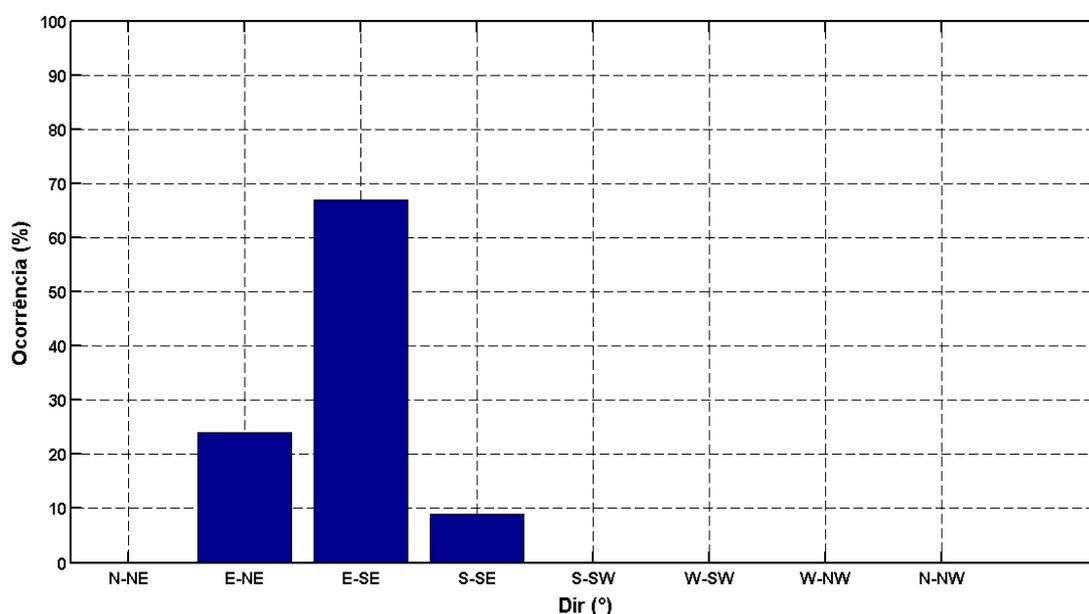


Figura 14 – Histograma mostrando a distribuição da direção média (Dir) das ondas durante a estação de verão de 2008.

Na Figura 15 são mostradas as distribuições conjuntas dos parâmetros de onda analisados, Hs, Tm e Dir, para a estação de verão. Observa-se que, apesar da predominância de ondas com Hs em torno de 0,5m durante todo o período, o verão é caracterizado por sistemas de ondas com características bem diferentes. Esse comportamento é mais evidente na distribuição conjunta da Dir em função do Tm, Figura 15c, onde é possível observar a coexistência de três sistemas de ondas:

1 – Ondas com direção média de 110 a 130° (provenientes do quadrante E-SE) e com períodos de 6,5 a 7,5s.

2 – Ondas com direção média de 90 a 100° (provenientes do quadrante E-SE) e período de 5 a 5,5s.

3 – Ondas com direção média de 70 a 90° (provenientes do quadrante E-NE) e período de 4 a 5s.

Observa-se também a relação direta entre o Tm e Dir, evidenciando que ondas provenientes do quadrante sul tendem a ter maiores períodos que as ondas provenientes do quadrante norte.

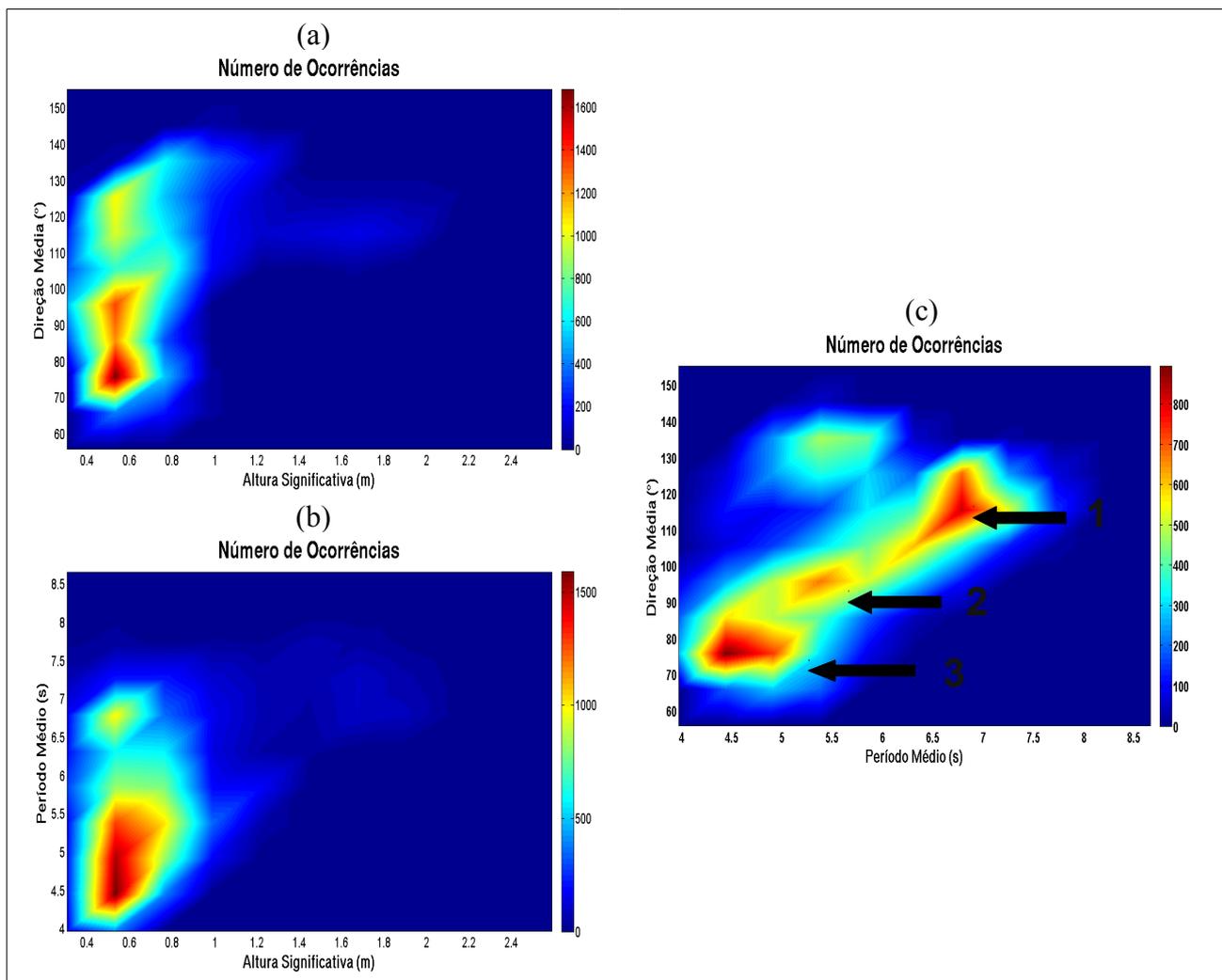


Figura 15 – (a) Distribuição conjunta da direção média em função da altura significativa; (b) Distribuição conjunta do período médio em função da altura significativa; (c) Distribuição conjunta da direção média em função do período médio. Onde o número total de ocorrências é 15360.

6.2.2 Resultados do Outono

O histograma de probabilidade de ocorrência de Hs apresentado na Figura 16 mostra que, de forma análoga ao que foi observado no verão, o intervalo de classe predominante no outono é de 0,5 - 1,0m, representando 65% das ocorrências. Observa-se também um significativo aumento na ocorrência da classe de Hs de 1,0 – 1,5m, que passou de 9% no verão para 28% no outono. As ondas menores que 0,5m representam 4% das ocorrências e as ondas maiores que 2,0m não são observadas.

A distribuição conjunta de Hs em relação à Dir e ao Tm para o outono mostra que a classe de Hs predominante da estação está associada à ondas provenientes predominantemente do quadrante E-SE com Tm variando de 5 a 8s (Figura 19).

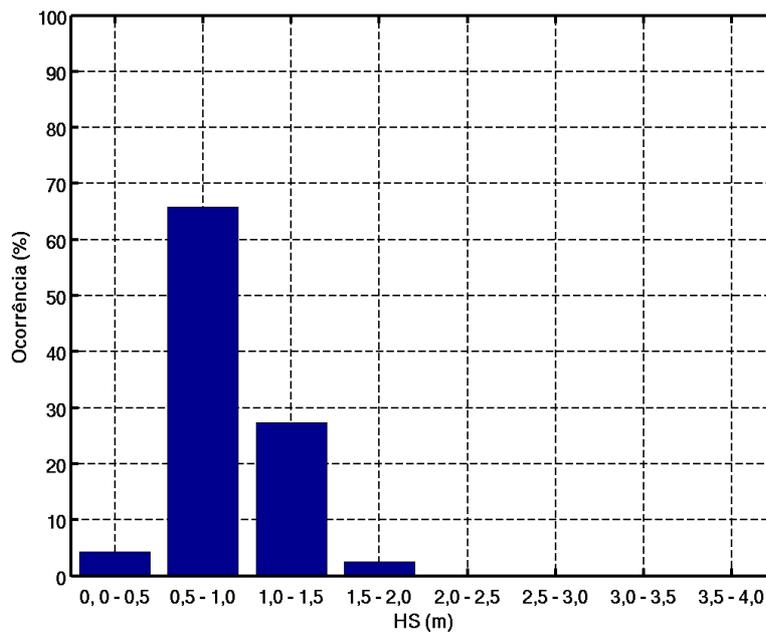


Figura 16 – Histograma mostrando a distribuição de Altura Significativa (Hs) durante a estação de outono de 2008.

Os valores máximos e mínimos de Hs observados são 1,86m e 0,08m, respectivamente, como mostra a Tabela 6. Evidencia-se também que as ondas incidentes na área de estudo têm em média uma Hs de 0,9m e alturas extremas, acima do 90° percentil, entre 1,26 e 1,86m. As ondas com valores extremos de Hs são, na maior parte das vezes,

provenientes do quadrante E-SE e estão associadas a T_m de 5 a 7s, como mostra a Figura 19.

Tabela 6: Média, 90° percentil, valor máximo e mínimo em termos de H_s .

Parâmetro	Média	90° Percentil	Valor Máximo	Valor Mínimo
Altura Significativa (m)	0,9	1,26	1,86	0,38

O intervalo de classe predominante em termos de T_m é de 6 – 7s, com 35% das ocorrências, e ondas com períodos menores que 5s são menos representativas que no período de verão, compreendendo aproximadamente 4,2% das ocorrências no outono. Pode-se observar também a presença de períodos maiores que 9s, os quais não foram observados no verão, e representam agora quase 10% do conjunto de observações (Figura 17).

A respeito da classe de T_m predominante observamos que, na maior parte das ocorrências, ela está associada à ondas provenientes do quadrante E-SE com H_s de 0,5 a 1,0m, como mostram as distribuições conjuntas de H_s , T_m e Dir da Figura 19.

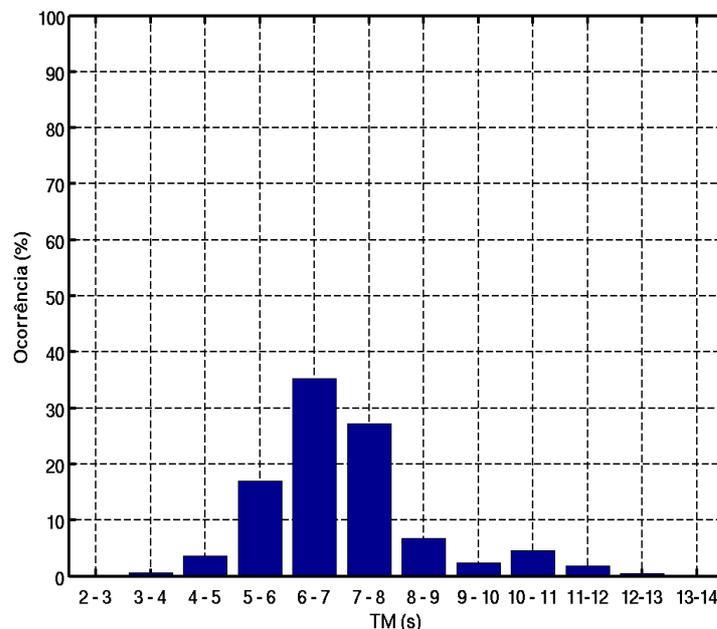


Figura 17– Histograma mostrando a distribuição do Período Médio (T_m) durante a estação de outono de 2008.

A partir da análise da Tabela 7 nota-se que o valor médio de T_m encontrado é 7s e os valores extremos, T_m acima do 90° percentil, ocorrem entre 8,76 e 12,76s. Na Figura 19

observa-se que as ondas com T_m maiores que 8,76s são provenientes do quadrante E-SE e possuem H_s em torno de 0,8m.

Tabela 7: Média, 90° percentil, valor máximo e mínimo em termos de T_m .

Parâmetro	Média	90 ° Percentil	Valor Máximo	Valor Mínimo
Período Médio (s)	7	8,76	12,76	1,87

A Figura 18 mostra a distribuição de probabilidade da direção média das ondas que incidem na região de estudo durante o outono. Podemos observar que as ondas predominantes são provenientes do quadrante E-SE com 81% das ocorrências. A segunda classe mais observada é S-SE com 15% das ocorrências e a classe menos expressiva é E-NE com apenas 3%. Em comparação aos resultados do verão, observa-se uma diminuição nas ocorrências de ondas provenientes do quadrante E-NE e aumento na ocorrência das outras classes tanto E-SE, quanto S-SE.

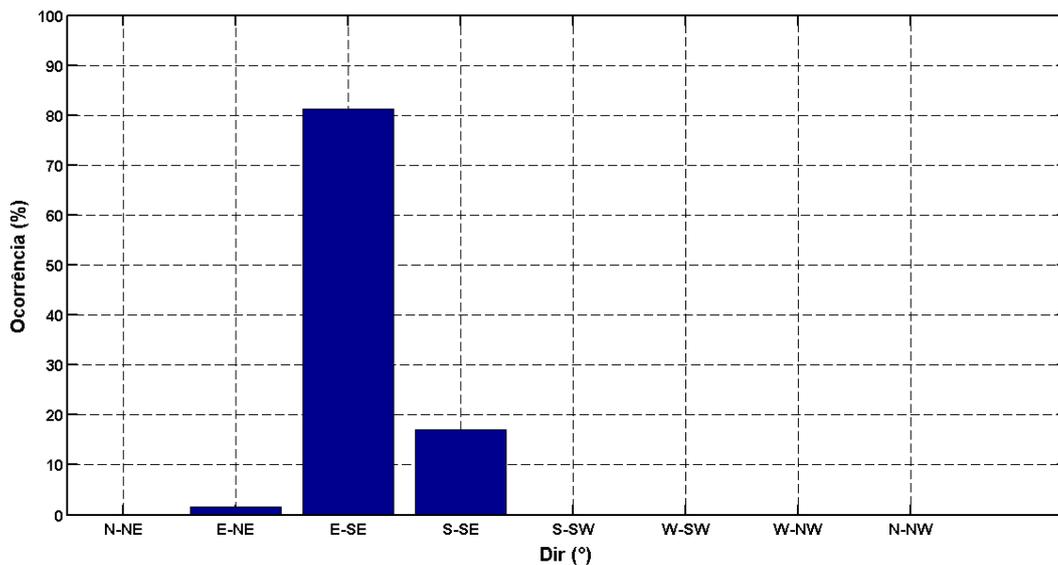


Figura 18– Histograma mostrando a distribuição da direção média (Dir) das ondas durante a estação de outono de 2008.

A Figura 19 mostra a distribuição conjunta dos parâmetros H_s , T_m e Dir para a estação de outono. Evidencia-se a pequena dispersão das ocorrências em relação aos parâmetros analisados, indicando a existência de um estado de mar predominante e bem definido, o qual está relacionado a ondas provenientes do quadrante E-SE com H_s de 0,5 a 1,0m e T_m de 6 a 7s.

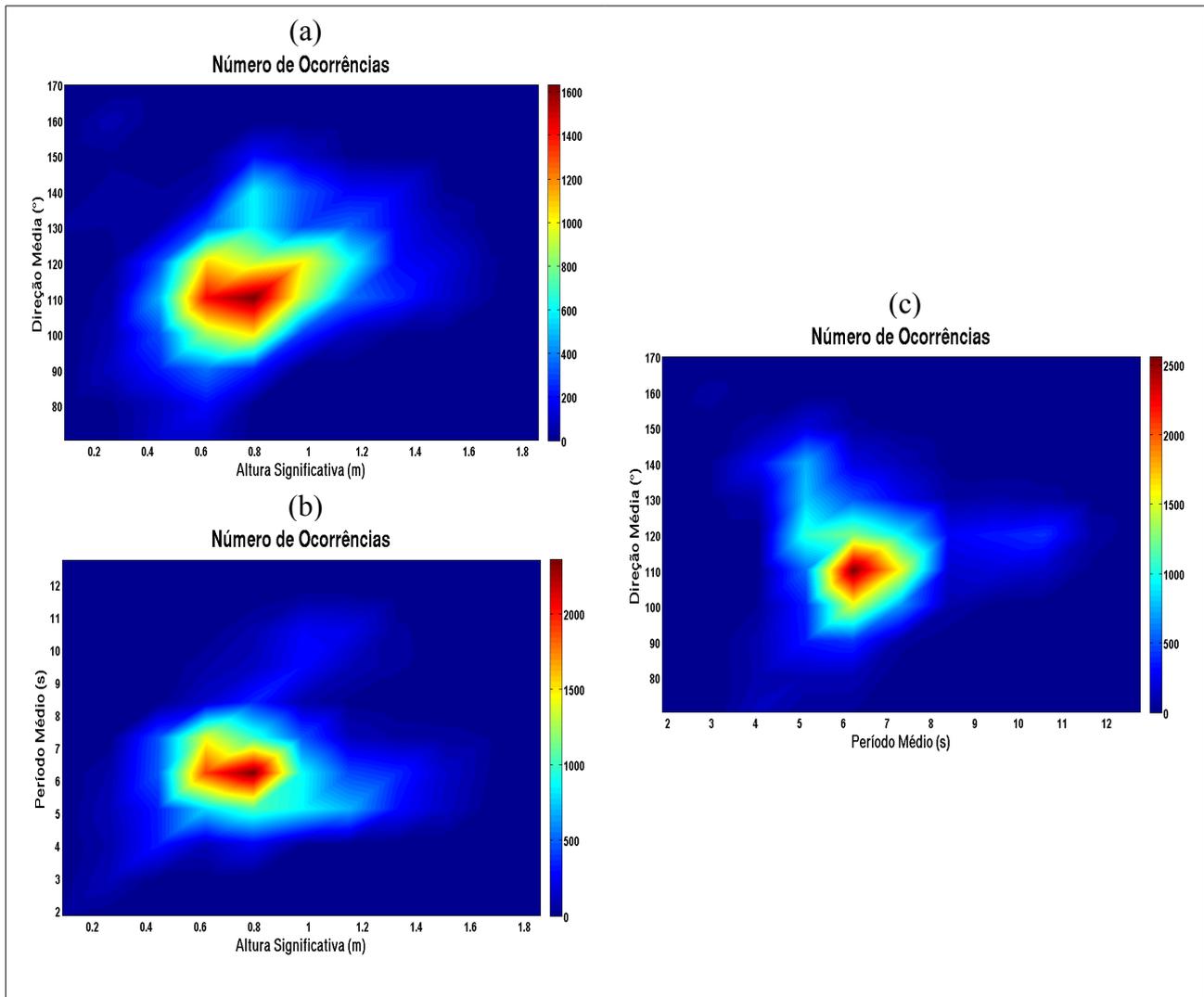


Figura 19 – (a) Distribuição conjunta da direção média em função da altura significativa; (b) Distribuição conjunta do período médio em função da altura significativa; (c) Distribuição conjunta da direção média em função do período médio. Onde o número total de ocorrências é 17664.

6.2.3 Resultados do Inverno

Na Figura 20 observa-se que os valores H_s predominantes durante o inverno ocorrem entre 0,5 e 1,0 m (61%) e que os maiores valores observados ocorrem de 1,5 à 2,0m, representando 8% das ocorrências.

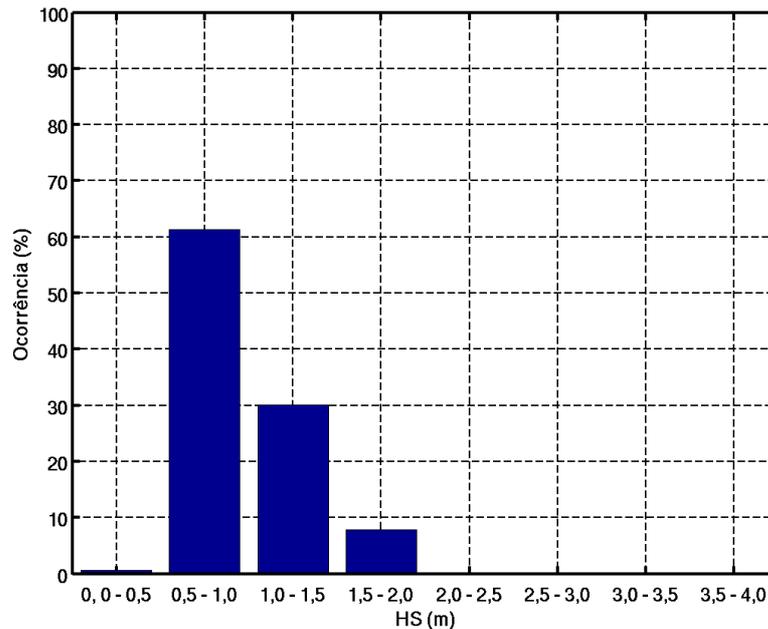


Figura 20 – Histograma mostrando a distribuição de Altura Significativa (Hs) durante a estação de inverno de 2008.

As ondas com Hs pertencentes à classe predominante são provenientes principalmente do quadrante E-SE, com direção média predominantemente entre 90 e 110° (Figura 23). Em relação aos valores extremos de Hs, associados ao decil superior da distribuição do conjunto de dados, nota-se que as maiores ondas encontradas na área de estudo possuem Hs entre 1,44 e 2,12m (Tab. 8). Essas ondas são proveniente do quadrante E-SE com Tm de 6 a 8s, como mostram as distribuições conjuntas da Figura 23.

Tabela 8: Média, 90° percentil, valor máximo e mínimo em termos de HS.

Parâmetro	Média	90 ° Percentil	Valor Máximo	Valor Mínimo
Altura Significativa(m)	0,98	1,44	2,12	0,36

A distribuição de probabilidade mostrada na Figura 21 indica que os valores predominantes de Tm para a estação são representados pela classe de 6 a 7s. A partir da análise da Figura 23 nota-se que as ondas relacionadas a essa classe predominante são provenientes, na maior parte das ocorrências, do quadrante E-SE e estão associadas à classe de maior ocorrência de Hs (0,5 a 1,0m).

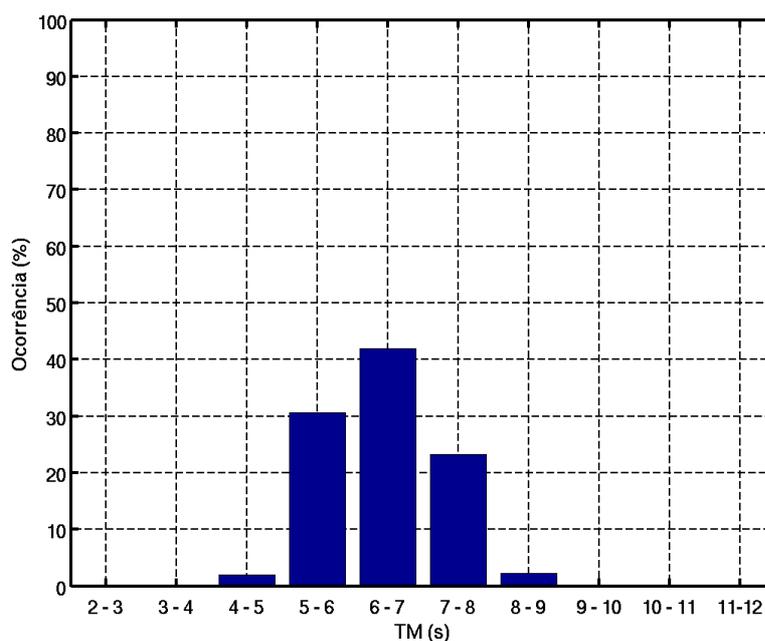


Figura 21 – Histograma mostrando a distribuição do Período Médio durante a estação de inverno de 2008.

Os maiores valores de T_m observados ocorrem entre 7,52 e 9,63s (Tab. 9). As ondas associadas a esse intervalo de T_m são provenientes principalmente do quadrante E-SE (Figura 23c). A distribuição conjunta de T_m e H_s mostrada pela Figura 23 (b) indica que as H_s associadas aos T_m extremos de inverno possuem uma ampla variabilidade de valores.

Tabela 9: Média, 90° percentil, valor máximo e mínimo em termos de T_m .

Parâmetro	Média	90 ° Percentil	Valor Máximo	Valor Mínimo
Período Médio(s)	6,43	7,52	9,63	4,61

Em relação a direção média das ondas predominante na estação de inverno observa-se que em 83% das ocorrências as ondas são provenientes do quadrante E-SE, enquanto que em 12% são provenientes do quadrante E-NE e apenas 5% do quadrante S-SE (Figura 22). Em comparação a estação de outono, nota-se que a predominância de ondas provenientes do quadrante E-SE se manteve, embora observa-se a diminuição das ondas de S-SE e o aumento das ondas de E-NE no inverno.

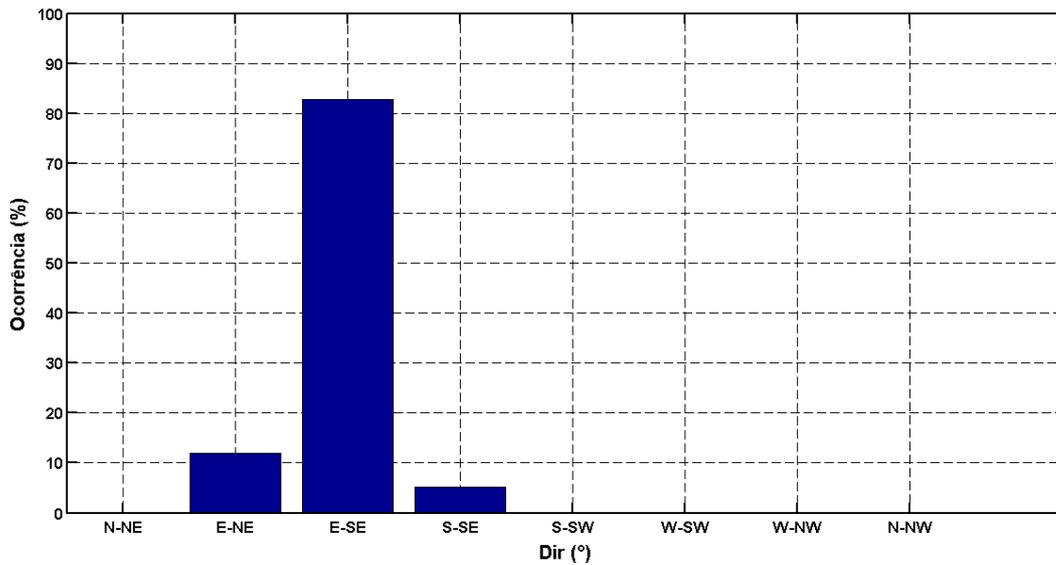


Figura 22 – Histograma mostrando a distribuição da direção média das ondas durante a estação de inverno de 2008.

A Figura abaixo mostra as distribuições conjuntas da Dir em função da Hs, do Tm em função da Hs e da Dir em função do Tm. Podemos observar um espalhamento maior das ocorrências em relação à estação anterior, a qual mostrou ocorrências mais concentrada evidenciando melhor o estado de mar predominante (Figura 19). Isso deve-se, em grande parte, ao aumento na ocorrência das ondas de E-NE, o que repercutiu no aparecimento de um estado de mar (assinalado como 2 na Figura 23c) caracterizado por ondas de pequenos períodos, especificamente de 4 a 5,5s (Figura 23c), e Hs principalmente de 0,7m (Figura 23b).

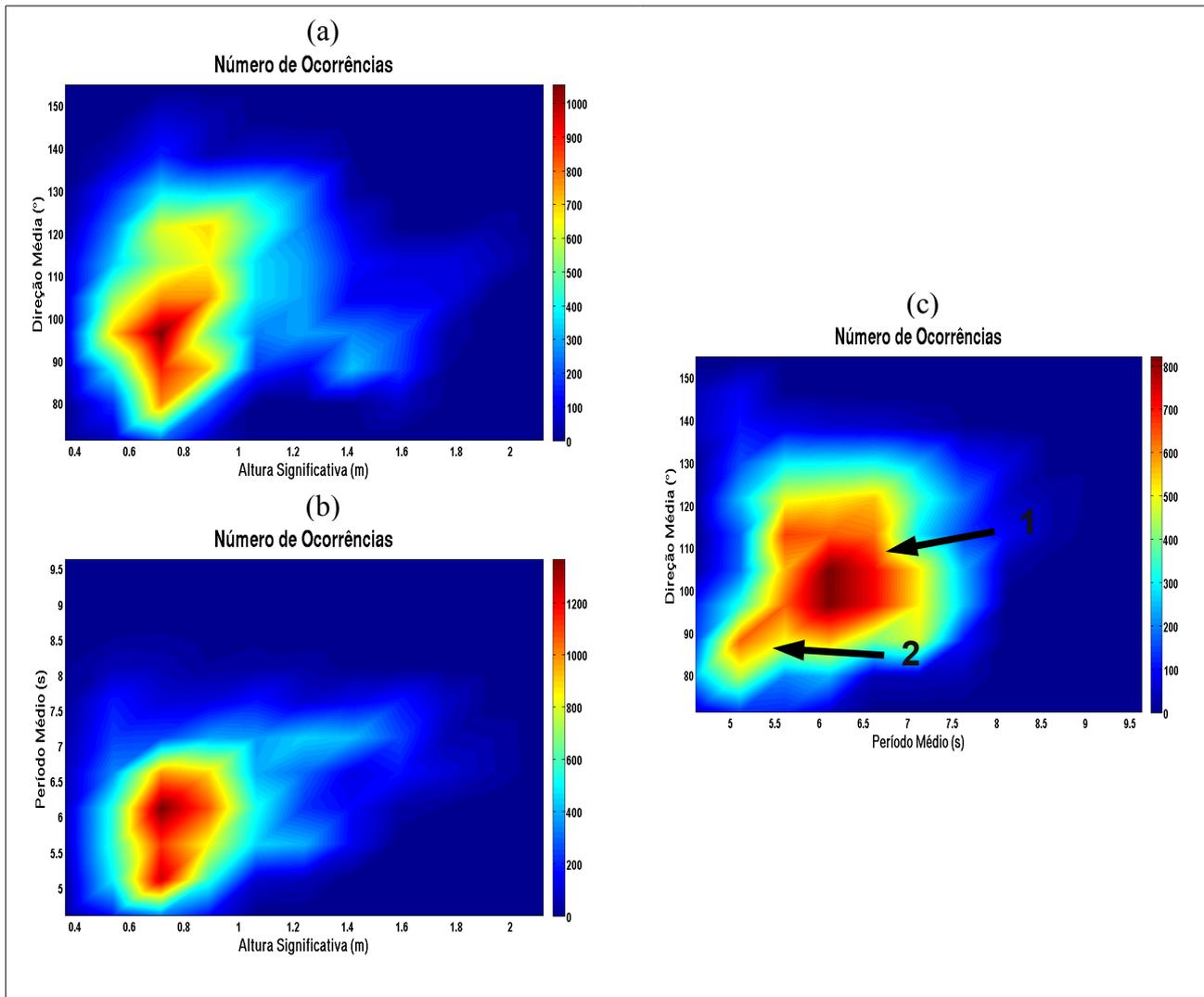


Figura 23 – (a) Distribuição conjunta da direção média em função da altura significativa; (b) Distribuição conjunta do período médio em função da altura significativa; (c) Distribuição conjunta da direção média em função do período médio. Sendo o total de ocorrências é 18048.

6.2.4 Resultados da Primavera

A Figura 24 mostra a distribuição de probabilidade de H_s na estação da primavera. Observa-se que, analogamente ao que foi evidenciado nas outras estações, as ondas predominantes na primavera possuem H_s entre 0,5 e 1,0m (58%). Ondas com H_s menor que 0,5m perfazem menos de 1% do conjunto de dados e as ondas maiores que 2m perfazem 3%. Portanto, em termos gerais, nota-se que na primavera a distribuição de H_s alcançou os maiores valores do ano de 2008.

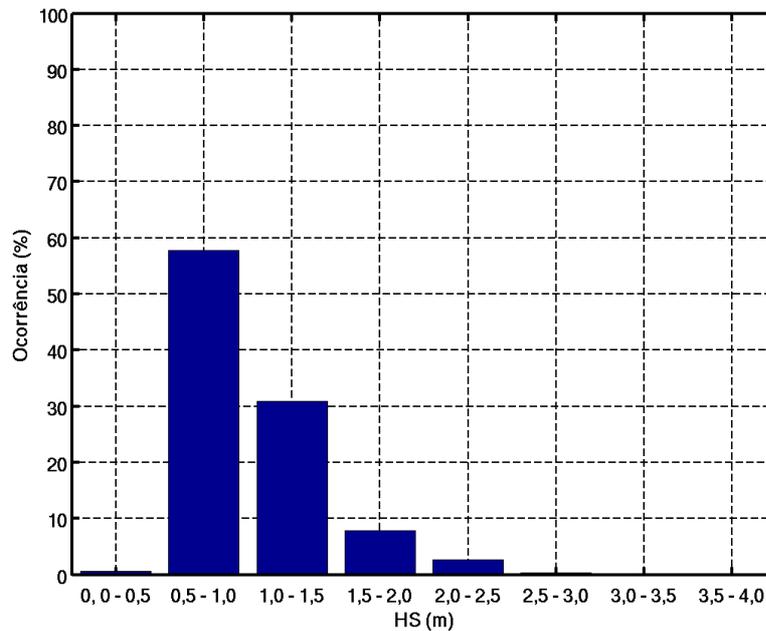


Figura 24 – Histograma mostrando a distribuição da Altura Significativa na estação da primavera de 2008.

A Figura 27 (a) mostra que a Dir associada a classe predominante de Hs apresenta ampla variabilidade, com direção média desde 70 até 150°. Contudo, o pico de ocorrência se dá aproximadamente entre 70 e 100°, com aproximadamente 1000 ocorrências, contemplando tanto ondas do quadrante E-SE quanto ondas do quadrante E-NE.

A respeito dos valores extremos de Hs, evidencia-se que estes são representados por ondas de Hs no intervalo de 1,52 a 2,81m (Tab. 10). Essas ondas com elevada Hs são provenientes do quadrante E-SE com Tm entre 6 e 7s (Figura 27).

Tabela 10: Média, 90° percentil, valor máximo e mínimo em termos de HS.

Parâmetro	Média	90 ° Percentil	Valor Máximo	Valor Mínimo
Altura Significativa(m)	1,03	1,52	2,81	0,35

O Tm predominante, por sua vez, ocorre entre 5 e 6 s, como mostra a Figura 25. Observa-se também que períodos menores que 5s correspondem a 5% do conjunto de dados e os maiores que 9s representam menos de 1% do conjunto de dados.

A distribuição conjunta de Tm e Hs, Figura 27 (b), mostra que as ondas com Tm predominantes (5 - 6s) estão associadas as Hs predominantes (0,5 - 1m). Já em relação a Dir, observa-se que a classe de Tm típicos também apresenta ampla variabilidade

direcional, sendo possível identificar um pico de ondas provenientes do quadrante E-SE, com aproximadamente 900 ocorrências, e outro pico representado por ondas provenientes do quadrante E-NE, com aproximadamente 800 ocorrências (Figura 27c).

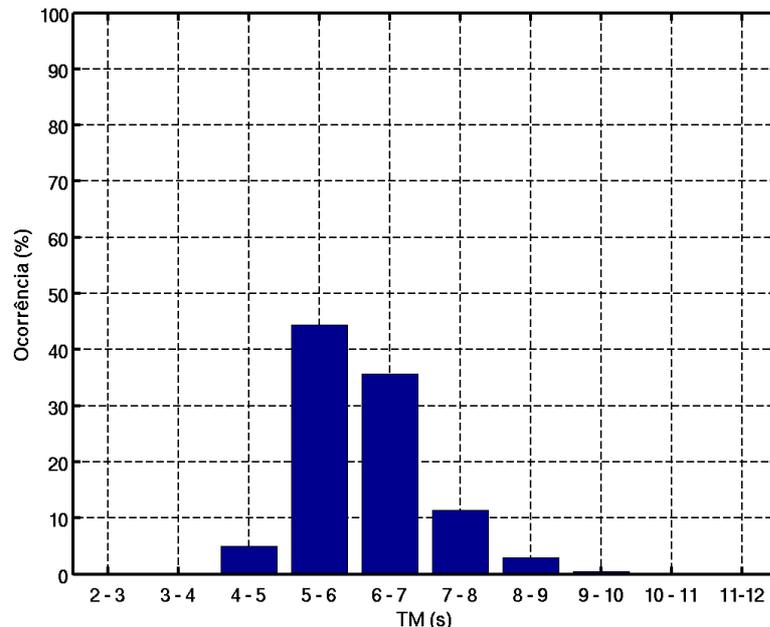


Figura 25 – Histograma mostrando a distribuição do Período Médio durante a primavera de 2008.

A tabela abaixo mostra que as ondas incidente na primavera possuem em média T_m de 6,14 s. Ondas com T_m no decil superior são caracterizadas pelo intervalo de 7,26 a 9,83 e são provenientes majoritariamente do quadrante E-SE com H_s em torno de 1m (Figura 27b).

Tabela 11: Média, 90° percentil, valor máximo e mínimo em termos de T_m .

Parâmetro	Média	90 ° Percentil	Valor Máximo	Valor Mínimo
Período Médio (s)	6,14	7,26	9,83	4,53

Por fim, a direção média predominante durante a estação de primavera é representada pela classe de 90 à 135° (E-SE), que corresponde à 70% das ocorrências. A segunda classe mais representativa é de 45 à 90° (E-NE), que perfaz 19% do conjunto de dados. Já as ondas de S-SE contribuem com somente 11% das observações (Figura 26). Em comparação ao inverno, nota-se o aumento na contribuição das ondas provenientes do quadrante E-NE, as quais passam de 12% no inverno para quase 20% na primavera. Isso

ocasiona, possivelmente, o aparecimento de um pico na ocorrência de ondas de T_m em torno de 5s provenientes do quadrante E-NE, o qual pode ser evidenciado na Figura 27 (c).

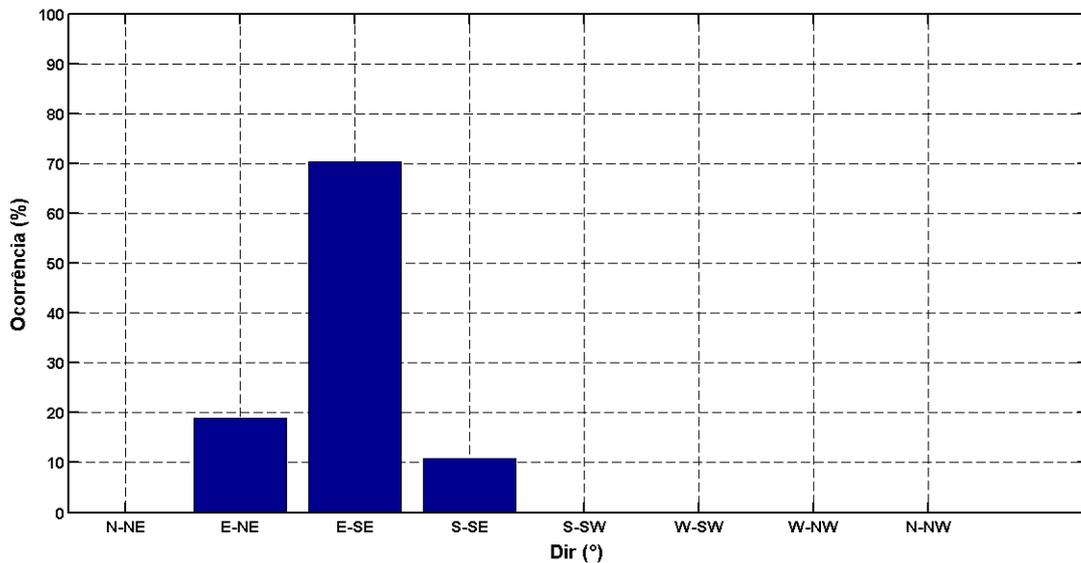


Figura 26 – Histograma mostrando a distribuição da direção média das ondas durante a estação de primavera.

A Figura 27 mostra a distribuição conjunta dos parâmetros da onda aqui analisados, H_s , T_m e Dir . Como mencionado anteriormente, a estação da primavera é caracterizada por dois estados de mar bem pronunciados:

1 – Ondas com direção média de 100 a 120° (proveniente do quadrante E-SE) com T_m de 5,5 a 6,5s e H_s em torno de 1m.

2 – Ondas com direção média de 70 a 90° (provenientes do quadrante E-NE) com T_m de 4,5 a 5,5s e H_s de 0,5 a 1m.

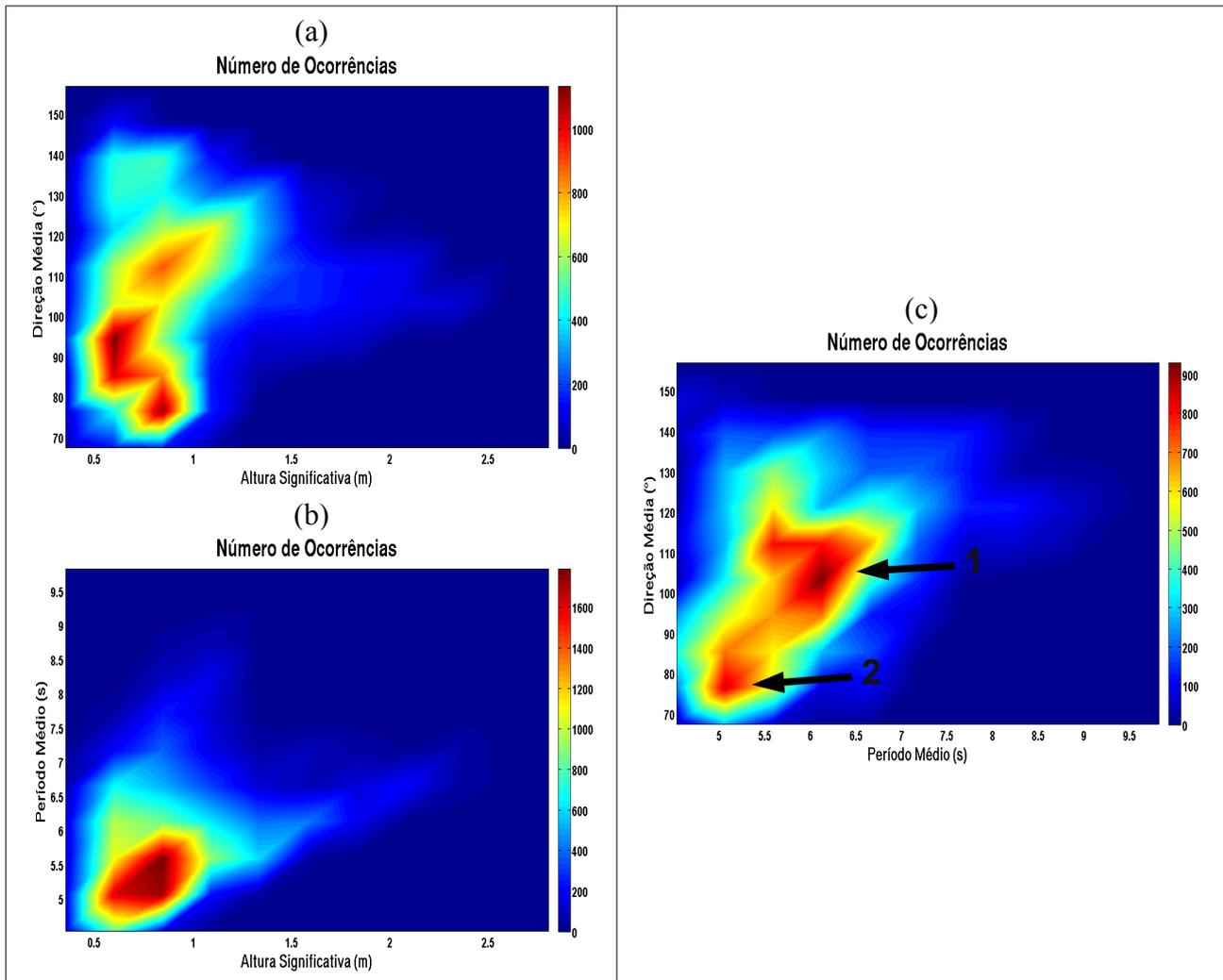


Figura 27 – (a) Distribuição conjunta da direção média em função da altura significativa; (b) Distribuição conjunta do período médio em função da altura significativa; (c) Distribuição conjunta da direção média em função do período médio. Sendo o total de ocorrências 17280.

6.2.5 Discussão das características sazonais das ondas em 2008

Os resultados apresentados nas seções anteriores indicam que a altura significativa das ondas que incidiram na região adjacente ao Porto de Ubu em 2008, de uma maneira geral, mostraram pouca variação sazonal, visto que os valores em todas as estações predominaram entre 0,5 e 1,0m. Na primavera foram observadas as ondas com os maiores valores de H_s , as quais chegaram a 2,81m. Essas ondas eram provenientes do quadrante E-SE com período médio em torno de 6 a 7s.

O período médio das ondas, por sua vez, predominou durante todo o ano entre 5 e 7s. As estações de outono e inverno foram as que apresentaram a classe modal com os maiores

valores (6 a 7s). Segundo Piumbini (2009) e Candela (1997) a ocorrência de Tm maiores nessas estações é reflexo da intensificação das tempestades, com formação mais frequente de eventos meteorológicos intensos. Ressalta-se que no outono foi observado a maior porcentagem de ocorrência de Tm acima de 9s (10%), sendo o maior valor observado 12,76s.

Com relação a direção média, é importante salientar que a característica direcional das ondas está intimamente relacionada ao tipo de fenômeno meteorológico que as formam (HOLTHUIJSEN, 2007). No entanto, o campo de ondas de uma região é natureza extremamente complexa, caracterizada pelos diversos fatores ambientais atuantes, os quais conferem considerável dificuldade ao seu entendimento. Portanto, uma interpretação precisa dos dados direcionais de onda deve levar em consideração os diversos sistemas atmosféricos responsáveis por sua geração.

Dentro desse quadro, observa-se que, embora os ventos sobre a área de estudo sejam predominantemente das direções NE e E, associados ao ASAS (MONTEIRO, 1949; ALBINO; VALE; GOMES, 2004), as ondas que caracterizaram o clima de ondas de 2008 eram provenientes do quadrante SE (90 a 180°) na maior parte das ocorrências. Piumbini (2009) avaliou o clima de ondas na região do Oceano Atlântico adjacente ao estado do ES e também relatou a predominância das ondas provenientes de SE. O autor, no entanto, destaca a mudança desse padrão no verão, visto que a maior parte das ocorrências nessa estação estava relacionada a ondas provenientes do quadrante NE-E (45 – 90°), que têm sua geração associada à intensificação dos ventos NE provenientes do ASAS. Branco (2005) observou que no verão aproximadamente 45% das ocorrências na região de estudo estavam relacionadas à ondas provenientes do quadrante NE. No presente trabalho, entretanto, a predominância de ondas provenientes de NE-E no verão não foi observada. Embora, em relação as outras estações, o verão tenha apresentado a maior contribuição de ondas de NE-E para o período analisado (24%), esta contribuição foi pequena se comparada as ondas provenientes de SE (67%).

Dentre todos os fatores que podem influenciar os padrões climáticos sazonais de uma região destacam-se os eventos ENSO (El Niño – La Niña/Oscilação Sul). Nesse âmbito, é importante salientar que o ano de 2008 esteve sob forte influência do fenômeno La Niña, o qual se iniciou no primeiro trimestre de 2007 e terminou no final de 2008 (WMO, 2008). Esse fenômeno ganhou muita intensidade no segundo semestre de 2007 e atingiu seu

pico de magnitude em fevereiro de 2008, tornando-se um dos episódios mais fortes das últimas décadas (WHEELER, 2008).

O fenômeno La Niña caracteriza-se pela presença de águas extremamente frias no Oceano Pacífico Tropical, junto à costa oeste da América do Sul (CUNHA, 1997), e pelo aquecimento anômalo das águas no Oceano Atlântico Tropical Sul (ARAGÃO *et al.*, 1996). Na Figura 28 são mostradas as anomalias dos vetores do vento em baixos níveis atmosféricos (850 hPa) para o verão de 2007/2008. Nessa figura pode ser observada a presença de anomalias negativas de pressão no Oceano Atlântico Sul, o que ocasionaria o enfraquecimento do ASAS e, conseqüentemente, a diminuição da contribuição das ondas provenientes de NE para a costa brasileira. Este comportamento está em concordância com alguns trabalhos que sugerem o enfraquecimento da ASAS durante a fase fria do ENSO (La Niña) (KOUSKY *et al.*, 1984; AMBRIZZI., 1994; PEZZA, 2003).

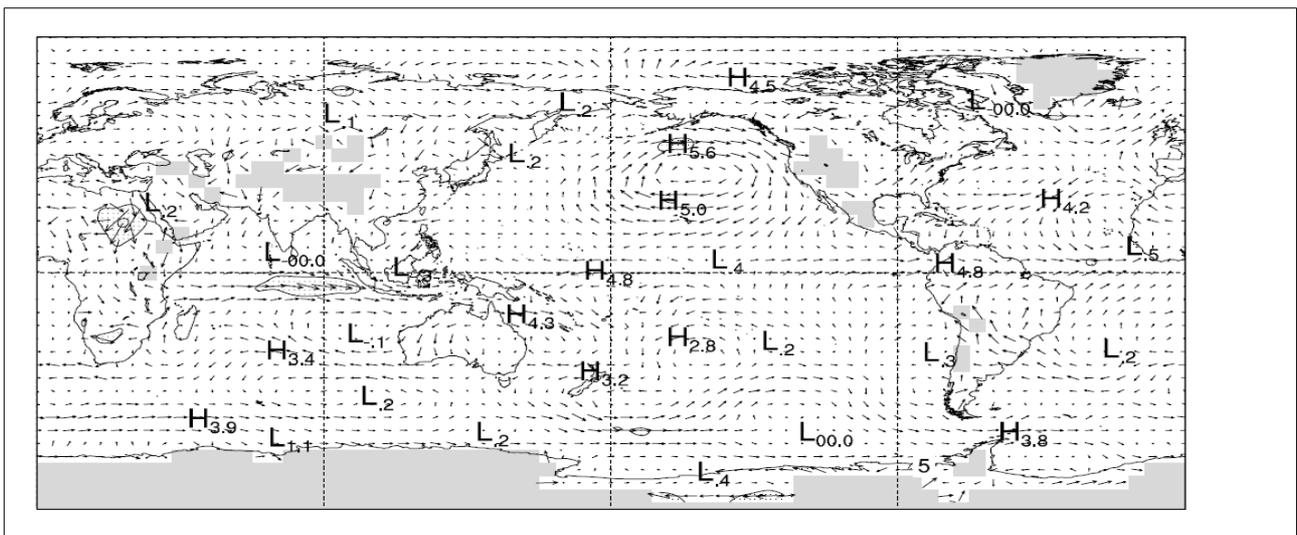


Figura 28 – Anomalias dos campos de ventos em baixos níveis atmosféricos (850 hPa) para o verão de 2007/2008. A base utilizada para o cálculo das anomalias foi a climatologia realizada pelo NCEP Reanalysis II entre 1979 e 2000. Fonte: Kanamitsu e outros (2002) citado por Wheeler (2008).

Em anos de La Niña também é notável uma propagação mais rápida dos sistemas frontais em direção às baixas latitudes (RUSTICUCCI; VARGAS 2002; PEZZA, 2003). Tal fato provavelmente se reflete no domínio das ondas provenientes do quadrante E-SE observado na área de estudos. Sobre isso, Alves e Melo (2001) elucidam que, conforme os sistemas frontais se propagam para o norte ao longo da costa brasileira, observa-se

que o anticiclone associado a esse sistema torna-se praticamente estacionário por alguns dias, gerando campos de onda provenientes do quadrante E-SE.

Os resultados sazonais revelaram também a influência de ondas do quadrante S-SE, as quais ocorreram de forma mais pronunciada no outono. Segundo Alves e Melo (2001) ondas provenientes de S-SE também estão associadas a propagação de sistemas frontais, contudo são causados pela baixa pressão que acompanha a subida dessas frentes.

7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

- O sistema de modelos composto pelo WW3 e pelo SWAN foi capaz de reconstituir satisfatoriamente as características das ondas em termos de altura significativa, período médio e direção média.
- No entanto, observou-se que eventos associados a sistemas atmosféricos mais compactos e de maior intensidade não são capturados pelos modelos numéricos devido principalmente à resolução das forçantes atmosféricas empregadas. Sendo assim, faz-se necessário maiores estudos a respeito da qualidade dos campos de vento utilizados como forçante para o modelo global WW3.
- Em relação as características sazonais das ondas na região adjacente ao Porto de Ubu, Anchieta (ES), verificou-se a predominância de ondas provenientes do quadrante SE com períodos médios variando de 5 a 7s e altura significativa de 0,5 a 1m durante todo o ano de 2008. Tais resultados são congruentes com os resultados apresentados na literatura, no entanto, ressalta-se que o verão comportou-se de forma diferente do que já tinha sido relatado por estudos anteriores.
- O comportamento diferenciado observado no verão de 2008 parece está relacionado ao fenômeno ENSO (El Niño/Oscilação Sul), uma vez que o ano de 2008 esteve sob forte influência do La Niña. Contudo, para uma análise mais conclusiva a respeito da influência do ENSO no clima de ondas da região são necessários mais estudos sobre o assunto.

8. REFERÊNCIAS

- ABADIE, S., BUTEL, R., MAURIET, S., MORICHON, D. e DUPIUS, H. **Wave climate and longshore drift on the South Aquitaine coast**. Continental Shelf Research, 26, p. 1924 – 1939, 2006.
- ALARI, V.; RAUDSEPP, U.; KÕUTS, T. **Wind wave measurements and modelling in Küdema Bay, Estonian Archipelago Sea**. Journal of Marine Systems, v.74, 2008.
- ALBINO, J.; VALE, C. C.; GOMES, R. C. **Descrição Climática do Litoral do Espírito Santo**. Vitória: Instituto do Milênio – RECOS. Modelagem, monitoramento, erosão e ocupação costeira – MMOC/ES, 2004.
- ALVES, J.H.G.M. e MELO, E. **Measurement and Modeling of Wind Waves at the Northern Coast of Santa Catarina, Brazil**. Revista Brasileira de Oceanografia, 49(1/2): 13-28. 2001.
- ALVES et al.,. **Reconstituição do clima de ondas no Sul e Sudeste brasileiro entre 1997 e 2005**. Revista Brasileira de Geofísica. v. 27, p. 427-445, 2009.
- ALVES, J. H. G. M.; BANNER, M. L. **Performance of a Saturation-Based Dissipation-Rate Source Term in Modeling the Fetch-Limited Evolution of Wind Waves**. Journal of Physical Oceanography, v. 33, 2003.
- ANP – Agência Nacional do Petróleo, Gás e Biocombustível. **Anuário Estatístico Brasileiro do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis 2010**, 2010. Disponível em: <<http://www.anp.gov.br/?pg=31286&m=&t1=&t2=&t3=&t4=&ar=&ps=&cachebust=1287483037738#Topo>>. Acesso em: 10 set. 2010.
- AMBRIZZI, T. **Rossby wave propagation on El Niño and La Niña non-zonal basic flows**. Revista Brasileira de Meteorologia, 8/9, 54-65, 1994.
- BOOIJ, N.; RIS, R. C.; HOLTHUIJSEN, L. H. **A third-generation wave model for coastal regions, Part I: Model description and validation**, J.Geoph.Research, v. 104, n. C4, p. 7649-7666. 1999.
- BOTTEMA, M., DE WAAL, J.P., REGELING, E.J. **Some applications of the Lake IJssel/Lake Sloten wave data set**. Proc. 28th Int. Conf. Coastal Eng. ASCE, pp. 413–425, 2003.

- BRANCO, F. V. **Contribuições de swell gerado em tempestades distantes para o clima de ondas na costa brasileira**. Dissertação de mestrado. Inst. de Astronomia, Geofísica e C. Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de São Paulo. São Paulo, 2005.
- BRITTO, F. P. **Distribuição espaço-temporal da precipitação pluvial no estado do Rio Grande do Sul**. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, 2004.
- CANDELLA, R. N. **Estudo de casos de ondas no Atlântico Sul através de modelagem numérica**. p. 80. Dissertação de mestrado - Programa de Pós-graduação em Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1997.
- CAMPOS, R. M. **Análise dos extremos de onda no Rio de Janeiro associados a ciclones extratropicais no Atlântico Sul**. Tese de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2009.
- CARDOSO JÚNIOR, H. G. **Análise Bivariada de Extremos de Onda e Vento na Bacia de Campos**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) - COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil, 2004.
- CERQUEIRA, R. O.; POPPI, R. J; KUBOTA, L. T. **Utilização de filtro de transformada de Fourier para a minimização de ruídos em sinais analíticos**. Revista Química Nova. v. 23, 2000.
- COX, A. T.;CARDONE. **20 years of operational forecasting at ocean weather**. Proc. 7th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Banff, Alberta, Canada, 21-25, 2002.
- CUNHA, G.R. **Meteorologia: Fatos & Mitos**. Passo Fundo:EMBRAPA TRIGO, 1997.
- DAVIS JR, R. A. **Coastal Sedimentary Enviroments**. 2ed. Springer-Verlag. New York, 1985.
- DEAN, R. G.; DALRYMPLE, R. A. **Water wave mechanics for engineers and scientists**. Singapore: World Scientific, 1991.
- DYKES, J.D.; WANG, D.W.; BOOK, J.W. **An evaluation of a high-resolution operational wave forecasting system in the Adriatic Sea**. Journal of Marine Systems, v. 78, 2009.

- GORMAN, R. M., BRYAN, K. R., LAING, A. K. **Wave hindcast for the New Zealand region: nearshore validation and coastal wave climate.** New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research, v. 37, p. 567–588, 2003.
- HASSELMANN, K. et al. **Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP).** Deutsch. Hydrogr. Z., Suppl. A, 8, N° 12, 1973.
- HASSELMANN, D. E.; DUNCKEL, M.; EWING, J. A. **Directional Wave Spectra Observed during JONSWAP 1973.** J. Phys. Oceanogr, v. 10, p. 1264–1280, 1980.
- HOLTHUIJSEN, L. H., HERMAN, A., BOOIJ, N., **Phase-decoupled refraction–diffraction for spectral wave models.** Coastal Engineering. v. 49, p. 291–305, 2003.
- HOLTHUIJSEN, L. H. **Waves in oceanic and coastal waters.** Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 387 p.
- HSU, Y. J. G.; HSU, T. W.; LIN, J. G.; LIAU, J. M.; YANG, T. W.; LIN, F. J. **Nearshore Wave Predictions Around the Northeastern Coast of Taiwan** APEC/MRC/OMISAR - The Fourteenth Workshop on Ocean Models (WOM-14) Tainan, 2004
- INNOCENTINI, V., OLIVEIRA, F. A., PRADO, S. C. S. C. **Modelo de ondas aplicado ao caso 5-8 de maio de 2001.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 18, p. 97-104, 2003.
- JIN, K.; JI, Z. **Technical Note Calibration and verification of a spectral wind– wave model for Lake Okeechobee.** Ocean Engineering, v.28, 2001.
- KOMEN, G.J., HASSELMANN S., HASSELMANN K. **On the existence of a fully developed wind sea spectrum,** J. Phys. Oceanogr., v. 14, p. 1271-1285, 1984.
- KOUSKY, V., M. KAGANO, AND I. CAVALCANTI. **A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies.** Tellus, 36A, 490-504, 1984.
- LEE, B. C; CHIEN, H.; CHENG, H.; CHIOU, M. **Evaluation of Operational Wave Forecasts for the Northeastern Coast of Taiwan.** Terr. Atmos. Ocean. Sci., Vol. 21, No. 1, 195-210, 2010.
- MASSEL, S. R. **Ocean surface waves: their physics and prediction.** Singapore: World Scientific, 1996.

- MARQUES, J. & PINHEIRO, F. M. A. **Aspectos meteorológicos das recentes ressacas no litoral do Rio de Janeiro.** Resumos expandidos da XII Semana Nacional de Oceanografia. Rio de Janeiro, RJ. 357-359. 1999.
- MARQUES DA CRUZ, L. M.. **Estudo comparativo de variações espaciais e temporais nas forçantes meteorológicas em um modelo de ondas de terceira geração no oceano Atlântico Sul.** Tese de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2004.
- MEIRELLES, S. **Avaliação da modelagem de ondas superficiais de gravidade quanto ao fenômeno de difração.** Monografia (Graduação em Oceanografia) - Instituto de Geociências da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2007.
- MENDES, A. L. T. **Investigação Sobre a Dispersão de Ondas de Gravidade na Bacia de Campos.** Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) - COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil, 2005.
- MILES, J. W., **On the generation of surface waves by shear flows.** J. Fluid Mech., v. 22. p. 185-204. 1957.
- MILLAR, D. L.; SMITH, H. C. M.; REEVE, D. E.; **Modelling analysis of the sensitivity of shoreline change to a wave farm.** Ocean Engineering. v. 34, p.884–901, 2007.
- MOGHIMI, S.; GAYER, G.; GUNTHER, H.; SHAFIEEFAR, M. **Application of third generation shallow water wave models in a tidal environment.** Ocean Dynamics, v. 55, p. 10–27, 2005.
- MOON, I.; GINIS, I.; HARA, T. **Effect of Surface Waves on Air–Sea Momentum Exchange. Part II: Behavior of Drag Coefficient under Tropical Cyclones.** Journal of the Atmospheric Sciences, v. 61, 2004.
- MONTEIRO, C. A. F. **Clima.** In: Geografia do Brasil. Grande Região Sul. Rio de Janeiro, Fundação IBGE, v.5, p.114-136, 1949.
- MORETTIN, P. A.; TOLOI, C. M. C. **Análise de séries temporais.** 2. ed. [rev. e ampl.] São Paulo, SP: Edgard Blücher, 2006. 538 p.

- NICOLODI, J. L. **O padrão de ondas no lago Guaíba e sua influência nos processos de sedimentação**. Tese Doutorado (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2007.
- NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. 2 ed, Rio de Janeiro, IBGE. 1989.
- OCHI, M. K. **Ocean waves: the stochastic approach**. Cambridge, UK: New York: 1998. xii, 319 p.
- PADILLA-HERNÁNDEZ, R.; PERRIE, W.; TOULANY, B.; SMITH, P. C. **Modeling of Two Northwest Atlantic Storms with Third-Generation Wave Models**. Weather and Forecasting. Vol. 22, Iss. 6, pp. 1229. 2007.
- PATERLINI, A. Z. **Reconstituição da agitação marítima no litoral do Espírito Santo: caso de junho de 2006**. Monografia de Graduação em Oceanografia. Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade Federal do Espírito Santo. Vitória, 2009.
- PEZZA, A. B. **Ondas de frio na América do Sul e as trajetórias dos ciclones e anticiclones extratropicais: Climatologia Sinótica**. Tese de Doutorado, IAG – USP, São Paulo, 2003.
- PHILLIPS, O. M. **On the generation of wave by turbulence wind**. J. Fluid Mech., v. 2, p. 417-445. 1957.
- PIANCA, C., MAZZINI, P. L. F.; SIEGLE, E. **Brazilian offshore wave climate based on NWW3 Reanalysis**. Brazilian Journal of Oceanography, 58(1):53-70, 2010
- PINHO, U. F., 2003, **Caracterização dos Estados de Mar na Baía de Campos**. Tese M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- PIRES-SILVA, A.; MAKARYNSKY, O.; MONBALIU, J.; VENTURA-SOARES, C.; COELHO, E. **WAM/SWAN simulations in an open coast: comparisons with ADCP measurements**, in: Gomes, F.V. *et al.* (Ed.) (2002). Littoral 2002: 6th International Symposium Proceedings: a multi-disciplinary Symposium on Coastal Zone Research, Management and Planning, Porto, 22-26 September 2002. v. 2. p. 169-173, 2002.
- PIUMBINI, P. P. **Estudo da refração de ondas de gravidade na Baía do Espírito Santo** Monografia de Graduação em Oceanografia. Departamento de Ecologia e Recursos Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo. Vitória, 2006.

- PIUMBINI, P. P. **Clima de Ondas de Gravidade e Estado de Agitação Marítima em Ambientes Marinhos no Espírito Santo**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2009.
- RIS, R.C. **Spectral modelling of wind waves in coastal areas**. Thesis, Delft University of Technology, Netherlands: Delft University Press, 1997.
- ROCHA, R. P.; SUGAHARA, S.; SILVEIRA, R. **Sea Waves Generated by Extratropical Cyclones in the South Atlantic Ocean: Hindcast and Validation against Altimeter Data**. *Weather and Forecasting*, v. 19, pp. 398-410, 2004.
- ROGERS, W.E., HWANG, P.A., WANG, D.W. **Investigation of wave growth and decay in the SWAN model: three regional-scale applications**. *J. Phys. Oceanogr.* 33, 366–389, 2003.
- RUSTICUCCI, M.; VARGAS, W. **Synoptic situations related to spells of extreme temperatures over Argentina**. *Meteorol. Appl.*, v. 2, p. 291-300 1995.
- RUSU, E.; PILAR, P.; GUEDES SOARES, C. **Hindcast of the wave conditions along the west Iberian coast**. *Coastal Engineering*. v. 55, p. 906–919, 2008a.
- RUSU, E.; PILAR, P.; GUEDES SOARES, C. **Evaluation of the wave conditions in Madeira Archipelago with spectral models**. *Ocean Engineering*. v. 35, p. 1357-1371, 2008b.
- RUSU, E., SOARES, C. G. **Numerical modelling to estimate the spatial distribution of the wave energy in the Portuguese nearshore**. *Renewable Energy*, p. 1-16, 2009.
- SCHNEGGENBURGER C, GUNTHER H, ROSENTHAL W. **Spectral wave modelling with non-linear dissipation: validation and applications in a coastal tidal environment**. *Coast Eng* 41:201–235, 2000.
- SILVA, F. L. C. **Investigações sobre a chegada de ondulações (swell) em situações de bom tempo na Baía de Campos**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) - COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil, 2008.
- SORENSEN, R. M. *Basic coastal engineering*. 3rd ed. New York, N.Y.: Springer, 2006. xii, 324 p.

- STRAUSS, D., MIRFERENDESK, H. and TOMLINSON, R. **Comparison of two wave models for Gold Coast, Australia.** Journal of Coastal Research - (Proceedings of the 9th International Coastal Symposium), p. 312 – 316. 2007.
- SUGUIO, K. **Tópicos de Geociências para o Desenvolvimento Sustentável: as Regiões Litorâneas.** Geologia USP: Série Didática, v. 2, n. 1, 2003.
- TOLMAN, H. L.; CHALIKOV, D. **Source Terms in a Third-Generation Wind Wave Model.** J. Phys. Oceanogr., v. 26, pp. 2497-2518, 1996.
- TOLMAN, H. L.; BALASUBRAMANIYAN, B.; BURROUGHS, L. D. e outros. **Development and Implementation of Wind-Generated Ocean Surface Wave Models at NCEP*.** NCEP notes: Weather and Forecasting. v. 17, 2002.
- TOLMAN, H. L. **User Manual and System Documentation of WAVEWATCHIII version 3.14.** U. S. Department of Commerce. National Oceanic and Atmospheric Administration. National Weather Service. National Centers for Environmental Prediction. Technical Note. 2009.
- VIOLANTE DE CARVALHO N. **Investigação sobre a evolução do clima de ondas na Bacia de Campos e a correlação com as situações meteorológicas associadas.** Dissertação de Mestrado, COPPE, UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil, 1998.
- XU, F.; PERRIE, W.; TOULANY, B.; SMITH, P. **Wind-generated waves in Hurricane Juan.** Ocean Modelling. v. 16, p. 188–205, 2007.
- WAMDI GROUP. The WAM Model - **A Third Generation Ocean Wave Prediction Model,** J. Phys. Oceanogr., v. 18, n.12, pp. 1775-1810 , 1988.
- WHEELER, M. C. **Seasonal climate summary southern hemisphere (summer 2007-08): mature La Niña, an active MJO, strongly positive SAM, and highly anomalous sea-ice.** Aust. Met. Mag. v. 57, p. 379-393, 2008.
- WMO - World Meteorological Organization. EL NIÑO/LA NIÑA UPDATE, 2008.
- WESTHUYSEN, A. J.; ZIJLEMA, M.; BATTJES, J. A. **Nonlinear saturation-based whitecapping dissipation in SWAN for deep and shallow water.** Coastal Engineering, v. 54, 2007.

- YOUNG, I. R. **Wind Generated Ocean Waves**. Elsevier Ocean Engineering Book Series. v. 2 1999.