sid.inpe.br/mtc-m19/2013/03.12.16.55 -TDI

CARACTERIZAÇÃO DO PADRÃO DE ONDAS NA COSTA DO BRASIL POR MEIO DE MODELAGEM NUMÉRICA

Philipp Edson Dias da Silva

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Valdir Innocentini, aprovada em 26 de março de 2013.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DMU86H>

INPE
São José dos Campos
2013

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GB)
Serviço de Informação e Documentação (SID)
Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/6921
Fax: (012) 3208-6919
E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):
Presidente:
Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Membros:
Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)
Drª Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)
Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)
Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)
Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)
Drª Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação
Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)
BIBLIOTECA DIGITAL:
Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)
REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:
Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)
EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:
Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Luciana Manacero - Serviço de Informação e Documentação (SID)

sid.inpe.br/mtc-m19/2013/03.12.16.55 -TDI

CARACTERIZAÇÃO DO PADRÃO DE ONDAS NA COSTA DO BRASIL POR MEIO DE MODELAGEM NUMÉRICA

Philipp Edson Dias da Silva

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Valdir Innocentini, aprovada em 26 de março de 2013.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DMU86H>

INPE
São José dos Campos
2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Dias da Silva, Philipp Edson.
D543c Caracterização do padrão de ondas na costa do Brasil por meio de modelagem numérica / Philipp Edson Dias da Silva. – São José dos Campos : INPE, 2013.
xxxiv + 194 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/03.12.16.55 -TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.
Orientador : Dr. Valdir Innocentini.

1. ondas. 2. validação. 3. hindcast. 4. ENOS. 5. processos costeiros. . I.Título.

CDU 551.465.7(81)

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de ***Mestre*** em

Meteorologia

Dr. Manoel Alonso Gan

Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Valdir Innocentini

Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. José Paulo Bonatti

Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. João Antonio Lorenzzetti

Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Julio Tomás Aquije Chacaltana

Convidado(a) / UFES / Vilha Velha - VI

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(x) unanimidade

Aluno (a): ***Philipp Edson Dias da Silva***

São José dos Campos, 26 de Março de 2013

"Quando penso que cheguei ao meu limite descubro que tenho forças para ir além".

Ayrton Senna

A meus pais Edson e Lina e meus irmãos pela paciência, compreensão e infinito amor.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus por ter me dado força, saúde e perserverança durante todos os momentos deste trabalho. Minha gratidão te dou Senhor.

A meus pais Edson e Lina pela formação que me deram, principalmente pelo caráter, dignidade e ética. A meus irmãos Lucas e Gabriel pela compreensão e apoio.

Ao meu orientador, Dr. Valdir Innocentini, pela compreensão, paciência e contribuição no trabalho, fatores que contribuíuram muito para o meu crescimento científico e profissional.

A Mariana Pallotta, pelo companherismo em todos os momentos. Obrigado pelo incentivo, compreensão, paciência e pela grande ajuda ao longo desta etapa da vida. Nunca esquecei de tudo o que fez por mim.

Ao meu amigo, Iury Gonçalves, pela grande ajuda que sempre me deu na dissertação, revisando textos, ajudando com o latex, entre muitas outras.

Aos doutores e amigos Gustavo Escobar, Marcelo Seluchi e Maurício Bolzan por acreditarem no meu potencial e me recomendarem a Pós-graduação em Meteorologia do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Ao Dr. Gilvan Sampaio e Me. Marcos Sanches pela compreensão e apoio durante a realização do mestrado.

Aos membros da banca do Exame de Proposta, professores Dr. José Bonatti e Dr. Manoel Gan, pelas sugestões e críticas que contribuíram muito para o desenvolvimento deste trabalho.

Aos professores e doutores Nelson Ferreira, Pablo Reyes, Marcos Oyama, Clóvis Sansigolo, Maria Paulete e Iracema Cavalcanti pelas contribuições na minha formação, estando sempre disponíveis a ajudar.

Aos amigos, Alexandre Flügel, Bianca Palandi, Carlos Renato, Caroline Vidal, Fabrício Zimmerer, Fernando Ii, Fernando Molinari, Fernando Arantes, Frederico Angelis, Henri Pinheiro, Laís Caroline, Lincoln Alves, Luis Branco, Jojhy Sakuragi, Joyce Moquiuti, Kelen Andrade, Monica Lima, Olívio Bahia, Rafael Scremin, Thiago Veloso, Ubiratan Tavares e William Escobar, que sempre torceram por mim e me apoiaram mesmo estando distantes.

Aos amigos do Mestrado em Meteorologia de 2011, obrigado pelo companherismo e parceria de todos vocês.

Aos amigos do ECMWF, Iain Russell, Juan Dominguez, Sandor Kertesz, Silvie Lamy-Thepaut, Stephan Siemen e Vesa Karhila, pela ajuda e suporte com o Metview.

Aos amigos da Avibras, Anderson, Adriano, Castilho, Campoy, Emerson, Katia, Matheus, Paulo, Rogério e todos outros, que sempre me apoiaram e torceram pelo meu sucesso pessoal e profissional.

Às secretárias do Departamento de Pós-Graduação em Meteorologia, Simone e Luana, por todo o auxílio durante esses últimos 2 anos.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro durante parte da realização deste trabalho.

RESUMO

A agitação marítima global é caracterizada principalmente por ondas que surgem pela interação oceano-atmosfera conhecidas como ondas de gravidade. A formação dessas ondas ocorre principalmente nas latitudes médias, região dos ventos alísios e anticiclones semipermanentes, tendo um papel importante na variabilidade global do clima de ondas e no transporte de sedimentos. Este trabalho teve por objetivo principal realizar um estudo do padrão sazonal do clima de ondas, identificar os eventos extremos no litoral brasileiro e mensurar o transporte longitudinal de sedimentos na ocorrência desses eventos na Baía do Espírito Santo (BES) através de simulações numéricas. O trabalho foi dividido em cinco etapas. Na primeira etapa foi realizado um *hindcast* do modelo *Wave Watch III* (HWW3) entre os anos de 1979 a 2010 com forçantes da reanálise *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR). Os resultados proporcionaram a visualização dos principais padrões do clima de ondas global e como estes variam na escala intrasazonal. A segunda etapa consistiu na validação do HWW3 com dados de boias do *National Data Buoy Center*, onde foi observado que o modelo representou muito bem o clima de ondas das regiões estudadas no Oceano Pacífico e Atlântico, identificando as principais variações sazonais e anuais. Na terceira etapa foi realizado um estudo detalhado do clima de ondas e da distribuição de eventos extremos no litoral brasileiro, o qual revelou uma nova classificação dividida em cinco partes: litoral voltado para o hemisfério Norte, litoral Região Nordeste voltado para África, litoral sul da BA até o norte do RJ, litoral centro-sul do RJ até norte de SC e litoral sul de SC e RS. A análise sazonal proporcionou a identificação dos fenômenos de escala climática que influenciam o campo de ondas no Atlântico Sul, como o El Niño Oscilação Sul. Na escala interanual, as anomalias de altura significativa das ondas (HSG) indicaram uma inversão do sinal, positiva para anos de El Niño (EN) e negativa para anos de La Niña (LN). A etapa 4 consistiu na elaboração de um algoritmo para a classificação de eventos severos de ondas por classes (3, 4 e 5 metros) e por anos no ponto mais próximo a BES. Tal classificação se mostrou conclusiva, pois em anos do fenômeno EN a ocorrência de eventos mais significativos acima de 5 m é maior. Na etapa 5 foram realizadas simulações na BES das ondas em águas rasas com o modelo SWAN e a estimativa do transporte de sedimentos longitudinal (TSL) com o modelo ESTSED. Os resultados apresentaram características importantes das ondas, como os efeitos de difração devido ao quebra-mares do Porto de Tubarão e refração em águas costeiras. Em função disso, os experimentos de estimativa do TSL indicaram que as características das ondas que adentram a BES e a Baía de Vitória (BVT) tem um papel muito importante no transporte de sedimentos. Foi identificado que a entrada da BVT, parte leste da praia de Camburi e a área atrás do Porto de Tubarão apresentam TSL positivo e pode ser associado a um perfil de progradação costeira, por outro lado, a parte oeste e central da praia de Camburi apresentam TSL negativa e um perfil de erosão costeira.

CHARACTERIZATION OF THE WAVES PATTERN IN THE COAST OF BRAZIL BY NUMERICAL MODELING.

ABSTRACT

Global sea waves are featured especially by waves that arise because of ocean-atmosphere interations known as gravity waves. The formation of these waves occurs mainly on middle latitudes, trade winds zone and also of semipermanent cyclones, and they have an important role on global waves climate variability and also on sediment transport. This work had as main objective to study the climate wave seasonal pattern, to identify the extreme events on brazilian coastline and to measure the longitudinal sediment transport (TSL) ocurred in Espírito Santo's Bay (BES) using numerical simulations. This work is divided in five stages. On first stage was done a hindcast of Wave Watch III model (HWW3) from 1979 to 2010 with forcing of Climate Forecast System Reanalysis (CFSR). The results provided the viewing of main patterns of global wave climate and how these vary in intraseasonal scale. The second stage consisted on the HWW3 validation using buoy data from National Data Buoy Center, in which was observed that the model represented very well the wave climate in the studied areas on Pacific and Atlantic Ocean, identifying seasonal and anual main variations. On third stage was done a detailed study of wave climate and extreme events distribution on brazilian coastline, which revealed a new classification divided in five areas: coastline facing Northern Hemisphere, Northeast coastline facing Africa, South Bahia's coastline until North of Rio de Janeiro, South Central Rio de Janeiro's coastline until North of Santa Catarina, and South Santa Catarina's coastline and Rio Grande do Sul. The seasonal analysis provided the identification of climate scale phenomena that influence the field of waves on South Atlantic, as El Niño Southern Oscilation. On interanual scale, significant wave high (HSG) anomalies indicated an invertion of sign, been positive for years of El Niño (EN) and negative for years of La Niña (LN). Stage 4 consisted on developing an algorithm to classify the severe wave events by classes (3, 4 and 5 meters) and by years in the closest point to the BES. Such classification showed to be conclusive, because on the years of EN the occurence of more significative events over 5 meters is higher. On stage 5 were done shallow-water wave simulation using model SWAN on BES and the estimating TSL with ESTSED model. The results presented important features of waves, as diffraction effects due to Tubarão's Port breakwaters and refraction in coastal waters. In function of that, the estimating experiments of TSL indicate that features of waves that enter into BES and Vitória's Bay (BVT) have a very important role on sediment transport. It was identified that the BVT entrance, the Eastern part of Camburi's beach and the area behind Tubarão's Port present a pattern of coastal progradation, on the other hand, western and central part of Camburi's beach present a pattern of coastal erosion.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

2.1 Características de uma onda senoidal simples. 5
2.2 Distribuição de frequência das ondas no oceano por tipo, força geradora e força restauradora. 6
2.3 Esquema representativo da formação das ondas. Representação da região de geração das vagas (pista) e região dos marulhos (pós-pista). 7
2.4 Exemplo da ocorrência de vagas no litoral do Rio de Janeiro - Praia de Copacabana - no dia 29 de Maio de 2010 durante a passagem de um sistema frontal. 8
2.5 Exemplo da ocorrência de marulhos no litoral de Fernando de Noronha no dia 16 de Janeiro de 2013 devido a um forte ciclone no Atlântico Norte. 8
2.6 Distribuição anual das isolinhas de frequência das ciclôgeneses. 9
2.7 Exemplo: Ocorrência de um Sistema Frontal entre os dias 03/06 e 05/06 de 2012. 10
2.8 Exemplo: Ocorrência de um Anticiclone Polar Migratório entre os dias 31/05 e 02/06 de 2012. 11
2.9 Variabilidade interanual da ZCIT. Representação do posicionamento médio para o mês de janeiro (azul) e julho (vermelho). 12
2.10 Característica regular/irregular das ondas para três diferentes larguras do espectro. 17
2.11 Litoral brasileiro em compartimentos. 25

3.1 Batimetria em metros do domínio global - modelo WW3. A resolução espacial é de 0,6248°. 34
3.2 Batimetria em metros dos domínios região a)Sul, b)Sudeste e c)Nordeste - modelo WW3. A resolução espacial é de 0,3124° em cada domínio. . . . 35
3.3 Área 1: Região do Havaí - EUA. 38
3.4 Área 2: Região da Costa Oeste dos EUA. 40
3.5 Área 3: Região da Costa Leste dos EUA. 41
3.6 Área 4: Região do Golfo do México. 42
3.7 Área 5: Região do Atlântico Tropical. 43
3.8 Localização do estado do Espírito Santo e da capital Vitória. 49
3.9 Descrição da área de estudo na cidade de Vitória - ES. 50

3.10 Batimetria em metros do domínio Espírito Santo - modelo WW3. A resolução espacial é de 0,05°. 54
3.11 Batimetria em metros do domínio Vitória - modelo SWAN. A resolução espacial é de 0,005°. 54
3.12 Batimetria em metros do domínio Baía do Espírito Santo - modelo SWAN. A resolução espacial é de 0,001°. 55
3.13 Transporte de sedimentos longitudinal em relação ao ângulo de incidência da onda e a inclinação da batimetria. 62
3.14 Pontos selecionados para o cálculo do TSL através do modelo ESTSED. . 63

4.1 Tempo de *spin-up* da HSG (m) do modelo WW3 no domínio Global sobre o Oceano Atlântico. Na figura superior, ponto sobre o OA no hemisfério norte e, na figura inferior, sobre o hemisfério sul. 66
4.2 Tempo de *spin-up* da HSG (m) do modelo WW3 no domínio Global sobre o Oceano Pacífico. Na figura superior, ponto sobre o OP no hemisfério norte e, na figura inferior, sobre o hemisfério sul. 67
4.3 Tempo de *spin-up* da HSG (m) do modelo WW3 no domínio Global sobre o Oceano Índico. Na figura superior, ponto sobre o OI no hemisfério norte e, na figura inferior, sobre o hemisfério sul. 68
4.4 Evolução temporal da altura significativa de ondas (m) no Oceano Atlântico Sul durante o período de 01 de janeiro de 1979 às 00Z a 01 de janeiro de 1990 às 00Z. 69
4.5 Evolução temporal da altura significativa de ondas (m) no Oceano Atlântico Sul durante o período de 01 de janeiro de 1990 às 00Z a 01 de janeiro de 2000 às 00Z. 69
4.6 Evolução temporal da altura significativa de ondas (m) no Oceano Atlântico Sul durante o período de 01 de janeiro de 2000 às 00Z a 31 de dezembro de 2010 às 23Z. 70
4.7 Média sazonal da velocidade ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e direção do vento a 10 m da superfície entre os anos de 1980 e 2010. 71
4.8 Média sazonal da altura significativa de ondas (m) e direção do período de pico entre os anos de 1980 e 2010. 72
4.9 Velocidade do vento ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e linhas de corrente entre os dias 21 e 29 de março de 2004 durante a ocorrência do furacão Catarina. 75
4.10 Altura significativa de ondas (m) entre os dias 21 e 29 de março de 2004 durante a ocorrência do furacão Catarina. 76

5.1 Gráfico do viés (m) sobre a região do Havaí entre os anos de 1985 a 2010. 79

5.2 Gráfico do EQM (m) sobre a região do Havaí entre os anos de 1985 a 2010. 80
5.3 Gráfico do IE (%) sobre a região do Havaí entre os anos de 1985 a 2010. 81
5.4 Gráfico do viés (m) sobre a região da Costa Oeste dos EUA entre os anos de 1985 a 2010. 82
5.5 Gráfico do EQM (m) sobre a região da Costa Oeste dos EUA entre os anos de 1985 a 2010. 83
5.6 Gráfico do IE (%) sobre a região da Costa Oeste dos EUA entre os anos de 1985 a 2010. 83
5.7 Gráfico do viés (m) sobre a região da Costa Leste dos EUA entre os anos de 1990 a 2007. 84
5.8 Gráfico do EQM (m) sobre a região da Costa Leste dos EUA entre os anos de 1990 a 2007. 85
5.9 Gráfico do IE (%) sobre a região da Costa Leste dos EUA entre os anos de 1990 a 2007. 86
5.10 Gráfico do viés (m) sobre a região do Golfo do México entre os anos de 1980 a 2010. 87
5.11 Gráfico do EQM (m) sobre a região do Golfo do México entre os anos de 1980 a 2010. 87
5.12 Gráfico do IE (%) sobre a região do Golfo do México entre os anos de 1980 a 2010. 88
5.13 Gráfico do viés (m) sobre a região do Atlântico Tropical entre os anos de 2006 a 2010. 89
5.14 Gráfico do EQM (m) sobre a região do Atlântico Tropical entre os anos de 2006 a 2010. 90
5.15 Gráfico do IE (%) sobre a região do Atlântico Tropical entre os anos de 2006 a 2010. 91

6.1 Media sazonal nos meses de DJF entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e direção do vento, b) altura significativa (m) e direção da onda e c) período (s) e direção de pico. 95
6.2 Desvio padrão nos meses de DJF entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade do vento ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e b) altura significativa da onda (m). . . . 96
6.3 Variância nos meses de DJF entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade do vento ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e b) altura significativa da onda (m). 97
6.4 Média sazonal do fluxo de energia da onda (kW/m) nos meses de DJF entre os anos de 1980 a 2010. 98

6.5 Media sazonal nos meses de MAM entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade ($m\,s^{-1}$) e direção do vento, b) altura significativa (m) e direção da onda e c) período (s) e direção de pico. 100
6.6 Desvio padrão nos meses de MAM entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade do vento ($m\,s^{-1}$) e b) altura significativa da onda (m). . . . 101
6.7 Variância nos meses de MAM entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade do vento ($m\,s^{-1}$) e b) altura significativa da onda (m). 102
6.8 Média sazonal do fluxo de energia da onda (kW/m) nos meses de MAM entre os anos de 1980 a 2010. 103
6.9 Media sazonal nos meses de JJA entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade ($m\,s^{-1}$) e direção do vento, b) altura significativa (m) e direção da onda e c) período (s) e direção de pico. 106
6.10 Desvio padrão nos meses de JJA entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade do vento ($m\,s^{-1}$) e b) altura significativa da onda (m). 107
6.11 Variância nos meses de JJA entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade do vento ($m\,s^{-1}$) e b) altura significativa da onda (m). 108
6.12 Média sazonal do fluxo de energia da onda (kW/m) nos meses de JJA entre os anos de 1980 a 2010. 109
6.13 Media sazonal nos meses de SON entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade ($m\,s^{-1}$) e direção do vento, b) altura significativa (m) e direção da onda e c) período (s) e direção de pico. 111
6.14 Desvio padrão nos meses de SON entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade do vento ($m\,s^{-1}$) e b) altura significativa da onda (m). . . . 112
6.15 Variância nos meses de SON entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade do vento ($m\,s^{-1}$) e b) altura significativa da onda (m). 113
6.16 Média sazonal do fluxo de energia da onda (kW/m) nos meses de SON entre os anos de 1980 a 2010. 114
6.17 Percentis 50%, 70%, 90%, 95% e 99% da velocidade do vento ($m\,s^{-1}$) em DJF entre os anos de 1980 a 2010. 116
6.18 Percentis 50%, 70%, 90%, 95% e 99% de altura significativa da onda (m) em DJF entre os anos de 1980 a 2010. 117
6.19 Percentis 50%, 70%, 90%, 95% e 99% da velocidade do vento ($m\,s^{-1}$) em MAM entre os anos de 1980 a 2010. 119
6.20 Percentis 50%, 70%, 90%, 95% e 99% de altura significativa da onda (m) em MAM entre os anos de 1980 a 2010. 120
6.21 Percentis 50%, 70%, 90%, 95% e 99% da velocidade do vento ($m\,s^{-1}$) em JJA entre os anos de 1980 a 2010. 122

6.22 Percentis 50%, 70%, 90%, 95% e 99% de altura significativa da onda (m) em JJA entre os anos de 1980 a 2010. 123
6.23 Percentis 50%, 70%, 90%, 95% e 99% da velocidade do vento ($m\,s^{-1}$) em SON entre os anos de 1980 a 2010. 125
6.24 Percentis 50%, 70%, 90%, 95% e 99% de altura significativa da onda (m) em SON entre os anos de 1980 a 2010. 126
6.25 Índice NINO 3.4. 128
6.26 Anomalias de densidade de sistemas (SD) e pressão central (CP) para os ciclones extratropicais rastreados de 1977 a 2000 durante os anos de fortes (Figura 6.26a, b) e fracos (6.26c, d) EN. 129
6.27 Anomalia de altura significativa das ondas para DJF entre os anos de 1980 e 1995. 130
6.28 Anomalia de altura significativa das ondas para DJF entre os anos de 1996 e 2010. 131
6.29 Mapa do clima e extremos de alturas de ondas proposto para o litoral brasileiro obtido através do estudo estatístico do experimento HWW3 entre os anos de 1980 e 2010. A escala de 1 (azul) para 5 (vermelho) representa os litorais com menor e maior intensidade de eventos extremos de ondas. 135

7.1 Gráfico do número de casos selecionados em função da altura significativa de ondas (m) entre os anos de 1979 a 2010 acima de 3 (azul), 4 (laranja) e 5 (verde) metros. 141

8.1 Domínios, resolução espacial e pontos utilizados para a simulação dos três casos selecionados na BES com os modelos WW3, SWAN e ESTSED. 145
8.2 Velocidade ($m\,s^{-1}$) e linha de corrente do vento da reanálise CFSR entre os dias 05 e 13 de abril de 2010. 148
8.3 Altura significativa (m) e direção das ondas do modelo WW3 - domínio Global - entre os dias 05 e 13 de abril de 2010. 149
8.4 Evolução da altura significativa (m) e direção da onda (azul) e período (s) e direção de pico (vermelho) do modelo WW3 - domínio Global - entre os dias 05 e 13 de abril de 2010 no ponto latitude 22,092°S e longitude 319,933°. 150
8.5 Altura significativa (m) e direção das ondas do modelo SWAN - domínio BES - no dia 09 de abril de 2010. 151

8.6 Transporte de sedimentos longitudinal oriundo do modelo ESTSED para d_{50}=0,5 mm nos pontos P1, P2, P3, P4 e P5 entre os dias 05 e 13 de abril de 2010. 154
8.7 Velocidade ($m\,s^{-1}$) e linha de corrente do vento da reanálise CFSR entre os dias 22 e 30 de setembro de 1983. 157
8.8 Altura significativa (m) e direção das ondas do modelo WW3 - domínio Global - entre os dias 22 e 30 de setembro de 1983. 158
8.9 Evolução da altura significativa (m) e direção da onda (azul) e período (s) e direção de pico (vermelho) do modelo WW3 - domínio Global - entre os dias 22 e 30 de setembro de 1983 no ponto latitude 22,092°S e longitude 319,933°. 159
8.10 Altura significativa (m) e direção das ondas do modelo SWAN - domínio BES - no dia 26 de setembro de 1983. 160
8.11 Transporte de sedimentos longitudinal oriundo do modelo ESTSED para d_{50}=0,5 mm nos pontos P1, P2, P3, P4 e P5 entre os dias 22 e 30 de setembro de 1983. 163
8.12 Velocidade ($m\,s^{-1}$) e linha de corrente do vento da reanálise CFSR entre os dias 14 e 22 de abril de 1981. 166
8.13 Altura significativa (m) e direção das ondas do modelo WW3 - domínio Global - entre os dias 14 e 22 de abril de 1981. 167
8.14 Evolução da altura significativa (m) e direção da onda (azul) e período (s) e direção de pico (vermelho) do modelo WW3 - domínio Global - entre os dias 14 e 22 de abril de 1981 no ponto latitude 22,092°S e longitude 319,933°. 168
8.15 Altura significativa (m) e direção das ondas do modelo SWAN - domínio BES - no dia 18 de abril de 1981. 169
8.16 Transporte de sedimentos longitudinal oriundo do modelo ESTSED para d_{50}=0,5 mm nos pontos P1, P2, P3, P4 e P5 entre os dias 14 e 22 de abril de 1981. 172

A.1 Evolução geográfica da praia de Camburi, Baía Espírito Santo - ES. Período: 1970. 190
A.2 Evolução geográfica da praia de Camburi, Baía Espírito Santo - ES. Período: 1978. 191
A.3 Evolução geográfica da praia de Camburi, Baía Espírito Santo - ES. Período: 1986. 192

A.4 Evolução geográfica da praia de Camburi, Baía Espírito Santo - ES. Período: 1998. 193
A.5 Evolução geográfica da praia de Camburi, Baía Espírito Santo - ES. Período: 2007. 194

LISTA DE TABELAS

Pág.

2.1 Importância dos processos físicos em águas profundas, rasas e costeiras. O nível de importância dos processos são definidos como: • • • - dominante, • • - significativo, • - menor importância, ○ - desprezado. 20
2.2 Taxas de processos perpendiculares típicos de perda (negativo) e ganho (positivo) e as mudanças litorâneas associadas. * A razão de perda dos processos transientes é zero, uma vez que serão recuperados com o tempo. O termo O significa ordem. 28
2.3 Taxas de transporte de sedimentos paralelo (integrado em toda a zona de arrebentação) à costa de baixa energia (por exemplo, a costa do Mediterrâneo) e as mudanças litorâneas associadas (negativo = recuo da linha costeira). 29
2.4 Taxas de transporte de sedimentos paralelo (integrado em toda a zona de arrebentação) à costa de alta energia (por exemplo, a costa da Holanda e dos EUA) e as mudanças litorâneas associadas (negativo = recuo da linha costeira). 30

3.1 Comparação entre as reanálises R1/R2 e CFSR. 33
3.2 Configuração dos domínios no experimento HWW3. 34
3.3 Descrição da quantidade de boias e o período dos dados por área de estudo. 38
3.4 Informações das boias utilizadas na região do Havaí 38
3.5 Informações das boias utilizadas na região da Costa Oeste dos EUA. . . 39
3.6 Informações das boias utilizadas na região da Costa Leste dos EUA. . . . 40
3.7 Informações das boias utilizadas na região do Golfo do México. 41
3.8 Informações das boias utilizadas na região do Atlântico Tropical. 42

4.1 Execução do modelo WW3 no cluster SGI. 65

6.1 Classificação dos anos de ENOS mais significativos entre 1980 e 2012. . . 127

7.1 Descrição geral dos 10 casos mais significativos de ondas no ponto - 22,092°S e 319,933°. 143

8.1 Informações do diâmetro médio da areia utilizado nas simulações do modelo ESTSED. 146

8.2 Taxa líquida do TSL ($m^3\,3hr^{-1}$) entre os dias 07 e 11 de abril de 2010 nos pontos P1, P2, P3, P4 e P5. 155
8.3 Taxa líquida do TSL ($m^3\,dia^{-1}$) entre os dias 22 e 30 de setembro de 1983 (Caso 2) nos pontos P1, P2, P3, P4 e P5. 164
8.4 Taxa líquida do TSL ($m^3\,dia^{-1}$) entre os dias 17 e 19 de abril de 1981 (Caso 5) nos pontos P1, P2, P3, P4 e P5. 173
8.5 Processos costeiros associados a estimativa de TSL do modelo ESTSED resultante dos casos 1, 2 e 5. 174

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AM	–	Amazonas
AMS	–	América do Sul
ANM	–	Aumento do Nível do Mar
ANOM	–	Anomalia sazonal
APM	–	Anticlone Polar Migratório
AS	–	Oceano Atlântico Sul
ASAS	–	Anticlone Subtropical do Atlântico Sul
AT	–	Atlântico Tropical
BA	–	Bahia
BES	–	Baía do Espírito Santo
BVT	–	Baía de Vitória
CFSR	–	Climate Forecast System Reanalysis
CE	–	Ceará
CLE	–	Costa Leste dos EUA
COE	–	Costa Oeste dos EUA
CP	–	Pressão central
DIA	–	Discret Interactions Approximation
DJF	–	Dezembro, janeiro e fevereiro
DP	–	Desvio Padrão
ECMWF	–	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EN	–	El Niño
ENOS	–	El Niño Oscilação Sul
EQM	–	Raiz do Erro Quadrado Médio
ERA-40	–	ECMWF 40 Year Re-analysis
ES	–	Espírito Santo
ESTSED	–	Estimador de transporte de sedimentos longitudinal
EUA	–	Estados Unidos da América
FAPESP	–	Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo
GB	–	Gigabytes
GDAS	–	Global Data Assimilation
GM	–	Golfo do México
GRIB	–	Gridded Binary
HD	–	Hard Disk
HN	–	Hemisfério Norte
HS	–	Hemisfério Sul
HSG	–	Altura Significativa das Ondas
HW	–	Havaí
HWW3	–	Hindcast Wave Watch III
IBGE	–	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

IE	–	Índice de Espalhamento
IPCC	–	Intergovernmental Panel on Climate Change
IRI	–	Intergovernmental
JJA	–	Junho, julho e agosto
JONSWAP	–	Joint North Sea Wave Project
LN	–	La Niña
MA	–	Maranhão
MAM	–	Março, abril e maio
MMM	–	Estação do ano
$\overline{MMM}$	–	Média sazonal
$\overline{MMM}_{total}$	–	Média sazonal de uma única estação durante todos os anos
MOM4	–	Ocean Model v.4 (verificar o nome correto)
MPI	–	Message Passing Interface
NASA	–	National Aeronautics and Space Administration
NAO	–	North Atlantic Oscillation
NBDC	–	National Buoy Data Center
NCEP	–	National Centers for Environmental Prediction
NHC	–	National Hurricane Center
NOAA	–	National Oceanic and Atmospheric Administration
OA	–	Oceano Atlântico
OI	–	Oceano Índico
OMJ	–	Oscilação Madden-Julian
OP	–	Oceano Pacífico
OpenMP	–	Open Multi-Processing
PI	–	Piauí
PNO	–	Previsão Numérica de Ondas
Pp	–	Percentil
PP	–	Período de Pico
PR	–	Paraná
R1	–	Reanálise NCEP versão 1
R2	–	Reanálise NCEP versão 2
RJ	–	Rio de Janeiro
RN	–	Rio Grande do Norte
RS	–	Rio Grande do Sul
SC	–	Santa Catarina
SD	–	Densidade de sistemas
SE	–	Sergipe
SE	–	Sudeste
SF	–	Sistemas frontais
SGI	–	Silicon Graphics International

SOI – Southern Oscillation Index
SON – Setembro, outubro e novembro
SP – São Paulo
SMCos – Sistema de Monitoramento e Estudos de Processos Costeiros
SWAN – Simulating Waves Nearshore
TB – Terabytes
TSL – Transporte de Sedimentos Longitudinal
TSM – Temperatura da superfície do mar
VAR – Variância
VV – Velocidade do Vento
WAM – Wave Model
WW3 – Wave Watch III
ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

α_i – Fase aleatória inicial da componente de onda
ε – Coeficiente adimensional de transporte
η – Elevação da superfície do oceano
γ_b – Índice adimensional de quebra da onda
ρ – Densidade da água ($\mathrm{kg\,m^{-3}}$)
ρ_s – Densidade do sedimento ($\mathrm{kg\,m^{-3}}$)
ν – Viscosidade cinemática do fluido ($\mathrm{m^2\,s^{-1}}$)
Ω_b – Fator adimensional de quebra da onda
τ – Distanciamento temporal entre processos
θ_b – Ângulo de inclinação da onda em relação a inclinação da batimetria na quebra (°)
θ_{bat} – Ângulo de inclinação da batimetria (°)
θ_{onda} – Ângulo de inclinação da onda (°)
σ – Desvio padrão
σ^2 – Variância
a – Coeficiente de porosidade adimensional do sedimento
A – Parâmetro de forma do perfil praial
a_i – Amplitude de uma componente da onda
ano – Número total de anos
b – Parâmetro semi-empírico para a representação da rampa praial
c – Parâmetro semi-empírico para a representação da rampa praial
C – Função de auto-covariância
c_f – Coeficiente adimensional de fricção da onda
C_{gb} – Velocidade de grupo da onda na quebra ($\mathrm{m\,s^{-1}}$)
d_{50} – Diâmetro médio do sedimento
E_b – Energia da quebra da onda por unidade de comprimento ($\mathrm{N\,m^{-1}}$)
$E(f)$ – Espectro de frequência-direção integrado em todas as direções
E_{tot} – Energia das ondas por unidade de área
f – Frequência da onda (Hz)
F – Componente perpendicular do fluxo de energia da onda na quebra ($\mathrm{N\,s^{-1}}$)
f_a – Frequência acumulada da classe anterior à classe que contém o p-ésimo percentil
f_g – Fator de flutuabilidade do grão
f_P – Frequência simples da classe que contém o p-ésimo percentil
g – Aceleração da gravidade ($\mathrm{m\,s^{-2}}$)
h – Amplitude da classe que contém o p-ésimo percentil
H_0 – Altura significativa da onda em águas profundas (m)
H_b – Altura significativa da onda na quebra (m)
i – Contador do número de tempos
j – Contador do números de anos

K – Coeficiente empírico
L_0 – Comprimento da onda em águas profundas (m)
LI_p – Limite inferior da classe que contém o p-ésimo pecentil
M – Valores pontuais obtidos do modelo WW3
$\overline{M}$ – Média sazonal pontual do modelo WW3
n – Número de observações
N – Número de termos da série de dados
O – Valores observados de boia
$\overline{O}$ – Média sazonal dos valores observados de boia
pn – P-ésimo percentil
Q – Transporte de sedimentos longitudinal ($m^3\,s^{-1}$)
T – Período da onda (s)
T_p – Período de pico (s)
t – Tempo
$\overline{V}$ – Velocidade média da corrente paralela à costa ($m\,s^{-1}$)
w_s – Velocidade de decaimento do sedimento ($m\,s^{-1}$)

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO 1
1.1 Motivação 2
1.2 Objetivo Principal 3
1.2.1 Objetivos Específicos 3

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 5
2.1 Ondas 5
2.1.1 Sistemas meteorológicos de escala sinótica e de clima e suas influências na formação das ondas oceânicas 9
2.1.1.1 Sistemas de escala sinótica 9
2.1.1.2 Sistemas de escala de clima 13
2.2 Análise espectral 14
2.3 Modelos de previsão numérica de ondas (PNO) 19
2.3.1 Modelos de fase ou *phase resolving* 21
2.3.2 Modelos espectrais ou *phase averaging* 21
2.4 Física costeira 23
2.4.1 Morfologia costeira do Brasil 23
2.4.2 Caracterização do litoral brasileiro 24
2.4.3 Processos costeiros 26
2.4.3.1 Transporte de sedimentos perpendicular à costa 27
2.4.3.2 Transporte de sedimentos longitudinal ou paralelo à costa 28

3 METODOLOGIA 31
3.1 Etapa 1: *Hindcast* Wave Watch III 31
3.1.1 Descrição do modelo WW3 32
3.1.2 Experimento HWW3 33
3.1.2.1 Execução 36
3.1.2.2 Avaliação preliminar 36
3.2 Etapa 2: Validação do HWW3 37
3.2.1 Áreas de estudo 37
3.2.1.1 Havaí (HW) 38

3.2.1.2 Costa Oeste dos EUA (COE) . . . 39
3.2.1.3 Costa Leste dos EUA (CLE) . . . 40
3.2.1.4 Golfo do México (GM) . . . 41
3.2.1.5 Atlântico Tropical (AT) . . . 42
3.2.2 Descrição da validação . . . 43
3.3 Etapa 3: Clima de ondas no Brasil . . . 45
3.3.1 Descrição do método estatístico . . . 45
3.4 Etapa 4: Classificação de eventos severos . . . 47
3.5 Etapa 5: Estudo da região costeira: Baía do Espírito Santo . . . 48
3.5.1 Descrição da área de estudo . . . 48
3.5.2 Simulação das ondas próximas à costa . . . 52
3.5.2.1 Descrição do modelo SWAN . . . 52
3.5.2.2 Experimento SWAN . . . 53
3.5.3 Simulação do transporte de sedimentos . . . 55
3.5.3.1 Descrição do modelo ESTSED . . . 56
3.5.3.2 Transporte de sedimentos longitudinal . . . 56
3.5.3.3 Experimento ESTSED . . . 62

4 *HINDCAST* WAVE WATCH III . . . 65
4.1 Experimento *hindcast* WW3 . . . 65
4.1.1 Execução . . . 65
4.1.2 Avaliação preliminar . . . 65
4.2 Considerações finais . . . 77

5 VALIDAÇÃO DO *HINDCAST* WAVE WATCH III . . . 79
5.1 Áreas de estudo . . . 79
5.1.1 Área 1: Havaí (HW) . . . 79
5.1.2 Área 2: Costa Oeste dos EUA (COE) . . . 81
5.1.3 Área 3: Costa Leste dos EUA (CLE) . . . 84
5.1.4 Área 4: Golfo do México (GM) . . . 86
5.1.5 Área 5: Atlântico Tropical (AT) . . . 89
5.2 Considerações finais . . . 91

6 CLIMA DE ONDAS NO BRASIL . . . 93
6.1 Padrão sazonal do clima de ondas no Brasil . . . 93
6.1.1 DJF . . . 93
6.1.2 MAM . . . 99

6.1.3 JJA 104
6.1.4 SON 110
6.2 Distribuição de eventos extremos de ondas no Brasil 115
6.3 O clima de ondas no Brasil e as correlações com padrões climáticos . . . 127
6.4 Considerações finais 134

7 CLASSIFICAÇÃO DE EVENTOS SEVEROS 139
7.1 Algoritmo de seleção de eventos severos 139
7.2 Descrição geral dos casos severos 142
7.3 Considerações finais 144

8 ESTUDO DA REGIÃO COSTEIRA: BAÍA DO ESPÍRITO SANTO 145
8.1 Estudo dos três eventos severos selecionados 146
8.1.1 Caso 1 - 09 de abril de 2010 146
8.1.2 Caso 2 - 26 de setembro de 1983 155
8.1.3 Caso 5 - 18 de abril de 1981 164
8.2 Considerações finais 173

9 CONCLUSÃO 175

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 179

ANEXO A - Evolução da praia de Camburi (Vitória - ES) entre os anos de 1970 a 2007 189

1 INTRODUÇÃO

No oceano ocorrem diversos tipos de movimentos em diferentes escalas de tempo e espaço, associados a fenômenos atmosféricos e astronômicos, os quais originam ondas com períodos que variam na escala de segundos a meses (HOLTHUIJSEN, 2007). Neste trabalho serão abordadas ondas com período de 1 a 30 segundos, conhecidas como ondas de gravidade, que são caracterizadas por perturbações na superfície do oceano, sendo o vento a fonte geradora e a gravidade a força restauradora.

As ondas de gravidade podem ser classificadas como vagas (*wind-sea*), onde há ação direta do vento local, e marulhos (*swell*), onde ondas formadas em regiões distantes se propagam sem a influência do vento. Quando as ondas se aproximam das regiões costeiras elas sofrem diversos efeitos, devido principalmente a interação com o fundo e com as formas da costa. Assim, torna-se necessário abordagens de modelagem distintas, dependendo se as escalas associadas podem ser resolvidas. Desta forma, fenômenos atmosféricos da escala de dias a anos e o padrão de ondas tem influência direta nas características litorâneas.

As alturas, períodos e energias das ondas geradas por tempestades são fatores ambientais dominantes que afetam o litoral, sendo que ocorrências mais extremas resultam na erosão/progradação costeira e em infraestruturas danificadas, como casas pós-praia, portos, quebra-mares e outros. Logo, tornam-se importantes o desenvolvimento de uma climatologia de ondas, a documentação de eventos extremos que ocorreram nas últimas décadas e a simulação de projeções futuras. As possíveis mudanças no clima de ondas podem afetar diretamente o Brasil, que possui uma região costeira de aproximadamente 9.200 km se considerado as saliências e reentrâncias (DILLENBURG S.R.; HESP, 2009).

Esse conhecimento se torna cada vez mais relevante, principalmente para a engenharia costeira e estudos científicos, ambos com finalidades distintas. Na engenharia costeira, valores subestimados da altura de ondas resultariam na perda de várias estruturas e na identificação falha de áreas risco próximas à praia, levando a perda de construções pós-praia. Por outro lado, se as ondas são superestimadas, o resultado levaria a custos desnecessários devido a obras costeiras robustas, tornando-as inviáveis a curto e longo prazo.

Na ciência, a maior parte do foco de potenciais impactos costeiros estão relacionados

a aceleração da taxa de aumento do nível do mar, como projetado pelos estudos recentes do Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2007). No entanto, com as mudanças no clima e a intensificação das tempestades, os resultados seriam a maior geração de ondas e mudanças progressivas na climatologia de ondas para eventos extremos, modificando assim a região costeira de diversos países devido à mudança significativa da direção do transporte de sedimentos nessas condições, como mostrado por Militello e Kraus (2003). Tal estudo é um entre muitos outros que mostram a importância do clima de ondas e eventos extremos na mudança da morfologia costeira. Portanto, estudos sobre o clima de ondas, eventos extremos e transporte de sedimentos são importantes para auxiliar a compreensão dos mecanismos de mudanças no litoral brasileiro.

Assim, no estudo que será apresentado a seguir, serão realizadas simulações numéricas para a caracterização do padrão de ondas ao largo da costa do Brasil, identificando os eventos extremos e descrevendo o transporte de sedimento longitudinal próximos à costa. Em águas profundas, será utilizado o modelo WW3 para a caracterização do padrão sazonal do clima de ondas. Espera-se também nessa etapa encontrar os extremos de alturas das ondas e as correlações das ondas com padrões climáticos da atmosfera no litoral brasileiro. Próximo à costa, será utilizado o modelo SWAN devido a física apropriada para águas rasas. Na região costeira, será desenvolvido um modelo para calcular o transporte de sedimentos longitudinal na Baía do Espírito Santo (BES), desta forma espera-se entender as perdas/ganhos de sedimentos durante a ocorrência de eventos extremos de ondas.

1.1 Motivação

O clima de ondas no litoral brasileiro já foi representado por diversos autores nos últimos 10 anos, como Carvalho (2010), Semedo et al. (2011), entre outros. No entanto, a resolução temporal e espacial desses estudos muitas vezes não eram suficientes para representar fielmente fenômenos de escala temporal menor, como ciclogêneses de curta duração, e alguns fenômenos climáticos. A melhor representação do campo de ondas, com maior resolução tanto espacial quanto temporal, se mostra muito útil na identificação desses fenômenos de diversas escalas.

No Brasil, 25% da população reside em áreas litorâneas, sendo assim classificar, estudar e entender o clima de ondas e os eventos severos se torna muito importante na obtenção de estratégias de preservação, manutenção e utilização dessas áreas.

No entanto, realizar medições ou apenas estudar dados de alturas de ondas é pouco viável com a atual disponibilidade de boias na costa brasileira.

Portanto, realizar simulações numéricas de alta resolução temporal e espacial durante as últimas décadas torna-se uma solução atrativa no estudo da costa brasileira, onde eventos severos e processos costeiros associados a perda ou ganho de sedimentos estão se intensificando e ocorrendo com maior frequência (FLORENZANO, 2008).

1.2 Objetivo Principal

Realizar um estudo do padrão sazonal do clima de ondas e identificar os eventos extremos no litoral brasileiro. Desta forma, espera-se estimar o transporte de sedimentos longitudinal na ocorrência de eventos extremos através de simulações numéricas.

1.2.1 Objetivos Específicos

Cada etapa do trabalho apresentou objetivos específicos distintos, que são:

a) Etapa 1: *Hindcast Wave Watch* III (HWW3).
   - realizar o *hindcast* do modelo WW3 com dados da reanálise CFSR entre os anos de 1979 a 2010;
   - verificar a consistência das simulações em relação aos principais padrões de agitação marítima;
   - identificar se os principais padrões do clima de ondas e eventos extremos foram simulados.

b) Etapa 2: Validação do *Hindcast Wave Watch* III.
   - validar o HWW3 com dados de boias do National Data Buoy Center (2009) através de métodos de avaliação;
   - analisar a variabilidade sazonal;
   - identificar possíveis erros do modelo WW3 e/ou dos dados de boias.

c) Etapa 3: O clima de ondas no Brasil.
   - estudar e documentar o padrão sazonal do clima de ondas ao largo da costa do Brasil;

- identificar a distribuição dos eventos severos de ondas;
- identificar correlações entre o clima de ondas e padrões climáticos.

d) Etapa 4: Classificação de eventos severos de ondas.

- classificar os eventos severos no ponto mais próximo a Baía do Espírito Santo (BES);
- investigar possíveis correlações de fenômenos de escala climática com os eventos severos de ondas;
- analisar os casos mais significativos e escolher três casos para simulação das ondas em águas rasas.

e) Etapa 5: Estudo da região costeira: Baía do Espírito Santo.

- simular as ondas em águas rasas com o modelo SWAN na BES para os três casos severos selecionados na Etapa 4;
- estimar o transporte de sedimentos longitudinal e os processos costeiros associados nesses casos com o modelo ESTSED;
- analisar cada caso selecionado na BES de forma detalhada e identificar pontos de erosão e progradação costeira.

No capítulo 2 é apresentada uma revisão bibliográfica sobre a formação, propagação e dissipação de ondas no oceano, alguns aspectos teóricos sobre modelos de previsão numérica de ondas oceânicas e a física costeira do Brasil. No capítulo 3 é descrita a metodologia utilizada. Os resultados do *hindcast* WW3, validação do *hindcast* WW3, clima de ondas no Brasil, classificação de eventos severos de ondas e estudo da região costeira: Baía do Espírito Santo, são mostrados nos capítulos 4, 5, 6, 7 e 8, respectivamente. Por fim, no capítulo 9 são apresentadas as conclusões e sugestões para trabalhos futuros.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Ondas

Na história, desde os tempos antigos, até mesmo antes das grandes navegações, o homem sempre teve fascínio em conhecer o estado do mar. A partir principalmente do século XVI, diversos cientistas como Isaac Newton (1642-1727), Johann C. A. Doppler (1803-1853), entre outros, desenvolveram teorias partindo de uma onda simples e muitas dessas hoje são utilizadas na comunicação, aparelhos eletrônicos, radar, modelos numéricos de tempo e outras aplicações. Em uma primeira análise, considera-se uma onda senoidal simples, conforme ilustrada na Figura 2.1. As principais características são:

a) Ponto 1: crista;

b) Ponto 2: cavado ou vaga;

c) Período da onda - T: é o intervalo de tempo entre a passagem de uma onda completa por um determinado ponto;

d) Comprimento - c: distância horizontal de um ciclo da onda;

e) Altura da onda - H: diferença do deslocamento vertical entre uma crista e um cavado;

f) Amplitude - a: deslocamento vertical em relação a coordenada x.

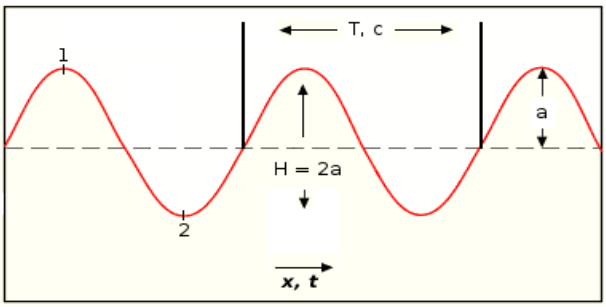

Figura 2.1 - Características de uma onda senoidal simples.

No oceano, ondas de diversos períodos e alturas se propagam em diferentes escalas de tempo e espaço. Holthuijsen (2007) classifica as ondas em cinco tipos: sonoras,

capilares, internas, planetárias e gravidade. Neste trabalho serão abordadas as ondas de gravidade, sendo o vento a força geradora e a gravidade a força restauradora. Elas são classificadas em dois tipos: longas e curtas. As ondas longas podem ter períodos de dias, semanas a meses como, por exemplo, marés e tsunamis. Por outro lado, ondas curtas apresentam períodos que podem variar na escala de 1 a 30 segundos e são as que ocorrem com mais frequência nos oceanos, como apresentado na Figura 2.2.

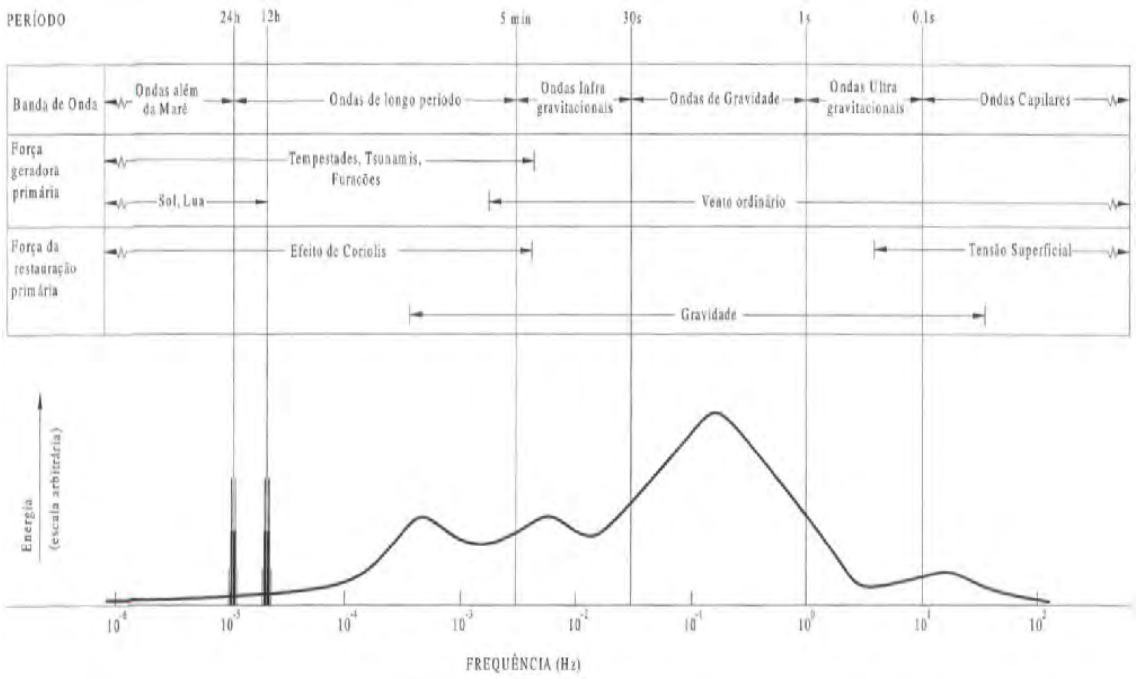

Figura 2.2 - Distribuição de frequência das ondas no oceano por tipo, força geradora e força restauradora.
Fonte: Adaptado de Holthuijsen (2007).

Para explicar melhor a formação das ondas curtas de gravidade no oceano, considere uma superfície de água sem nenhum movimento, em seguida um vento constante começa a soprar e produz flutuações aleatórias da pressão na superfície que originam pequenas ondas de forma regular, conforme ilustra a Figura 2.3. Tais ondas tem comprimento menor que 2 cm e são chamadas de ondas capilares (PHILLIPS, 1957). O vento continua a agir e produz diferenças de pressão ainda maiores, fazendo com que as ondas cresçam mais, como identificado por Miles (1957). Com o passar do tempo, as ondas começam a interagir entre si para gerar ondas maiores, processo

chamado de interações não-lineares (HASSELMANN et al., 1973). Através desse mecanismo, as ondas interagem entre si, transferindo energia para as ondas menores, ou seja, de frequência menor.

Na região de geração das ondas, o vento continua soprando transferindo energia para a superfície de água, gerando assim ondas de diferentes períodos que inicialmente são pouco definidas, sendo que os períodos e alturas continuam a crescer (Figura 2.3). Quando as ondas deixam essa região, elas começam a perder energia devido a fricção interna e de superfície, entretanto as cristas ficam mais organizadas. Deste modo, as ondas começam a dispersar principalmente pelas diferenças na velocidade de grupo, onde ondas com maior comprimento e menores frequências propagam-se mais rápido do que as ondas de menor comprimento e maior frequência.

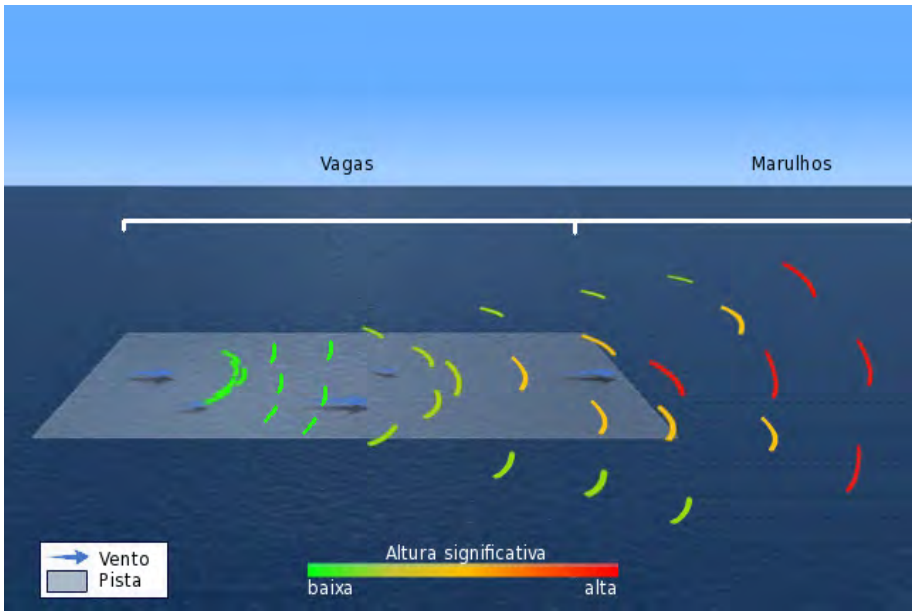

Figura 2.3 - Esquema representativo da formação das ondas. Representação da região de geração das vagas (pista) e região dos marulhos (pós-pista).

De maneira geral, esse processo é muito comum em todo globo, como, por exemplo, na passagem de um ciclone extratropical, uma alta polar migratória e outros, todos com ventos intensos sob as regiões de oceano. Na região de formação as ondas são chamadas de vagas ou *windsea* (Figura 2.4). Logo, as características das ondas dependem da intensidade e duração do vento sob uma determinada área, assim como a dimensão da pista de geração. Esses fatores determinam as características

das ondas, no entanto, fatores como a profundidade, largura da pista, variações no espaço e outras, podem ser importantes em determinadas regiões. Na área após a pista de geração, as ondas que já não sofrem mais influência do vento e continuam a se propagar são chamadas de marulhos ou *swell* (Figura 2.5).

Figura 2.4 - Exemplo da ocorrência de vagas no litoral do Rio de Janeiro - Praia de Copacabana - no dia 29 de Maio de 2010 durante a passagem de um sistema frontal.
Fonte: IG (2011).

Figura 2.5 - Exemplo da ocorrência de marulhos no litoral de Fernando de Noronha no dia 16 de Janeiro de 2013 devido a um forte ciclone no Atlântico Norte.
Fonte: Folha de São Paulo (2013).

2.1.1 Sistemas meteorológicos de escala sinótica e de clima e suas influências na formação das ondas oceânicas

2.1.1.1 Sistemas de escala sinótica

Os sistemas meteorológicos de escala sinótica são classificados como de duração de 1 a 10 dias. A dinâmica que controla o clima de ondas no Brasil é caracterizada pelos sistemas sinóticos que influenciam diretamente a formação das ondas quando sobre o Oceano Atlântico Sul (AS). Esses sistemas são:

- Ciclones Extratropicais: são formados ao longo de uma linha de descontinuidade, chamada de frente polar, que separa uma massa de ar polar mais densa de uma outra menos densa de origem tropical (BJERKNES; SOLBERG, 1922). Esse sistema geralmente se forma em latitudes médias, entre 30° e 60° de latitude. Gan e Rao (1991) descrevem que na América do Sul a região mais favorável para a formação desse sistema é a costa leste (Figura 2.6), onde se desenvolvem e se intensificam, a qual apresenta características bem marcantes.

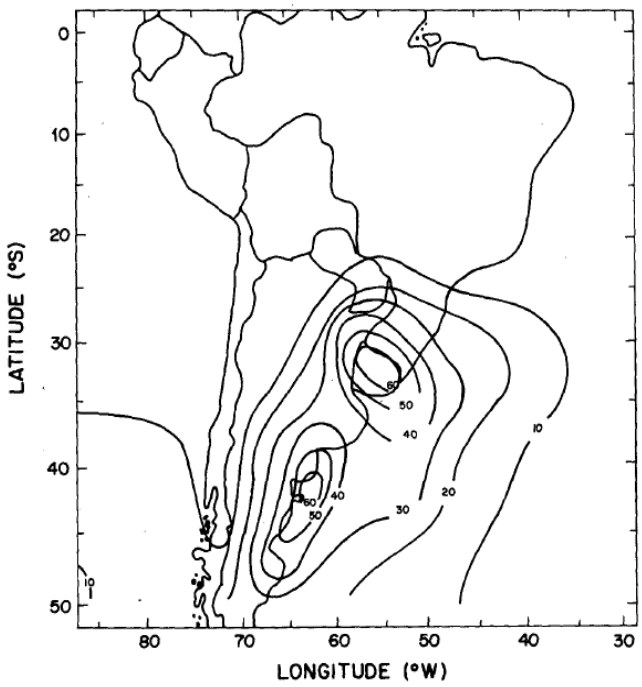

Figura 2.6 - Distribuição anual das isolinhas de frequência das ciclôgeneses.
Fonte: Gan e Rao (1991).

Trabalhos mais recentes, como o de Reboita et al. (2010), utilizam dados de reanálise para selecionar e classificar ciclones através de um método objetivo baseado na vorticidade relativa, os quais mostram três áreas mais favoráveis à formação de ciclones. As áreas identificadas no estudo de Reboita et al. (2010) são similares às encontradas por Gan e Rao (1991) e outros autores, no entanto mais uma área favorável a formação de ciclones é citada a leste de São Paulo, Paraná e Santa Catarina.

- Sistemas Frontais (SF): são sistemas que afetam o tempo na América do Sul (AMS) durante todo o ano, com maior intensidade no inverno do Hemisfério Sul (HS), e se deslocam de sudoeste do continente para nordeste em direção ao Atlântico Sul (AS) (Figura 2.7). Apesar de serem mais comuns no centro-sul do Brasil, algumas vezes esses sistemas podem atingir latitudes baixas, chegando até o oeste da Amazônia e litoral da região Nordeste. Durante o verão austral, os SF se posicionam mais a leste do litoral brasileiro, dando suporte a Zona de Convergência do Atlântico Sul.

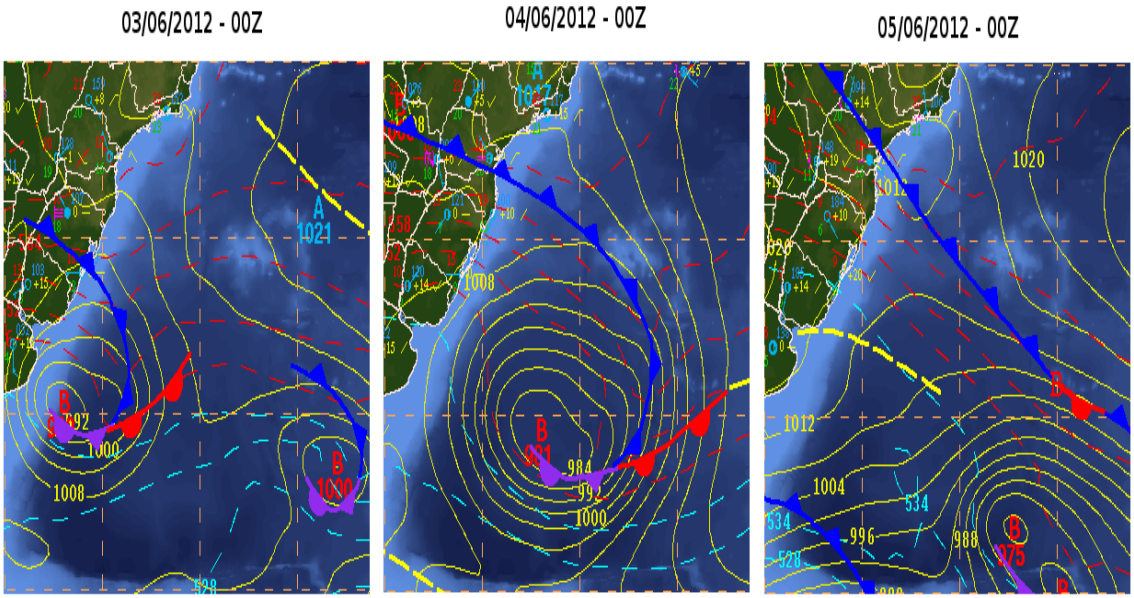

Figura 2.7 - Exemplo: Ocorrência de um Sistema Frontal entre os dias 03/06 e 05/06 de 2012.
Fonte: Adaptado do boletim técnico do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC).

- Anticiclone Polar Migratório (APM): são núcleos de alta pressão precedidos por SF (Figura 2.8). Esses sistemas são muito comuns principalmente nas regiões Sul e Sudeste, gerando portanto ondas oceânicas que podem chegar até o litoral da região nordeste. O APM é mais intenso durante o inverno no HS.

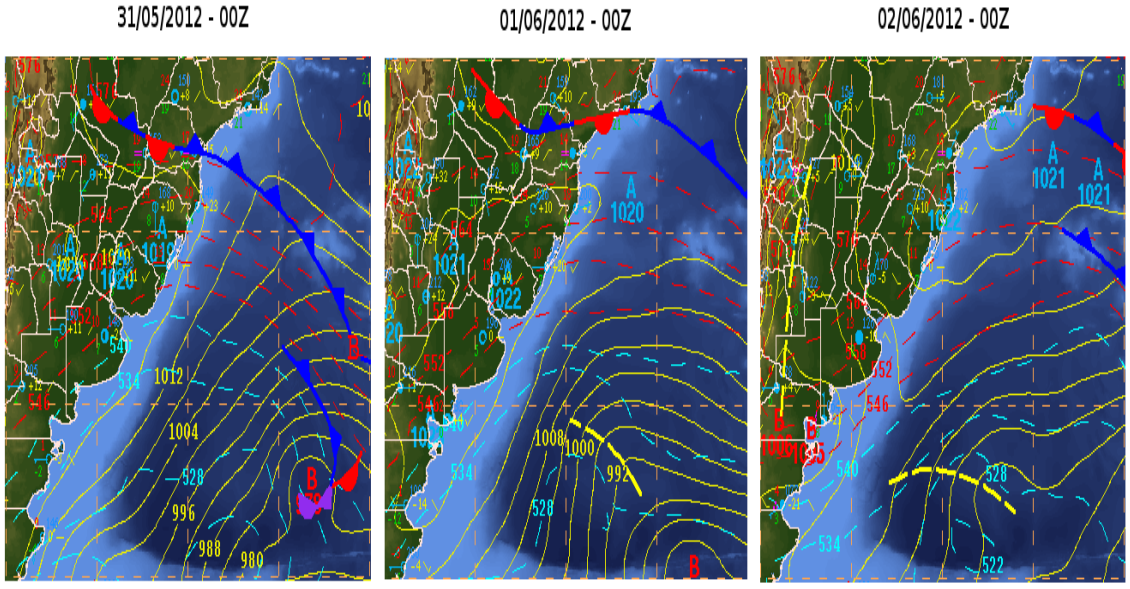

Figura 2.8 - Exemplo: Ocorrência de um Anticiclone Polar Migratório entre os dias 31/05 e 02/06 de 2012.
Fonte: Adaptado do boletim técnico do CPTEC.

- Anticiclone Semi-permanente do Atlântico Sul (ASAS): é um sistema de alta pressão que atua sobre AS durante todo o ano. Esse sistema é muito importante para o clima no Brasil. Durante o inverno austral, o ASAS se intensifica e se desloca mais para o continente, sendo as áreas sob maior influência o Centro-oeste, Sul e Sudeste do Brasil. No verão austral, ele se desloca mais para o oceano, no sentido sudoeste. O ASAS é responsável também pela manutenção dos Ventos Alísios no Nordeste do Brasil.

- Zona de Convergência Intertropical (ZCIT): é um sistema formado pela confluência dos ventos alísios e atua durante o ano todo. Durante o verão boreal, a ZCIT se encontra mais deslocada para norte (Figura 2.9). No HN os ventos alísios são de nordeste para sudoeste. No entanto, no verão

austral, o sistema está mais deslocado para sul, como também pode ser visto na Figura 2.9. No HS os ventos alísios são de sudeste para noroeste. Assim, o posicionamento da ZCIT é de grande importância principalmente para o clima de ondas e o regime de chuvas da região Norte e Nordeste do Brasil.

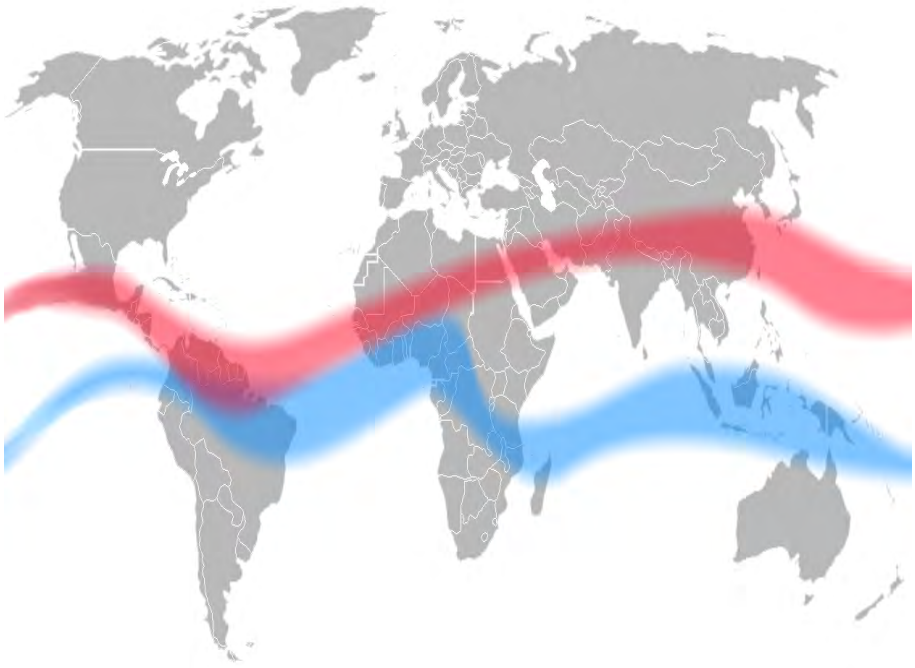

Figura 2.9 - Variabilidade interanual da ZCIT. Representação do posicionamento médio para o mês de janeiro (azul) e julho (vermelho).
Fonte: Halldin (2012).

- Sistemas meteorológicos que originam ondas provenientes do Hemisfério Norte: alguns sistemas originados no HN, como tempestades tropicais, também moderam o clima de ondas no litoral da região Norte e parte do Nordeste do Brasil, ambos voltados para o Atlântico Norte. Innocentini et al. (2001) identificaram que as tempestades tropicais originadas no Atlântico Norte geram marulhos que podem atingir o litoral dessas regiões. Os sistemas sinóticos que geram ondas no Atlântico Norte são os sistemas frontais, ciclones extratropicais, tempestades tropicais e furacões.

Mais informações sobre os sistemas meteorológicos que atuam sobre o Oceano Atlântico podem ser encontradas em Cavalcanti et al. (2009).

2.1.1.2 Sistemas de escala de clima

Uma vez que o clima está ligado diretamente à moderação dos sistemas de tempo, há uma crescente preocupação sobre mudanças climáticas e suas consequências ambientais, a qual tem sido tema de diversas pesquisas. Os produtos dessas pesquisas são de interesse direto da engenharia costeira, à medida que as mudanças climáticas afetam a intensidade das tempestades, que no oceano, representam tendências de aumento de altura e período das ondas. A maior parte do foco de potenciais impactos costeiros do aquecimento global está voltado para o aumento do nível do mar (ANM), como documentado pelo relatório do Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2007).

A mudança do clima de principal preocupação é o aquecimento progressivo global, que tem aumentado o número e a intensidade dos furacões, e provavelmente também intensificou as tempestades extratropicais em latitudes mais altas e também os jatos polares (GALLEGO et al., 2005). Outros controles climáticos incluem variações na temperatura da superfície do mar (TSM) e nas diferenças de pressão atmosférica (HSU S.A.; MARTIN; BLANCHARD, 2000). Essas alterações determinam a intensidade das tempestades e episódios de eventos climáticos interanuais extremos, tais como o El Niño no Pacífico, que intensifica e altera a rota das tempestades, afetando temporariamente as condições de ondas, como citado por Kim (2009). No entanto, as alterações no clima de ondas devido a eventos climáticos interanuais ainda são pouco exploradas e necessita de estudos que mostrem sua ligação de forma direta.

Todas as variáveis condicionantes citadas acima controlam o clima e precisam ser estudadas devido aos seus efeitos potenciais sobre o clima de ondas. Assim, é muito importante o conhecimento passado, presente e futuro do clima da Terra.

O clima de ondas é facilmente definido em regiões que são influenciadas por um único tipo de sistema de tempestade. Pode-se citar como exemplo a costa do Canadá, EUA e também a Europa, onde as ondas são geradas por tempestades extratropicais. Outros litorais possuem características de dois sistemas de onda, como a região costeira do EUA banhada pelo Atlântico, consistindo de um sistema de ondas proveniente de tempestades tropicais e um outro de ciclones tropicais. Emanuel (2005) estudou as

tempestades tropicais no Atlântico Norte e concluiu a partir de análises da velocidade dos ventos medidos dentro de furacões, que suas intensidades tem aumentado devido às elevadas temperaturas do oceano. Estes dois tipos de sistemas, tempestade tropical e extratropical, são fundamentalmente diferentes nos modos de formação, com grande separação de estação de dominância, e espera-se ter distintos controles climáticos sobre intensidades e geração de ondas.

De acordo com o mostrado na seção anterior, o clima de ondas no litoral brasileiro é definido em grande parte pela ação dos ventos provenientes do Atlântico Sul (MOYSES; GOYA, 2005), sendo o litoral da região Norte e Nordeste do Brasil voltado para o Hemisfério Norte (HN) também condicionado aos sistemas meteorológicos que se formam no Atlântico Norte, como observado por Innocentini et al. (2001) e Dias da Silva e Innocentini (2011). Os sistemas meteorológicos que agem sobre o AS, tais como os Ciclones Extropicais, também estão sobre influência de fenômenos climáticos. Silva e Ambrizzi (2010) descrevem que durante os anos do fenômeno El Niño os ciclones se intensificam principalmente a leste da região Sul do Brasil e leste da Argentina e Uruguai. Sobre o AS, a maioria dos estudos de El Niño Oscilação-Sul são voltados para a temperatura da superfície do mar.

Portanto, o desenvolvimento de um estudo de clima de ondas confiável é de fundamental importância para a engenharia costeira e o conhecimento científico, com aplicações que vão desde o projeto das estruturas oceânicas até a simulação de eventos extremos esperados nos próximos 25-100 anos. Assim, também é muito importante entender quais os processos físicos que causam efeitos nas ondas e como eles podem ser representados pelos modelos numéricos.

2.2 Análise espectral

Como apresentado na seção 2.1, as ondas no oceano sofrem diversos efeitos devido a principalmente a interação atmosfera-oceano, assim, as alturas e períodos não são harmônicos, o que faz de uma abordagem determinística para descrever o campo de ondas inviável. Desta maneira, o objetivo de descrever as ondas com um espectro não é analisar com muitos detalhes uma única observação da superfície do mar, mas sim caracterizar todas as que forem possíveis de ter ocorrido sob as condições de observação atual, fazendo com que seja necessário descrever a superfície do mar como um processo estocástico[1] de modo a caracterizar todas as possíveis observações

[1] processos aleatórios que dependem do tempo.

no domínio do tempo (HOLTHUIJSEN, 2007).

A elevação da superfície do oceano, devido à ação das ondas de gravidade, pode ser considerada como o somatório de um conjunto de ondas harmônicas, geradas por diferentes campos de vento e em diferentes locais e tempos, sendo por isso independentes quanto à origem (HOLTHUIJSEN, 2007). Segundo a teoria de onda linear, estas ondas permanecem independentes umas das outras, no decorrer da sua propagação no oceano, tornando possível descrevê-las como um processo estacionário, tendo como escala temporal vários períodos de onda característicos (KOMEN et al., 1994). Assim, pode-se escrever a elevação da superfície do oceano em função do tempo ($\eta(t)$) para um determinado ponto:

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

em que a_i é a amplitude de uma componente da onda; f_i é a frequência da mesma componente; t é o tempo e α_i é a fase aleatória inicial da componente de onda.

Desta forma, para um determinado espectro de amplitudes, é então possível obter a elevação da superfície através da fase e amplitude de cada valor obtido, resolvendo cada frequência de forma independente. Contudo, este tipo de modelo ainda possui muitas limitações para ser aplicado ao oceano, uma vez que é baseado na descrição de um processo estacionário e as ondas são independentes, o que não acontece na realidade, onde é frequente ocorrer interações entre ondas (KOMEN et al., 1994).

Por outro lado, o modelo de fase aleatória representa um somatório de componentes de ondas distintas, discretizadas em intervalos de frequência, sendo que, no oceano, as ondas representam um espectro contínuo de frequências. De forma a conseguir obter esse espectro contínuo em frequência, será necessário realizar algumas transformações na elevação da superfície do oceano, a fim de obter-se o espectro de variância de densidade. Para tal, será necessário aplicar uma transformada de Fourier à função de auto-covariância da elevação da superfície do mar ($E'(f)$), conforme demonstrado a seguir:

$$E'(f) \; = \; \int_{-\infty}^{+\infty} C(\tau) e^{-2\pi f \tau} d\tau$$

sendo

$$C(\tau) = < \eta(t)\,\eta(t + \tau) >$$

onde $C(\tau)$ é uma função de auto-covariância; $\eta(t)$ representa os processos aleatórios de elevação da superfície e τ é o distanciamento temporal entre estes processos.

Como demonstrado por Holthuijsen (2007), o espectro utilizado em geral difere um pouco do apresentado, onde:

$$E''(f) = \begin{cases} 2\,E'(f) \text{ para } f \geq 0 \\ 0 \text{ para } f < 0 \end{cases}$$

em que $E''(f)$ é a variância de densidade que se encontra distribuída no espectro de frequências, assim, a variância da elevação da superfície do oceano pode ser obtida por:

$$< \eta^2 > = C(0) = \int_0^{+\infty} E(f)\,df$$

Desta relação obtém-se que a unidade de $E(f)$ é m^2/Hz, onde a elevação da superfície é dada em metros e a frequência em Hz. Desta forma, multiplicando esse valor pela densidade da água do mar (ρ) e pela força gravitacional (g), é possível obter a energia das ondas (E_{tot}) por unidade de área, obtendo assim o espectro de densidade de energia:

$$E_{tot} = \frac{1}{2}\,\rho\,g\, < \eta^2 >$$

Em geral é possível obter através da análise do espectro as características gerais das ondas que estão na sua origem, como apresentado na Figura 2.10. Se espectro for bem estreito, sendo o limite composto por apenas uma frequência, o campo de agitação será regular e as ondas harmônicas. No entanto se o espectro possuir um domínio de frequências abrangente, nota-se um distanciamento em fase das diferentes ondas, gerando um campo de ondas caótico e desordenado (HOLTHUIJSEN, 2007).

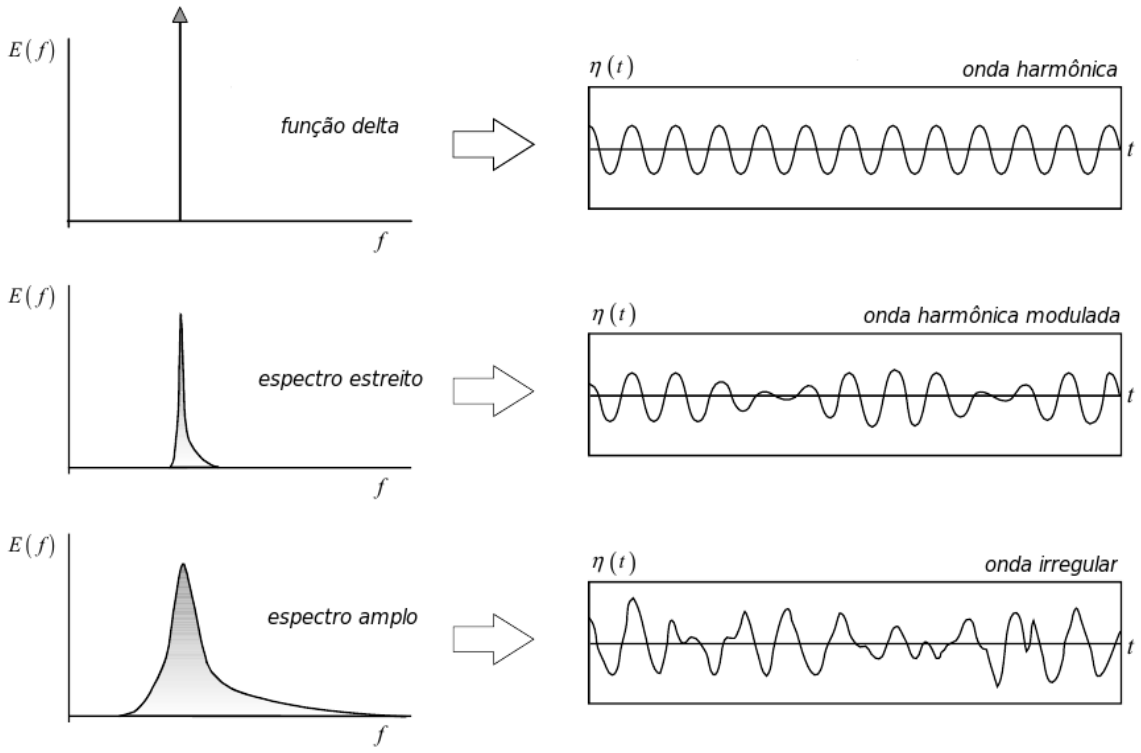

Figura 2.10 - Característica regular/irregular das ondas para três diferentes larguras do espectro.
Fonte: Adaptado de Holthuijsen (2007).

Analisar um espectro unidimensional permite apenas caracterizar a elevação da superfície do oceano, o qual resulta de um processo estacionário, em função do tempo e apenas em um ponto fixo. Entretanto, no oceano um campo de ondas é mais complexo devido a dependência da dimensão horizontal, sendo por isso necessário transformar o espectro unidimensional num espectro tridimensional. Assim, é possível expandir o espectro anterior, considerando uma onda que se propaga no espaço $x\,/\,y$, com a direção θ relativa ao eixo x. Por conseguinte, pode-se então definir o espectro de densidade de energia em função da frequência e direção, assim sendo:

$$E(f) = \int_0^{2\pi} E(f, \theta)\, d\theta$$

O espectro apresentado na equação acima permite uma análise de diferentes sistemas de agitação presentes num determinado local. Logo, torna-se viável definir o tipo de onda incidente analisando os diferentes sistemas de ondas separadamente, o que

leva a uma outra abordagem onde é possível distinguir vagas e marulhos (HANSON; PHILLIPS, 1999) e as respectivas direções de incidência.

A altura de onda pode ser retirada de um registo de elevações num determinado ponto ao longo do tempo. Partindo deste registo pode-se facilmente encontrar o valor de altura média para o registro. No entanto, a altura de onda é normalmente caracterizada através da sua altura significativa, que representa a média das alturas da terceira parte superior mais significativa dos registros de ondas (HOLTHUIJSEN, 2007), onde:

$$H_{1/3} = \frac{1}{N/3} \sum_{j=1}^{N/3} H_j \,,$$

em que N é o número de ondas registradas; j é posição da onda (não a posição da sequência temporal) baseada na organização decrescente de alturas, onde j=1 é a onda de maior altura, j=2 a segunda onda de maior altura e assim por diante.

Holthuijsen (2007) descreve que esta forma de apresentar a altura das ondas pode parecer não óbvia, no entanto, a altura significativa é a que mais se ajusta à observação visual das ondas no mar, pois na análise visual da altura das ondas durante um determinado período, observa-se que, à grosso modo, o valor final será mais próximo da altura significativa do que da altura média.

De forma similar, pode-se realizar a mesma estimativa para o período (T), utilizando também a terça parte mais significativa das maiores ondas e organizando-as em ordem decrescente de alturas:

$$T_{1/3} = \frac{1}{N/3} \sum_{j=1}^{N/3} T_j$$

Note que, de forma análoga, j representa a posição da onda baseada na organização decrescente de alturas. Da mesma forma que se obtém o período de uma onda, também é possível obter a sua frequência (f), que neste caso será o número de cristas ou cavados que passam num ponto fixo no espaço por unidade de tempo, ou seja:

$$f = \frac{1}{T}$$

No entanto, assumindo que a elevação da superfície do oceano representa uma distribuição Gaussiana, também é possível obter parâmetros estatísticos de caracterização das ondas diretamente do espectro, os quais podem ser obtidos através dos diversos momentos de ordem n (m_n) a partir do espectro de densidade de energia:

$$m_n = \int_0^\infty f^n \, E(f) \, df$$

Assim, a variância da elevação da superfície do mar é dada pelo momento de ordem zero deste espectro, $m_0 =< \eta^2 >$. Existem vários parâmetros estatísticos que pode-se obter através deste espectro como, por exemplo, a altura significativa das ondas, dada por:

$$HSG = 4\sqrt{m_0}$$

2.3 Modelos de previsão numérica de ondas (PNO)

O conhecimento dos efeitos da atmosfera e da interação das ondas com o ambiente é de vasta importância para o desenvolvimento de modelos de previsão de ondas. O campo de vento exerce um papel fundamental na formação das ondas oceânicas, quando representado corretamente, possibilitando assim a formação e propagação dessas. Devido aos oceanos compreenderem 2/3 da área total do planeta Terra, estudar e realizar medições neles se torna um tarefa muito complexa, tanto do ponto de vista operacional quanto financeiro. Desta maneira os modelos de PNO são de suma importância, pois eles permitem fornercer uma maior quantidade de informação temporal e espacial, aprimorando portanto o entendimento de diversos fenômenos no oceano e na atmosfera.

Nos últimos anos, o desenvolvimento da tecnologia permitiu cálculos cada vez mais rápidos, logo, a utilização de modelos de PNO tem possibilitado a avaliação da agitação marítima e o estudo do clima de ondas para todo o globo.

Os modelos de onda são baseados nos princípios físicos de conservação de energia

e são utilizados para representar o estado passado, presente e futuro dos oceanos. No entanto, representar fielmente todos os processos físicos das ondas é uma tarefa muito difícil. Assim, para amenizar os erros e simplificar a física envolvida, nos últimos 30 anos diversos autores tem proposto modelos de PNO que resolvem parte desses processos. Pode-se classificar esses modelos em três principais tipos:

a) Modelos de águas profundas;

b) Modelos de águas rasas e;

c) Modelos de águas costeiras.

Os processos físicos e a classificação dos modelos leva a diferentes abordagens, as quais levam em consideração as formas de propagação, dissipação e transferência de energia que podem ocorrer em uma onda. Battjes (1994) mostrou a importância dos vários processos que afetam a evolução das ondas de acordo com o tipo de modelo e sua aplicabilidade, classificando-os por ordem de importância, como mostrado na Tabela 2.1 a seguir.

Tabela 2.1 - Importância dos processos físicos em águas profundas, rasas e costeiras. O nível de importância dos processos são definidos como: ● ● ● - dominante, ● ● - significativo, ● - menor importância, ○ - desprezado.

Processos	**Águas profundas**	**Águas rasas**	**Águas costeiras**
Ondas formadas vento	● ● ●	●	○
Int. onda-onda quád.	● ● ●	●	○
Whitecapping	● ● ●	●	○
Correntes	○	● ●	○
Fricção com o fundo	○	● ●	○
Refração com o fundo	○	● ● ●	● ●
Empinamento	○	● ● ●	● ●
Quebra	○	● ● ●	● ●
Int. onda-onda trip.	○	● ●	●
Reflexão	○	● / ● ●	● ● ●
Difração	○	●	● ● ●

Fonte: Adaptado de Holthuijsen (2007).

A divisão dos processos físicos (Tabela 2.1) permite a utilização de duas metodologias para a simulação das ondas através de modelos numéricos. A primeira metodologia é chamada de modelo de fase ou *phase resolving*, o qual calcula a amplitude e a fase de cada onda. O segundo método é através da resolução de quantidades médias do espectro de ondas, essa abordagem é chamada de modelos espectrais ou *phase averaging*.

2.3.1 Modelos de fase ou *phase resolving*

Segundo Young (1999), os modelos de fase resolvem as equações de balanço de massa e movimento dependente do tempo, portanto, computando a elevação da superfície de água de cada onda. Logo, é necessária alta resolução espacial para representar uma fração mínima do comprimento de onda, limitando assim esse tipo de modelo a áreas pequenas. Geralmente, essa abordagem é utilizada para a representação de efeitos como a difração e interações não-lineares em áreas pequenas onde as ondas oceânicas interagem com estruturas como, por exemplo, quebra-marés, portos e outros.

Os modelos de fase requerem um alto custo computacional devido suas interações no domínio do tempo, logo, são inviáveis para aplicações de grandes áreas.

2.3.2 Modelos espectrais ou *phase averaging*

São modelos baseados na equação do balanço de energia espectral, ou seja, a superfície do mar é descrita em função da densidade de energia espectral, assim, as ondas consistem na representação de seus raios através do método numérico de aproximação Lagrangeana. No entanto, em modelos de grade geralmente é utilizado o método de aproximação Euleriana (HOLTHUIJSEN et al., 2003).

Devido a utilização desses métodos numéricos, os modelos espectrais não requerem altas resoluções e podem representar vários comprimentos de ondas. A área de aplicação desses modelos vão desde águas profundas até rasas, pois conseguem representar os processos físicos de geração, interações não-lineares e dissipação, assim como os efeitos de refração e difração (HOLTHUIJSEN et al., 2003).

Os esforços e desenvolvimento dos métodos espectrais para a previsão de ondas começaram no século passado. Em 1955, Pierson (1995) desenvolveu um método através do espectro para resolver a equação do balanço de energia das ondas levando em consideração suas variações no espaço e tempo. Dois anos depois, em 1957,

surgiram as primeiras hipóteses para equacionar a geração das ondas pelo vento, as quais foram propostas por Phillips (1957) através do sistema de ressonância e pela teoria de cisalhamento, essa última proposta por Miles (1957). Após o fim da década de 50, as pesquisas evoluíram muito, assim como os métodos numéricos e a tecnologia, permitindo a melhor representação das ondas para o todo o globo.

Os modelos de PNO espectrais são divididos de acordo com o complexibilidade das parametrizações de interação e dissipação incorporadas, logo, são classificados em três gerações. Os modelos de 1° geração foram concebidos no início da década de 70 e não consideravam as interações não-lineares quádruplas. Em 1973, Hasselmann et al. (1973) propuseram que para o desenvolvimento correto das ondas no oceano pelo vento era necessária a correta representação dessas interações. Anos mais tarde, Hasselmann e Hasselmann (1985) propuseram uma parametrização para a resolução das interações não-lineares conhecido como *Discret Interactions Approximation* (DIA), já utilizando como limite superior o espectro obtido através de experimentos de medidas de crescimento onda-onda e decaimento de swell durante o *Joint North Sea Wave Project* (JONSWAP). Os modelos de 2° geração já utilizavam a parametrização de Hasselmann e Hasselmann (1985) e representavam as interações não-lineares, no entanto, não conseguiam prever condições extremas. Logo, a representação das ondas no globo se tornava muito difícil devido as grande váriações de altura das ondas.

Em 1988, o grupo de desenvolvimento e implementação de modelos de onda conhecido como *WAMDI Group* desenvolveu o modelo *WAve Model* (WAM), com a sofisticação do espectro de ondas deduzido pela integração da equação do balanço de energia espectral, logo, sem restrições. Os modelos que incluem essa melhoria são chamados de 3° geração. A vantagem desse método é a representação de condições extremas, o que não era possível nos modelos de 1° e 2° geração, e a representação das ondas globalmente. Em 1989, o modelo Wave Watch III (WW3) (TOLMAN, 1989) também de 3° geração foi concebido e tinha como inovação diferentes métodos para a inserção do vento e *whitecapping*.

No início da década de 90 houve diversas modificações e implementações nos modelos de 3° geração, no entanto, apenas para aplicações em águas profundas. Em 1996, Booij et al. (1996) propuseram um modelo de 3° geração para águas rasas baseado no modelo WAM chamado de *Simulating Waves Nearshore* (SWAN). O modelo SWAN foi adaptado para ser aplicado em águas rasas e incorporava o estado da arte das

formulações de dissipação devido a fricção com o fundo, interações não-lineares de três ondas e a quebra de ondas induzida pelo fundo, todas essas essenciais para o melhor entendimento das ondas oceânicas em águas rasas.

Dos anos 2000 até os dias de hoje, o desenvolvimento dos modelos de PNO esteve mais concentrado na elaboração de novas parametrizações. Existe uma tendência dos modelos globais de águas profundas incorporarem os efeitos de águas rasas, os efeitos do vento na quebra das ondas e, por conseguinte, o acoplamento de modelos atmosféricos/ondas.

2.4 Física costeira

Nos últimos séculos, alterações humanas como a construção de portos, diques, alargamento de praias, retirada de dunas e outros, tem causado um grande impacto nas linhas de costa ao redor do mundo. Além da influência das ondas, deformações e alterações também são de grande importância para o entendimento dos processos costeiros. No litoral do Brasil, Moyses e Goya (2005) mostraram que as principais modificações estão relacionadas ao uso e ocupação do solo, construções de infraestruturas, retirada de dunas, retificações de canais e realização de aterros junto a faixa litorânea.

Essas alterações na costa tem influenciado e/ou modificado o clima de ondas e os processos costeiros perpendiculares e paralelos à costa. Nesse trabalho, para um melhor entendimento desses processos, torna-se necessário o conhecimento da morfologia costeira e dos processos condicionantes do litoral brasileiro. A seguir serão discutidos alguns tópicos importantes sobre esses assuntos.

2.4.1 Morfologia costeira do Brasil

O litoral brasileiro é um dos litorais mais ricos e interessantes do mundo devido a sua ampla quantidade de recursos naturais e biodiversidade. Com aproximadamente 7.400 km de costa, se consideradas saliências e reentrâncias esse número aumenta para quase 9.200 km (DILLENBURG S.R.; HESP, 2009), o Brasil possui os mais variados tipos de formações costeiras como estuários, baías, canais, dunas, manguezais e outros. Estas formações são muitas vezes ameaçadas por fenômenos naturais ou intervenções antrópicas, que por sua vez, alteram o equilíbrio e a estabilidade.

Moyses e Goya (2005) identificaram que a formação e manutenção do litoral bra-

sileiro está associado a três fatores, que atuam em diferentes escalas de tempo e espaço, sendo: herança geológica, modelo quaternário e a ação da dinâmica sedimentar atual. Como o período de estudo é curto em relação as escalas de tempo da herança geológica (150 milhões de anos, (PONTE; ASMUS, 1978)) e do modelo quaternário (120 mil anos, (SUGUIO et al., 1985)), o foco será dado para a ação da dinâmica sedimentar atual.

As variações da linha de costa são influenciadas basicamente pela dinâmica sedimentar atual, que é governada pelo clima de ondas e o regime de marés. Muehe (1998) identificou que o clima de ondas é responsável pelos processos costeiros de curto e médio prazo, esses condicionantes para o transporte de sedimentos perpendicular e paralelo à costa. A energia das ondas, a intensidade e a recorrência de tempestades são os principais agentes de processos de erosão e progradação na linha costeira.

2.4.2 Caracterização do litoral brasileiro

O litoral do Brasil possui rudimentos climáticos, oceanográficos e geomorfológicos que condicionam os processos atuantes em determinadas partes da costa. A divisão clássica em compartimentos é proposta por Silveira (1964) (Figura 2.11), que classificou o litoral brasileiro levando em conta os três parâmetros citados.

A costa foi dividida em 5 regiões ou compartimentos, que foram descritos também por Moyses e Goya (2005) como:

a) Litoral Amazônico: compreende o litoral do extremo norte do Amapá até o Golfão Maranhense, que é influenciado pela descarga do rio Amazonas. Possuí planícies de grande extensão, com até 100 km de largura, consistidas principalmente de terras baixas e inundáveis. A plataforma continental dessa região é larga e recoberta de sedimentos lamosos oriundos do Rio Amazonas.

b) Litoral Nordestino de Barreiras: região caracterizada entre a foz do Rio Parnaíba e Salvador/BA. Essa região costeira possuí duas linhas importantes devido a mudança brusca de direção, a primeira tem sentido leste-oeste e compreende entre o Rio Parnaíba e o Cabo de São Roque/RN e, a segunda, ao sul do Cabo de São Roque, no sentido nordeste-sudeste. Esse litoral apresenta formação de barreiras em grande parte de sua extensão e sua plataforma continental é mais estreita, com menos de 80 km.

Figura 2.11 - Litoral brasileiro em compartimentos.
Fonte: Silveira (1964).

c) Litoral Oriental: situada entre Salvador/BA e Cabo Frio/RJ, é caracterizado pela transição entre o litoral nordestino e sudeste, possuindo características mistas. Esse litoral possuí várias desembocaduras como as dos rios Contas, Prado, Jequitinhonha, Doce, Itabapoana e Paraíba do Sul, formando planícies costeiras em delta. A plataforma continental é variável com larguras de 30 km a até mais de 200 km.

d) Litoral Sudeste: extensão entre Cabo Frio/RJ e o Cabo de Santa Marta/SC. É constituído por rochas que afloram por quase toda a sua extensão paralelamente à costa. Apresenta acentuados desníveis entre a linha costeira e o continente, chamado de linhas escarpas, fazendo com que haja extensas planícies costeiras e grande diversidade de paisagens. Devido a essas características, o litoral tende a ser recortado, com vários pontos onde a

Serra do Mar atinge diretamente a linha costeira. A Serra do Mar origina diversas baías como as de Guanabára/RJ, Ilha Grande/RJ, Santos/SP, Paranaguá/PR e São Francisco do Sul/SC.

e) Litoral Sul ou Subtropical: faixa litorânea que compreende entre o Cabo de Santa Marta/SC ao Chuí/RS. Esse compartimento é caracterizado por uma linha de costa retilínea, baixa altitude e planícies costeiras extensas e arenosas, com sistemas lagunares bem desenvolvidos. Não há desagues significativos nessa região, sendo o maior deles o da Lagoa dos Patos, no município de Rio Grande/RS. A plataforma continental é larga, com excessão da região próxima ao município de Mostardas/RS, que apresenta pequenas depressões e elevações.

2.4.3 Processos costeiros

Recentemente, devido ao crescimento da população mundial e a ocupação de áreas litorâneas, muitas vezes de forma desordenada, processos costeiros como a erosão tem causado preocupações devido à importância da região costeira em diversas atividades do homem. Por causa das mudanças climáticas, que estão causando o derretimento das geleiras e a expansão térmica do mar, nas últimas décadas têm-se observado a elevação do nível do mar e a intensificação das tempestades, o que de fato está acelerando os processos costeiros em praias arenosas, falesias sedimentares, entre outras, em diversas partes do mundo (MUEHE, 2001).

Considerando apenas os efeitos da elevação do nível do mar, Bruun (1962) desenvolveu um modelo analítico para o cálculo do recuo erosivo da linha de costa em metros devida à elevação do nível do mar (R), a qual ficou conhecida como Regra de Bruun ou Efeito Bruun, que é dada por:

$$R = \frac{S\,L\,G}{h_p},$$

em que S é a elevação do nível do mar; L é o comprimento do perfil ativo; G é a proporção de material erodido que se mantém no perfil ativo e h_p é altura do perfil ativo.

No entanto, deve-se levar em consideração que muito dos conhecimentos sobre a

zona de quebra das ondas foram adquirido após o conceito do Efeito Bruun, assim, muitos autores tem usado esse modelo de forma errônea não considerando que a equação faz suposições que não ocorrem na natureza e omite termos importantes no cálculo do recuo erosivo (COOPER; PILKEY, 2004). Desta forma, muitos autores tem associado o nome Efeito Bruun a elevação (diminuição) do nível do mar com a erosão (progradação) costeira.

Na literatura, os dois principais tipos de processos costeiros associados a erosão/progradação estão relacionados a direção do transporte de sedimentos próximo à costa, os quais serão abordados a seguir.

2.4.3.1 Transporte de sedimentos perpendicular à costa

Uma estimativa geral da contribuição de processos perpendiculares (*cross-shore*) para o recuo e avanço do litoral pode ser obtida através de reconstruções geológicas e saldos de sedimentos associados. Reconstruções geológicas realizadas na Austrália (SHORT, 2003) e na Holanda (COWELL et al., 2003) tem fortalecido a hipótese que o transporte de sedimentos induzido pelas ondas na região costeira é geralmente nas linhas de costa côncavas. Esse transporte pode estar associado ao aumento das tempestades, que além de acrescer a energia das ondas, também contribuí para processos como a migração de dunas, assimetria das ondas e ANM.

Stive (2004), mais tarde contribuindo também em Kim (2009), categorizou os processos de transporte de sedimentos perpendiculares à costa para a Austrália e Holanda através de reconstruções geológicas para costas de moderada e alta energia (Tabela 2.2). Desta forma, espera-se que os valores encontrados nesse estudo possam ser utilizados como aplicação geral para regiões costeiras com caracteristicas semelhantes.

Na ausência de gradientes de transporte de sedimentos paralelos, pode-se observar, portanto, mudanças crônicas e eventos extremos relacionados à mudanças temporárias na costa, como indicado na Tabela 2.2. Alterações crônicas acontecem devido à processos de longo prazo tais como o efeito Bruun e perdas eólicas, enquanto as mudanças temporárias são aquelas associadas a eventos de tempestades extremas, que causam a erosão das dunas. As mudanças temporárias são restauradas a longo prazo, isso se não houver perdas superiores (saldo negativo de transporte de sedimentos) próximas à praia devido a gradientes de transporte longitudinais ao longo

Tabela 2.2 - Taxas de processos perpendiculares típicos de perda (negativo) e ganho (positivo) e as mudanças litorâneas associadas. * A razão de perda dos processos transientes é zero, uma vez que serão recuperados com o tempo. O termo O significa ordem.

Processos transientes *	O (-10^2) m^3/m/ano ou eventos extremos
Processos crônicos	O $(+10^1)$ m^3/m/ano
Altura do perfil efetivo	10m
Taxa de mudança da linha costeira devido processos crônicos	O (+1) m/ano
Taxa de mudança da linha costeira devido processos transientes *	O (-10) m^3/m/ano ou eventos extremos
Taxa de mudança da linha costeira devido somente ao efeito Bruun	O (-0.1) m/ano

Fonte: Adaptado de Kim (2009).

da costa.

2.4.3.2 Transporte de sedimentos longitudinal ou paralelo à costa

Para processos paralelo à costa (*longshore*), Stive (2004) considerou que as alterações no litoral ocorrem devido a gradientes de transporte de sedimentos. Nesse caso, pode-se distinguir costas de baixa e alta energia em termos de energia das ondas, assumindo que a onda induzida pelo fluxo paralelo na zona de arrebentação é o agente de condução. Esta é uma suposição razoável ao longo de costas que não sejam influenciadas ou interrompidas por enseadas e marés ou estruturas de engenharia.

As tabelas 2.3 e 2.4 resumem as típicas taxas de transporte de sedimento associadas com processos transientes, crônicos, comprimento da escala de variações naturais e induzidas pelo homem, gradientes de transporte paralelo e as mudanças resultantes da costa. A escala de comprimento de variações naturais, tal como curvatura da costa, é geralmente uma ordem de grandeza maior que o humano, que é causada por exemplo na construção de portos e estruturas de proteção do litoral.

Tabela 2.3 - Taxas de transporte de sedimentos paralelo (integrado em toda a zona de arrebentação) à costa de baixa energia (por exemplo, a costa do Mediterrâneo) e as mudanças litorâneas associadas (negativo = recuo da linha costeira).

Processos transientes	O (10^5) m^3/ano ou eventos extremos
Processos crônicos	O (10^4) m^3/ano
Comprimento da escala de variações naturais	10km (escala de longo prazo)
Comprimento da escala de variações induzidas pelo homem	1-10km (escala de médio prazo)
Gradiente de transporte devido a variações naturais	1 m^3/m/ano
Gradiente de transporte devido a variações induzidas pelo homem	1-10 m^3/m/ano
Altura do perfil efetivo	10m
Taxa de mudança da linha costeira devido processos naturais	O (+ ou - 0.1) m/ano
Taxa de mudança da linha costeira devido processos induzidos pelo homem	O (+ ou - 0.1-1) m/ano
Taxa de mudança da linha costeira devido ao efeito Bruun somente	O (-0.1) m/ano

Fonte: Adaptado de Kim (2009).

Tabela 2.4 - Taxas de transporte de sedimentos paralelo (integrado em toda a zona de arrebentação) à costa de alta energia (por exemplo, a costa da Holanda e dos EUA) e as mudanças litorâneas associadas (negativo = recuo da linha costeira).

Processos transientes	O (10^6) m^3/ano ou eventos extremos
Processos crônicos	O (10^5) m^3/ano
Comprimento da escala de variações naturais	10-100km (escala de longo prazo)
Comprimento da escala de variações induzidas pelo homem	1-10km (escala de médio prazo)
Gradiente de transporte devido a variações naturais	1-10 m^3/m/ano
Gradiente de transporte devido a variações induzidas pelo homem	1-100 m^3/m/ano
Altura do perfil efetivo	10m
Taxa de mudança da linha costeira devido processos naturais	O (+ ou - 0.1-1) m/ano
Taxa de mudança da linha costeira devido processos induzidos pelo homem	O (+ ou - 0.1-10) m/ano
Taxa de mudança da linha costeira devido ao efeito Bruun somente	O (-0.1) m/ano

Fonte: Adaptado de Kim (2009).

3 METODOLOGIA

Para uma melhor distribuição das tarefas, o projeto foi dividido em 5 etapas. As etapas estão distribuídas por áreas de atuação, modelos utilizados e objetivos do estudo, e são:

- Etapa 1 (seção 3.1): será realizado um *hindcast* do modelo *Wave Watch* III (HWW3) entre os anos de 1979 a 2010 com as forçantes da reanálise CFSR;
- Etapa 2 (seção 3.2): o HWW3 será validado com dados de boias do NDBC em áreas do Pacífico e Atlântico;
- Etapa 3 (seção 3.3): o clima de ondas no litoral brasileiro será analisado em função da sazonalidade, da distribuição de eventos severos de ondas e das correlações do clima atmosférico com o clima de ondas;
- Etapa 4 (seção 3.4): será realizada a classificação de eventos extremos próximos a Baía do Espírito Santo (BES);
- Etapa 5 (seção 3.5): a estimativa do transporte de sedimentos e os processos costeiros associados serão calculados em pontos de estudo pré-determinados na BES.

A seguir cada etapa e método serão discutidos de forma detalhada.

3.1 Etapa 1: *Hindcast* Wave Watch III

Um melhor entendimento do clima de ondas no litoral brasileiro se torna cada vez mais necessário, para tal conhecimento, foi desenvolvido um *hindcast* do modelo WW3, cujo o objetivo é estudar variações sazonais, anuais, interanuais e tendências com alta resolução temporal e espacial. Alguns estudos já realizaram *hindcasts*, como Tolman (2002c), Carvalho (2010) e outros, entretanto as forçantes não apresentavam o refinamento que será utilizado nesse estudo. Foram realizadas simulações de quatro domínios nomeadas por: global, Brasil norte e nordeste, Brasil sudeste e Brasil sul, cujas configurações de cada domínio serão explanadas na tabela 3.2. Foram armazenados também os espectros de 61 pontos ao largo da costa para um estudo mais detalhado dos eventos. Todos esses pontos estão limitados pela isóbata de 100 metros, pois o foco desse estudo é aplicado para águas profundas.

3.1.1 Descrição do modelo WW3

O modelo WW3 foi desenvolvido pela *Delft University of Technology* em 1989 (TOLMAN, 1989), sendo baseado no modelo WAM. A segunda versão foi criada em 1992 no *Goddard Space Flight Center - NASA* (TOLMAN, 1992) onde foram inseridas diversas otimizações. A terceira versão foi elaborada no *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) em 2009 (TOLMAN, 2009), onde foram feitas modificações físicas, matemáticas e computacionais. O grande diferencial dessa versão é que ela foi desenvolvida na forma de *framework*, facilitando assim a implementação de outras físicas pelo usuário.

As principais características físicas do modelo WW3 são:

- As equações que regem o modelo incluem refração e deformação do campo de onda, isso devido às variações temporais e espaciais da profundidade de água e corrente média, como por exemplo marés, ondas e outras;
- As parametrizações dos processos físicos incluem as variações da onda devido ao vento, interações não-lineares ressonantes, dissipação, atrito com o fundo e quebra de ondas;
- O modelo inclui sub-representação das ilhas em pontos de grade não resolvidas;
- A cobertura de gelo é atualizada dinamicamente.

As principais características computacionais e numéricas são:

- O modelo é escrito em Fortran 90, sendo totalmente modular e alocável;
- Possui as opções de grade regular (lat-lon) e cartesiana, sendo possível também o uso de grade com deslocamento para estudos de fenômenos como furacões;
- Na compilação é possível optar por processamento com memória compartilhada (OpenMP) e memória distribuída (MPI).

O WW3 oferece 31 variáveis e diversas formas de saída como ASCII, binário e GRIB I, sendo essas interpretadas pelos principais pacotes gráficos como o Metview, GrADS e outros.

3.1.2 Experimento HWW3

Para a realização do *hindcast* foram utilizados como forçantes os dados de vento a 10 metros, decomposto em u e v, e cobertura de gelo do *Climate Forecast System Reanalises* (CFSR) (SAHA et al., 2010) entre os anos de 1979 a 2010. A resolução espacial é de $0,3124°$ e temporal de 1 hora. O CFSR apresenta diversas melhorias em relação a primeira e a segunda reanálise do NCEP, chamada de R1 e R2 respectivamente, como pode-se ver na tabela 3.1.2.

Tabela 3.1 - Comparação entre as reanálises R1/R2 e CFSR.

	R1/R2	**CFSR**
Resolução horizontal	200 km	38 km
Número de níveis	28	64
Superfície terrestre	OSU - 2 camadas	Noah - 4 camadas
Superfície marítima	TSM prescrita	TSM - MOM4 acoplado
Cobertura de gelo	Gelo prescrito	Gelo - GDAS

Fonte: Adaptado de Saha et al. (2010).

A evolução da reanálise CFSR é notável, no entanto deve-se levar em consideração que a R1, por exemplo, foi realizada em 1996, época na qual a tecnologia e a quantidade de dados para a assimilação era muito inferior. Devido as melhorias principalmente no sistema de assimilação de dados, espera-se que a reanálise CFSR represente melhor os padrões climáticos e tendências sobre a região polar (SAHA et al., 2010).

Os domínios listados na tabela 3.2, com excessão do global, foram escolhidos para uma melhor representação do litoral brasileiro, sendo a resolução espacial melhorada.

Os dados de batimetria[1] são derivados do ETOPO1 (NOAA). O ETOPO1 é um modelo de relevo mundial da superfície da Terra com resolução espacial de 1 minuto que integra topografia e batimetria do oceano. Os dados oriundos desse modelo são utilizados como batimetria nos experimentos realizados com o modelo WW3. Nas figuras 3.1 e 3.2 são exibidas a batimetria do domínio global e dos demais domínios ao largo do litoral brasileiro.

[1] medidas de profundidade de uma determinada localização.

Tabela 3.2 - Configuração dos domínios no experimento HWW3.

Nome da Simulação	**Área**	**Latitude**	**Longitude**	**Espaço** (Δx)	**Tempo** (Δt)	**Saída**
global	Global	90°S/90°N	180°O/180°L	0,6248°	1200 s	3 horas
brasil_no	Brasil N/NE	15°S/30°N	80°O/15°O	0,3124°	900 s	3 horas
brasil_se	Brasil SE	30°S/10°S	50°O/20°O	0,3124°	900 s	3 horas
brasil_su	Brasil S	50°S/20°S	55°O/20°	0,3124°	900 s	3 horas

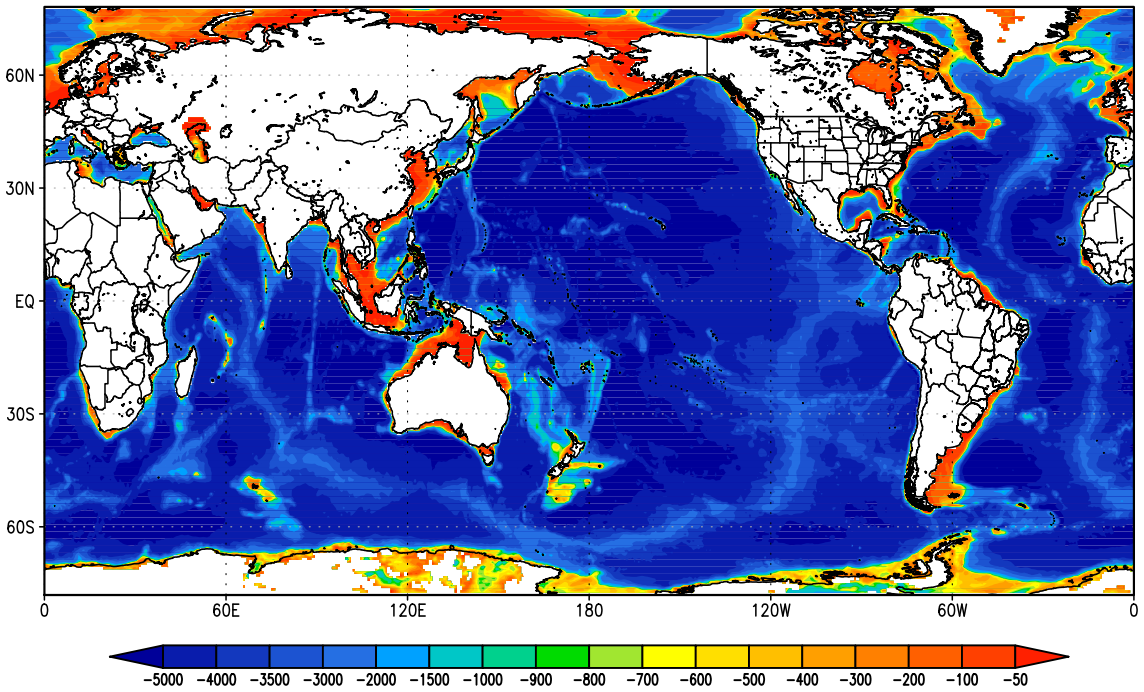

Figura 3.1 - Batimetria em metros do domínio global - modelo WW3. A resolução espacial é de 0,6248°.

O modelo WW3 possui parametrizações para diferentes processos físicos, tais como fricção com o fundo, refração e outros. Logo, em todos os experimentos foram utilizados as parametrizações abaixo para os principais processos físicos:

- física dos termos fontes associado aos processos de dissipação por fricção com o fundo (HASSELMANN et al., 1973);
- dissipação por quebra de onda induzida pela profundidade de Battjes e

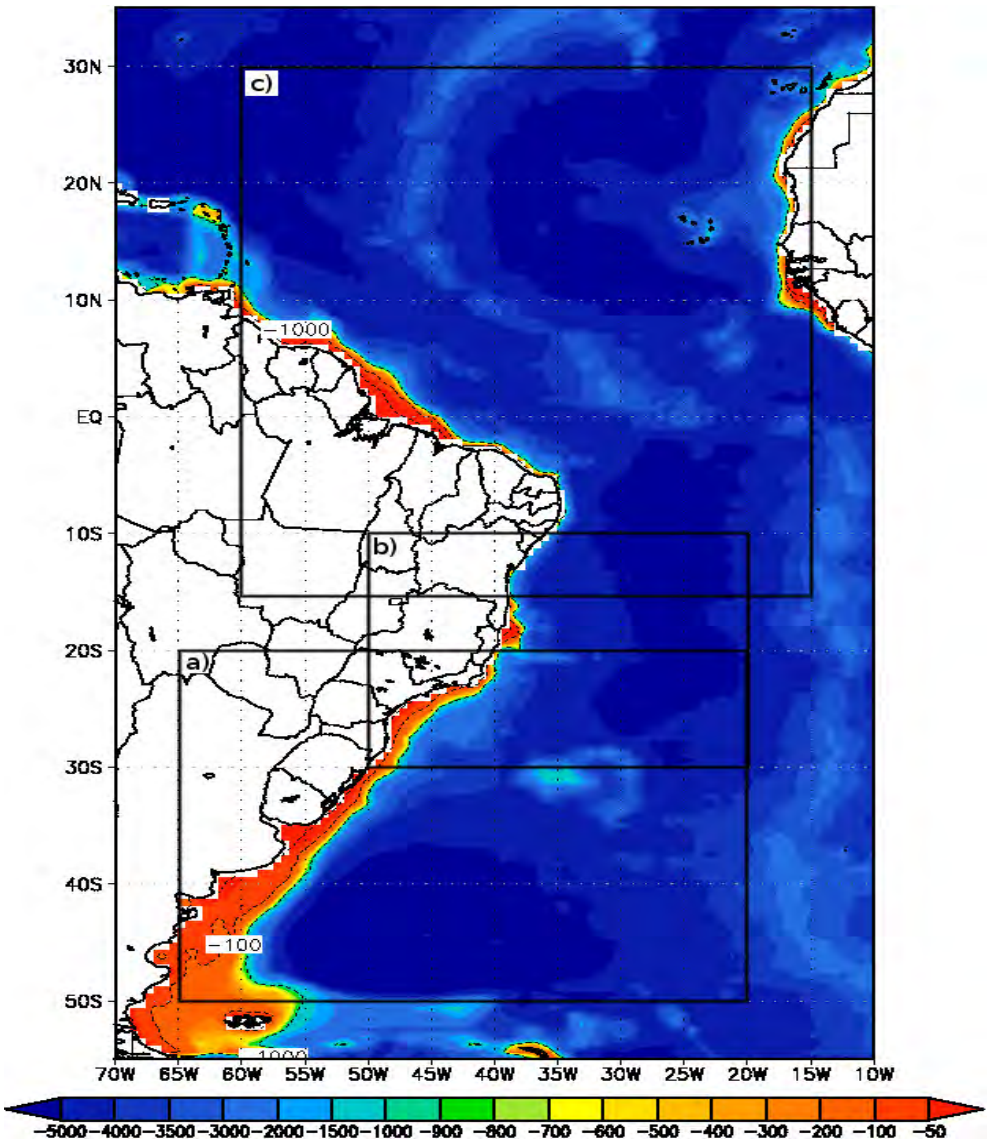

Figura 3.2 - Batimetria em metros dos domínios região a)Sul, b)Sudeste e c)Nordeste - modelo WW3. A resolução espacial é de 0,3124° em cada domínio.

Janssen (1978);

- inicialização e dissipação através da parametrização de Tolman e Chalikov (1996);
- interações não lineares de Hasselmann e Hasselmann (1985), conhecido como *Discret Interaction Approximation* (DIA);

As demais parametrizações utilizadas foram configuradas de acordo com o proposto

por Tolman (2009). Para as opções computacionais, foram utilizadas:

- memória compartilhada (OpenMP);
- processamento distribuído (MPI);

Os experimentos utilizaram ambas as configurações para se obter um processamento otimizado.

3.1.2.1 Execução

As simulações foram realizadas no Cluster SGI adquirido com o Projeto SMCos - FAPESP (*05/59438-9*). O Cluster possui 5 nós com 24 processadores, totalizando 120 processadores. Cada nó possui 24 GB de memória ram e 320 GB de HD (armazenamento). Além do disco interno, a máquina possuí um sistema paralelo de armazenamento de 20 TB com acesso InfiniBand, tornando a transferência entre nós em torno de 10 GB.

Após alguns testes, foi verificado que com 48 processadores se tem a melhor relação execução/tempo de processamento para os experimentos executados. Essa afirmação foi também observada por Tolman (2009), onde ele testou o modelo com várias configurações em cluster e chegou a conclusão que com menos de 100 processadores se obtia a mesma relação.

Além da execução dos experimentos, torna-se necessário uma avaliação preliminar do *hindcast* para identificar se os principais padrões de circulação geral da atmosfera estão sendo representados no campo de ondas.

3.1.2.2 Avaliação preliminar

Espera-se nessa etapa verificar a consistência das simulações e a representatividade da HSG quando forçada pelo vento de reanálise. Logo, foi realizada uma climatologia para:

- dezembro, janeiro e fevereiro (DJF), representa o verão austral;
- março, abril e maio (MAM), representa o outono no HS;
- junho, julho e agosto (JJA), representa o inverno austral e;

- setembro, outubro e novembro (SON), representa a primavera no HS.

Para o mês de dezembro, deve-se levar em consideração que o mesmo refere-se ao ano anterior. Veja o exemplo abaixo.

- Exemplo: climatologia de 1980.
  a) Verão: dezembro (1979), janeiro (1980) e fevereiro (1980);
  b) Outono: março (1980), abril (1980) e maio (1980);
  c) Inverno: junho (1980), julho (1980) e agosto (1980);
  d) Primavera: setembro (1980), outubro (1980) e novembro (1980).

A climatologia sazonal ou média sazonal ($\overline{M}$) consiste na média dos meses de uma única estação de um ano. Assim, tem-se:

$$\overline{M} = \frac{1}{t} \sum_{i=1}^{t} M_i \,, \tag{3.1}$$

em que i é o contador do número de tempos e t é o número total de tempos. Essa média é importante na representação das características de agitação marítima de uma estação do ano.

3.2 Etapa 2: Validação do HWW3

A validação das simulações consiste na comparação dos resultados do modelo com os dados de boias do *National Buoy Data Center* (NBDC). Avaliou-se a váriavel de altura significativa da onda, pois ela resume grande parte da física do modelo. Os dados de boias possuem resolução temporal de 1 hora e se encontram disponíveis nas páginas das instituições que realizam as observações. Para o estudo, foram escolhidas em média 3 boias em 5 áreas entre o Oceano Atlântico (OA) e Pacífico (OP), utilizando como critério de seleção as que apresentaram maior série temporal. Na tabela 3.3 são mostradas as informações das boias por área de estudo.

3.2.1 Áreas de estudo

Nesta seção serão apresentadas a localização das boias utilizadas no estudo e os principais aspectos que influênciam o clima de ondas nas regiões adjacentes. Os

Tabela 3.3 - Descrição da quantidade de boias e o período dos dados por área de estudo.

Área	**Quant. de boias**	**Período**
Havaí	2	26 anos
Costa Oeste EUA	6	26 anos
Costa Leste EUA	3	18 anos
Golfo do México	3	31 anos
Atlântico Tropical	2	5 anos

respectivos pontos de cada boia serão extraídos do experimento HWW3 e aplicados aos métodos estatísticos apresentados posteriormente na seção 3.2.2.

3.2.1.1 Havaí (HW)

Na região do HW, Figura 3.3, foram utilizadas duas boias e seus respectivos pontos extraídos no *hindcast*, como na Tabela 3.4.

Figura 3.3 - Área 1: Região do Havaí - EUA.
Fonte: Adaptado de Google Earth.

Tabela 3.4 - Informações das boias utilizadas na região do Havaí

Boia	Latitude (°)	Longitude (°)	Profundidade (m)	Período
51002	17.094	-157.808	5002	1985 - 2010
51003	19.018	-160.582	4919	1985 - 2010

O clima de ondas nessa região é domínado por dois padrões de ondas, o primeiro padrão são das ondas oriundas do HN, essas se propagam do cinturão dos ciclones extratropicais, ao redor de 50°N, e também da interação de outros sistemas que atuam sobre o Pacífico Norte, como, por exemplo, sistemas de alta pressão e os ventos alísios. Durante o inverno boreal (DJF), os sistemas que atuam na geração das ondas no HN são mais fortes (YOUNG, 1999). O segundo padrão são das ondas que se propagam desde o HS, essas do cinturão dos ciclones (entre 40°S e 60°S), responsáveis pela geração de *swell* que se propagam por longas distâncias. A influência dos ventos alísios do HS é de menor magnitude nessa região, entretanto, as ondas oriundas do HS são mais fortes principalmente nos meses de JJA e SON, o que representa o inverno e primavera, respectivamente. Uma observação importante sobre a região do Havaí é a dificuldade dos modelos numéricos representar as ondas, isso ocorre devido às muitas ilhas nessa região, assim, dificultando a dissipação de energia (TOLMAN, 2009).

3.2.1.2 Costa Oeste dos EUA (COE)

Na COE, Figura 3.4, foram utilizadas 6 boias e seus respectivos pontos extraídos do experimento HWW3 (Tabela 3.5).

Tabela 3.5 - Informações das boias utilizadas na região da Costa Oeste dos EUA.

Boia	Latitude (°)	Longitude (°)	Profundidade (m)	Período
46002	42.589	-130.474	3444	1985-2010
46005	46.1	-131.001	2981	1985-2010
46011	35	-120.992	411.5	1985-2010
46012	37.363	-122.881	208.8	1985-2010
46022	40.724	-124.578	674.8	1985-2010
46025	33.749	-119.053	905.3	1985-2010

Nessa área o clima de ondas é dominado pelas ondas geradas no Pacífico norte (YOUNG, 1999). Apenas no verão boreal as ondas oriundas do HS chegam à costa oeste dos EUA com período de pico alto. A plataforma continental na COE é bem estreita, assim, as ondas que chegam à costa tem mais energia e, por conseguinte, são maiores do que na costa leste. Devido a essas características da plataforma continental, as boias nessa região são fundeadas bem próximas a linha de costa.

Figura 3.4 - Área 2: Região da Costa Oeste dos EUA.
Fonte: Adaptado de Google Earth.

3.2.1.3 Costa Leste dos EUA (CLE)

Na Costa Leste dos EUA (Figura 3.5) foram utilizadas três boias (Tabela 3.6) para a validação do experimento HWW3.

Tabela 3.6 - Informações das boias utilizadas na região da Costa Leste dos EUA.

Boia	Latitude (°)	Longitude (°)	Profundidade (m)	Período
41001	34.561	-72.631	4462.3	1990-2007
41002	31.862	-74.835	4297	1990-2007
44011	41.105	-66.6	86	1990-2007

A CLE tem o clima de ondas dominado pelas ondas originadas no oceano adjacente, o Atlântico Norte. As ondas tem a máxima intensidade durante o outono do HN, ou seja, SON. Durante o inverno boreal o padrão permanece, no entanto, a HSG é de menor intensidade. A plataforma continental é bem maior se comparado com a costa oeste do EUA, logo, as ondas chegam a costa com menos energia. As ondas

Figura 3.5 - Área 3: Região da Costa Leste dos EUA.
Fonte: Adaptado de Google Earth.

originadas pelos alísios do HS chegam a CLE com pouca intensidade (YOUNG, 1999). Durante as estações de verão e outono, JJA e SON, respectivamente, essa região é influênciada pelas tempestades tropicais e furacões, o que gera grandes ondas e fenômenos como *storm surge* (EMANUEL, 2005).

3.2.1.4 Golfo do México (GM)

Na região do GM (Figura 3.6)foram utilizadas três boias e seus respectivos pontos no experimento HWW3, como na tabela 3.7.

Tabela 3.7 - Informações das boias utilizadas na região do Golfo do México.

Boia	Latitude (°)	Longitude (°)	Profundidade (m)	Período
42001	25.888	-89.658	3365	1980-2010
42002	25.79	-93.666	3566.16	1980-2010
42003	26.044	-85.612	3282.7	1980-2010

O Golfo do México tem o clima de ondas na maior parte do ano influênciado pela circulação local (TOLMAN, 2002a), com ondas de baixa amplitude. Nos meses de

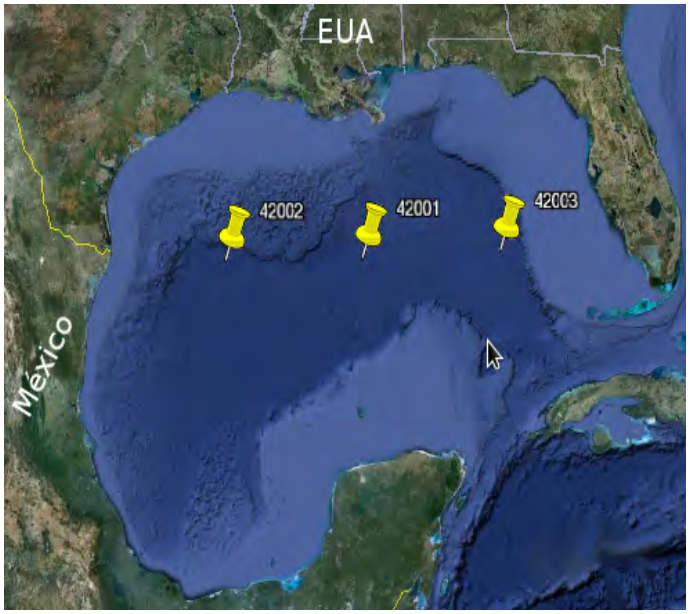

Figura 3.6 - Área 4: Região do Golfo do México.
Fonte: Adaptado de Google Earth.

DJF são encontrados os maiores valores de HSG, isso ocorre principalmente pela influência dos sistemas frontais que adentram os EUA, aumentando portanto a intensidade dos ventos na região do golfo. A região do GM apresenta a maior série temporal de dados de boia desse estudo (Tabela 3.3), com poucas falhas e períodos curtos de interrupção.

3.2.1.5 Atlântico Tropical (AT)

Na Figura 3.7, região do Atlântico Tropical, foram utilizadas duas boias e suas localizações extraídas no modelo WW3 (Tabela 3.8).

Tabela 3.8 - Informações das boias utilizadas na região do Atlântico Tropical.

Boia	Latitude (°)	Longitude (°)	Profundidade (m)	Período
41040	14.477	-53.008	4267.2	2006 - 2010
41041	14.175	-45.998	3397	2006 - 2010

As boias da região do AT são as que apresentam série temporal menor, elas foram fundeadas em grande parte durante os anos 2000. Segundo Young (1999), essa área é

Figura 3.7 - Área 5: Região do Atlântico Tropical.
Fonte: Adaptado de Google Earth.

inflenciada principalmente pelos ventos alísios, que apresentam pouca variabalidade anual e são mais intensos durante o inverno dos hemisférios. O Oceano Atlântico é profundo na região das boias, podendo atingir mais de 5000 m de profundidade.

3.2.2 Descrição da validação

O objetivo dessa validação é verificar se as principais variações de altura das ondas foram identificados no experimento HWW3, testando de forma efetiva a acurácia das informações e tornando-a apta a utilização em estudos de clima. Logo, foi aplicada uma estatística sazonal baseada em três parâmetros, Viés (WILKS, 2006), Raiz do Erro Quadrático Médio (EQM) (WILKS, 2006) e Índice de Espalhamento (IE) (CHAWLA et al., 2012), definida pelas equações:

$$Vies = \sum_{i=1}^{n} \frac{M_i - O_i}{n} \quad , \tag{3.2}$$

onde M é o valor pontual obtido do modelo WW3; O é valor observado de boia e n é o número de observações. O viés (m) representa a diferença média entre o modelo e as observações, idealmente zero.

$$EQM = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(M_i - O_i)^2} \tag{3.3}$$

O EQM (m) é a raiz do erro quadrado médio, onde se espera o menor valor possível.

$$IE = \frac{\sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left[(M_i - \overline{M}) - (O_i - \overline{O})\right]^2}}{\overline{O}} * 100\,, \tag{3.4}$$

em que $\overline{M}$ é a média sazonal pontual do modelo WW3 e $\overline{O}$ é a média sazonal dos valores de boia.

O IE (%) é definido como a raiz quadrada da média da diferença do desvio padrão do modelo e das observações, normalizado pela média das observações. Espera-se idealmente o menor valor possível.

Para representar o comportamento médio de cada estatística aplicada, de forma que seja possível representar o valor médio das regiões estudadas, foi calculado a média de cada índice, como nas seguites equações:

$$\overline{Vies} = \sum_{i=1}^{n}\frac{Vies_i}{n}$$

$$\overline{EQM} = \sum_{i=1}^{n}\frac{EQM_i}{n}$$

$$\overline{IE} = \sum_{i=1}^{n}\frac{IE_i}{n}$$

Essa metodologia de validação é uma das mais aceitas pela comunidade científica e é realizada operacionalmente no *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) (BIDLOT, 2012) e *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) (TOLMAN, 2012).

Para a extração do dado pontual do modelo, uma vez que está na forma de ponto

de grade, foi realizada uma interpolação bilinear no espaço a fim de representar de maneira mais próxima o dado *in situ*. Entretanto, para a posição das boias que apresentavam a mesma localização na grade o dado foi extraído sem interpolações. Não foram realizadas interpolações no tempo e todas as validações são a cada três horas. Para sintetizar a exibição dos resultados, a validação foi separada em 5 áreas de estudos, sendo cada área com características e período de validação semelhantes, assim, evitando tendências nos resultados. Toda a estatística utilizada foi aplicada sazonalmente, no entanto a exibição dos resultados está separada por ano devido a grande quantidade de informações.

3.3 Etapa 3: Clima de ondas no Brasil

A elaboração do clima de ondas no Brasil consiste na utilização de métodos estatísticos para descrever os principais padrões e variações das ondas oceânicas com relação a altura, direção, período de pico e fluxo de energia. Foram utilizados 31 anos de dados (1980-2010) do *hindcast* WW3 (seção 3.1) no domínio global, no entanto, as estatísticas serão apresentadas na área que compreende o litoral brasileiro.

Portanto, através dos métodos estatísticos que serão apresentados na seção 3.3.1, espera-se determinar os seguintes padrões sobre o litoral brasileiro:

a) Padrão sazonal do clima de ondas;

b) Distribuição sazonal de eventos extremos e;

c) Correlações entre o clima de ondas e padrões climáticos.

3.3.1 Descrição do método estatístico

A estatístisca aplicada consiste na avaliação dos parâmetros citados acima (altura, direção, período de pico e energia) separados por estação do ano, ou seja, uma estatística sazonal, similar à descrita na subseção 3.1.2.2. Portanto, foram realizadas as seguintes estatísticas:

a) Média sazonal ($\overline{M}$): consiste na média dos meses de uma única estação de um ano, como mostrada na subseção 3.1.2.2, na equação 3.1. Essa média é importante na representação do padrão de agitação marítima de uma estação do ano.

b) Média sazonal total ($\overline{M}_{total}$): é média de uma única estação durante todos anos.

$$\overline{M}_{total} = \frac{1}{t * j} \sum_{j=1}^{ano} \left[\sum_{i=1}^{t} M_{ij} \right] , \tag{3.5}$$

sendo j o contador do número de anos e *ano* o número total de anos. Então, por exemplo, têm-se um único campo que representa MAM de todos os anos.

c) Desvio padrão (σ): é o quanto o valor de uma estação do ano varia ao redor da média sazonal total.

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{t-1} \sum_{i=1}^{t} (\overline{M}_i - \overline{M}_{total})^2} \tag{3.6}$$

Portanto, um σ baixo indica que os dados tendem a estar próximos da média; um σ alto indica que os dados estão espalhados em relação a média.

d) Variância (σ^2): determina o grau de variabilidade de uma única estação para todos os anos.

$$\sigma^2 = \frac{1}{t-1} \sum_{i=1}^{t} (\overline{M}_i - \overline{M}_{total})^2 \tag{3.7}$$

Assim, um σ^2 baixo (alto) representa pouca (muita) variação dos dados entre si.

e) Anomalia sazonal (*Anom*): é a subtração da média total sazonal pela média de uma estação do ano.

$$Anom = \overline{M}_{total} - \overline{M} \tag{3.8}$$

Logo, têm-se o quão determinada estação de um ano varia em relação a média sazonal total.

f) Percentil (P_p): é a representação de uma amostra através de porcentagens que indicam a quantidade de dados inferiores. Assim, por exemplo, o 5º percentil determina o 5% menor dos dados, o 90º percentil determina o 90% menor dos dados e assim por diante. De um outro ponto de vista,

o $90^{\underline{o}}$ percentil representa os 10% dos valores mais significativos de uma série.

3.4 Etapa 4: Classificação de eventos severos

Nesta etapa utizou-se um algoritmo para a classificação de diferentes sistemas no espectro de ondas. O objetivo do algoritmo era localizar a(s) frequência(s) de pico no espectro e agrupar a energia que está associada a essa frequência, assim, cada valor associado a tal frequência será parte de um sistema. Essa metodologia foi aplicada por Carvalho (2010) baseada no critério de Hanson e Phillips (1999), que classifica as frequências de pico por direção, de maneira que torna possível associá-la ao sistema meteorológico gerador. Esta separação de sistemas conduz a abordagens de modelagem distintas, dependendo se as escalas dos fenômenos a serem estudados podem ser resolvidos.

Após a separação dos sistemas, foi desenvolvido um algorítimo para classificar os eventos na ordem decrescente, ou seja, do mais significativo para o menos significativo. Estudar todos os casos significativos nos 61 pontos de espectro ao largo da costa do Brasil se torna uma tarefa árdua, assim, realizou-se um estudo preliminar e foi definido que a área a ser estuda deveria ter as seguintes características:

a) variabilidade da HSG alta, pois estão sujeitas a eventos extremos;

b) casos severos de ondas com impactos, e;

c) alta densidade populacional e/ou estrutura portuária, pois estão mais sujeitas a perdas e danos.

Baseado nesses critérios, os litorais que apresentam as características a e b vão desde o Rio Grande do Sul (RS) até o litoral Sul da Bahia (BA). Por outro lado, a característica c é mais seletiva, uma vez que poucas localidades se encaixam nesse critério, sendo elas (de sul para norte):

- Rio Grande - RS
- Navegantes - região de Itajaí - Santa Catarina (SC)
- Paranaguá - Paraná (PR)

- Santos - São Paulo (SP)
- São Sebastião - SP
- Baía de Guanabara - Rio de janeiro (RJ)
- Baía do Espírito Santo - Espírito Santo (ES)

Selecionadas essas áreas, um outro fator foi determinante para a seleção do local a ser estudado, a batimetria. Obter esse tipo de dado com alta resolução é uma tarefa difícil. Através do Laboratório de Simulação de Escoamentos com Superfície Livre (LABESUL) da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), obteve-se a batimetria da Baía do Espírito Santo com resolução de $30s$. Assim, foi definida a área de estudo e aplicada a metodologia descrita no capítulo 3.5 a seguir. Uma vez que obtendo sucesso, a metodologia proposta a seguir pode ser aplicada para outras áreas costeiras.

Nesta fase do trabalho será realizada uma descrição de cada evento extremo selecionado, onde será explicado as causas da agitação marítima próxima a área de estudo analisando os resultados do experimento *hindcast* WW3 e a condição de tempo associada através da análise do vento oriundo da reanálise CFSR.

Portanto, com a classificação dos eventos severos e a definição da área a ser estuda, essas condições serão aplicadas para o modelo SWAN. Espera-se com essa metodologia a melhor representação dos sistemas de ondas próximos a região costeira, com maior resolução espacial e temporal, essenciais para o correto entendimento das ondas incidentes e de seu papel nos processos costeiros.

3.5 Etapa 5: Estudo da região costeira: Baía do Espírito Santo

3.5.1 Descrição da área de estudo

O estado do ES está localizado na região Sudeste do Brasil e tem como fronteiras o Oceano Atlântico a leste e os estados do Rio de janeiro (RJ), Minas Gerais (MG) e Bahia (BA) a sul, leste e norte, respectivamente (Figura 3.8). O litoral do estado do ES é um dos mais importantes, pois é o principal ponto de escoamento de minério de ferro do país. Segundo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) (2010), o litoral do Espírito Santo tem extensão de 411 km, o qual corresponde aproximadamente 5% da costa brasileira.

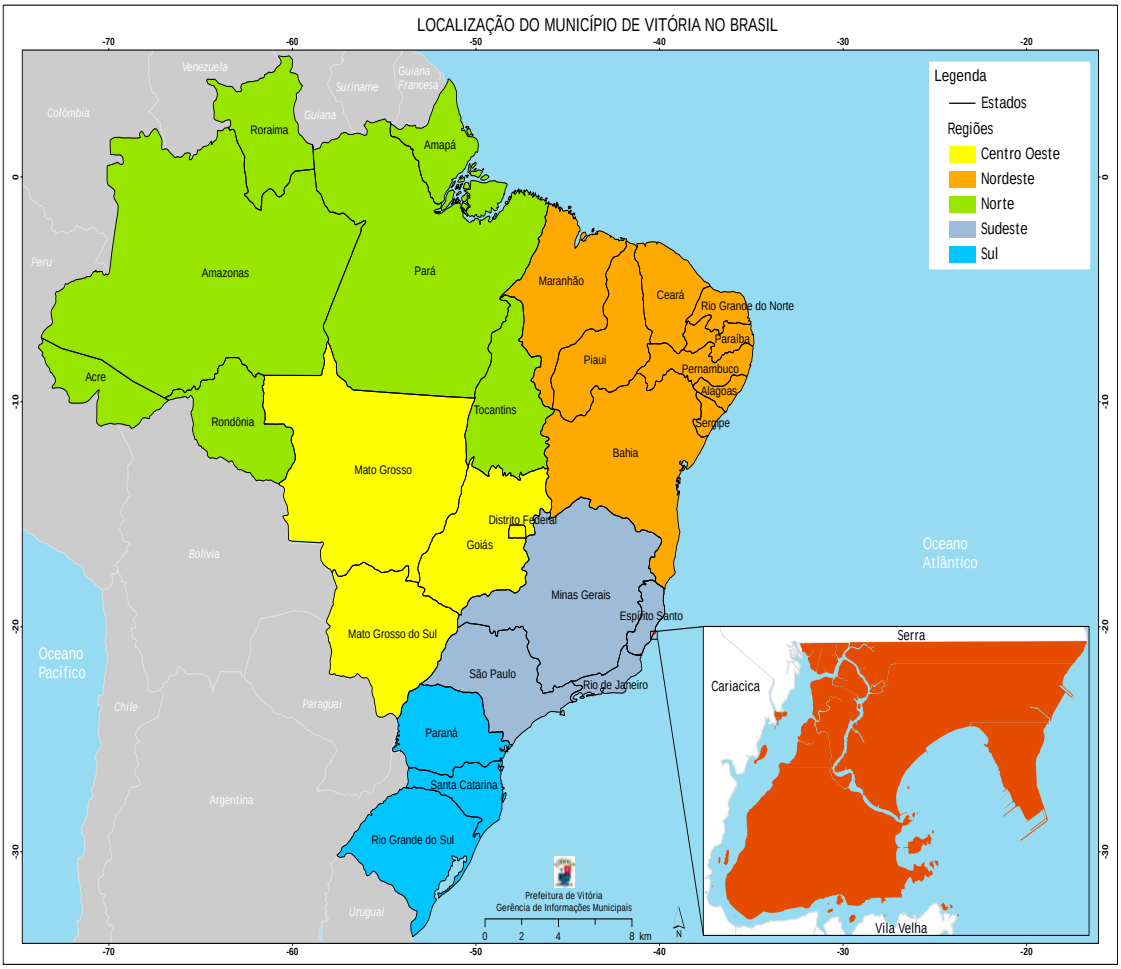

Figura 3.8 - Localização do estado do Espírito Santo e da capital Vitória.
Fonte: Prefeitura Municipal de Vitória - ES.

A cidade de Vitória é a capital do Espírito Santo e segundo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) (2011), tem população de aproximadamente 330 mil habitantes, sendo os bairros mais populosos localizados na Baía do Espírito Santo. O sistema estuário de Vitória é composto pelas baías de Vitória e Espírito Santo. Observa-se na figura 3.9 que a Baía de Vitória apresenta duas ligações com o mar, uma localizada mais ao norte, Canal da Passagem, sendo sua desembocadura adjacente a praia de Camburi, e a outra localizada mais ao sul, entre a Ilha do Boi e a Ponta de Santa Luzia, chamada de Canal do Porto. Além das formações naturais, este estuário possui área de aterros e dois importantes portos, o Porto de Vitória, localizado entre a Baía de Vitória e o Canal do Porto, e o Porto de Tubarão,

localizado a leste da Praia de Camburi na Ponta do Tubarão.

Figura 3.9 - Descrição da área de estudo na cidade de Vitória - ES.
Fonte: Adaptado de Google Earth. Resolução de 1:3000.

Visto que essa etapa contempla o estudo de casos na BES, compreeendidos no período de 1980 a 2010, conhecer as características da linha de costa durante esses anos é muito importante para as simulações em águas costeiras, pois mudanças na linha de costa podem causar efeitos diversificados nas ondas. Um exemplo é a construção de um porto, que pode causar efeitos de grandes proporções nas áreas costeiras adjacentes devido a mudança na direção das ondas, a qual ocorre principalmente por refração e difração (BATTJES, 1994).

Nas Figuras A.1, A.2, A.3, A.4 e A.5 do anexo A são apresentadas as mudanças na linha de costa na praia de Camburi, na Baía do Espírito Santo, durante o período

de 1970 a 2007. Além das alterações na linha de costa, observa-se também a intensa urbanização da praia de Camburi, a qual ocorreu principalmente após a década de 60 devido a construção do Porto de Tubarão, em 1965. Segundo Albino et al. (2006), na BES o problema erosivo mais antigo e preocupante é observado na praia de Camburi. Mello e Gonzales (1995) identificaram que a construção do complexo portuário alterou o padrão de ondas, assim, havendo aumento da HSG na porção central da praia e diminuição na porção norte, devido a difração e refração das ondas. Os efeitos observados pelos autores ocorreram a partir do enrocamento e do canal dragado com mais de 20 m de profundidade transversal à Ponta de Tubarão.

Além das intervenções na BES devido a contrução do porto, intervenções com a finalidade de viabilizar o crescimento urbano e solucionar o processo erosivo contribuíram para melhorar/piorar a situação atual da praia de Camburi. A última obra realizada a fim de recuperar parte da erosão costeira foi iniciada em janeiro de 1999, essa com a construção de um terceiro espigão e no despejo de areias sobre a praia emersa. Esse espigão pode ser observado nas Figuras A.4 (antes) e A.5 (depois).

Trabalhos recentes como os de Prata (2005), Albino et al. (2006), entre outros, estudaram através do acompanhamento topográfico e granulométrico das areias da praia de Camburi os efeitos causados pela construção do terceiro espigão. Nos 6 primeiros meses houve a diminuição da fração fina das areias despejadas e recuo da praia. De modo geral, a areia fina foi transportada longitudinalmente a praia, rumo a Ponta de Tubarão, e devido aos espigões que bloqueiam a deriva litorânea, houve o desenvolvimento de setores de maior progradação. Entre 2002 e 2005, Prata (2005) observou que a adaptação morfotextural da praia obedece às imposições das estruturas de engenharia e vem se dando de forma lenta. No entanto, Albino et al. (2006) salienta que há uma exceção de épocas de entrada de ondas de S-SE, direção que a praia encontra-se mais exposta, quando o recuo da antepraia é acelerado, expondo os minerais pesados que estão depositados sob as areias retiradas pelas ondas incidentes.

Portanto, a BES é uma área de estudo interessante devido a alta densidade demográfica, os impactos da construção Porto de Tubarão e os processos costeiros observados nas últimas décadas.

3.5.2 Simulação das ondas próximas à costa

Conforme já citado anteriormente na etapa 1 (seção 3.1), o modelo WW3 nesse estudo possui como limite a isóbata de 100 metros e a física selecionada para águas profundas. Logo, para o estudo dos eventos selecionados próximos à costa do ES e na BES, utilizou-se o modelo *Simulating Waves Nearshore* (SWAN), pois ele possui a física necessária para a simulação da agitação marítima em águas rasas (*nearshore*). Logo, para simular com alta resolução o modelo SWAN é necessário ter condições de fronteira e contorno compatíveis.

3.5.2.1 Descrição do modelo SWAN

O modelo de terceira geração SWAN, simulador de ondas em águas rasas, é sucessor do modelo HISWA também desenvolvido pela *Delft University of Technology*. Possui várias versões, sendo a última v.40.51, e diversos artigos científicos como Booij et al. (1996), Holthuijsen et al. (1998), Rogers et al. (2003) e outros, que mostram a sua efiência e consistência numérica.

O SWAN é fundamentado na equação espectral discreta do balanço da ação da onda e, assim como WW3, também é um modelo espectral. Sua principal aplicação é na previsão numérica do espectro de ondas aplicado às regiões costeiras (*nearshore*), estuários, canais e outros, podendo utilizar campos de vento, batimetria e correntes fornecidos por outros modelos.

Suas principais caracteríticas físicas são:

- refração de onda com profundidade variável;
- empinamento induzido pela profundidade e corrente;
- geração de ondas pelo vento;
- dissipação por *whitecapping*;
- dissipação pela quebra de ondas induzida pela profundidade;
- dissipação devido à fricção com o fundo (três formulações diferentes);
- interações não-lineares (de 3 e 4 ondas);
- difração.

3.5.2.2 Experimento SWAN

Durante a realização do experimento *hindcast* WW3, as condições iniciais foram descartadas, pois guardar todas elas iriam demandar muito espaço. Então, para a simulação dos eventos selecionados próximos á costa, realizou-se a simulação de 15 dias antes do evento selecionado no domínio global e região Sudeste. O período de 15 dias é necessário devido a geração das ondas pelo vento, ou seja, é um período necessário a para "aquecer" o modelo. Esse período de estabilização da simulação necessário para um modelo chegar a um estado de equilíbrio estatístico também é conhecido como *spin-up* e será verificado na seção 4.1.2 do capítulo 4.

Logo, passar as condições iniciais do domínio região Sudeste (0,3124°) diretamente para o modelo SWAN acarretaria em muitas extrapolações, assim foi necessário a simulação de mais um domínio do modelo WW3, esse com resolução de 0.05° (6km). Para o modelo WW3 utilizou-se os domínios global (Figura 3.1), região Sudeste (Figura 3.2c) e Espírito Santo (Figura 3.10). Essas rodadas foram realizadas de forma aninhada, ou seja, o domínio de baixa resolução passa as condições de contorno para o de mais alta resolução. Essa técnica também é conhecida como *nesting* (TOLMAN, 2009).

Assim, guardou-se as condições necessárias do último domínio para as simulações do modelo SWAN, o qual possui dois domínios, Vitória (Figura 3.11) e Baía do Espírito Santo (BES) (Figura 3.12). Note que a batimetria do domínio BES tem alta resolução se comparada com os domínios utilizados no modelo WW3.

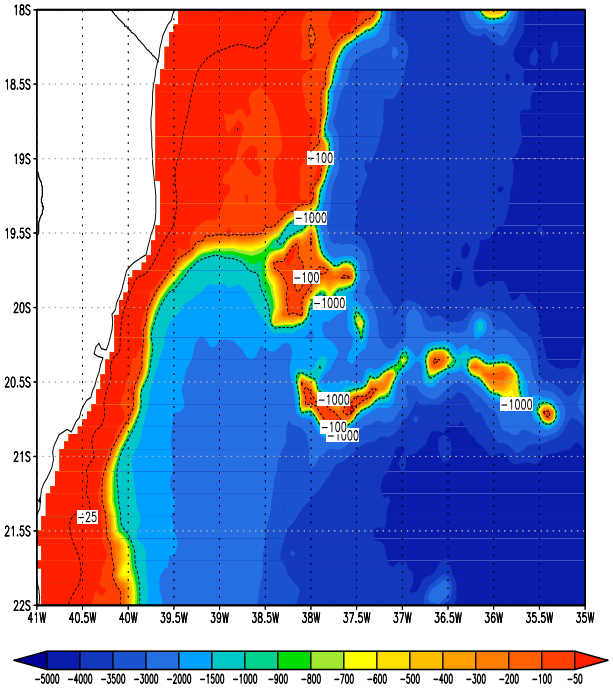

Figura 3.10 - Batimetria em metros do domínio Espírito Santo - modelo WW3. A resolução espacial é de 0,05°.

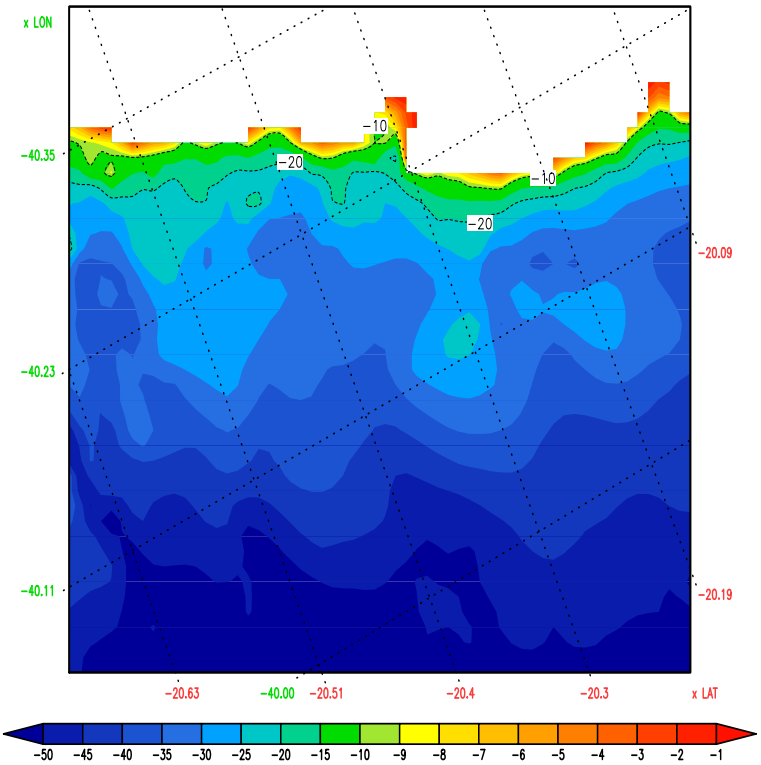

Figura 3.11 - Batimetria em metros do domínio Vitória - modelo SWAN. A resolução espacial é de 0,005°.

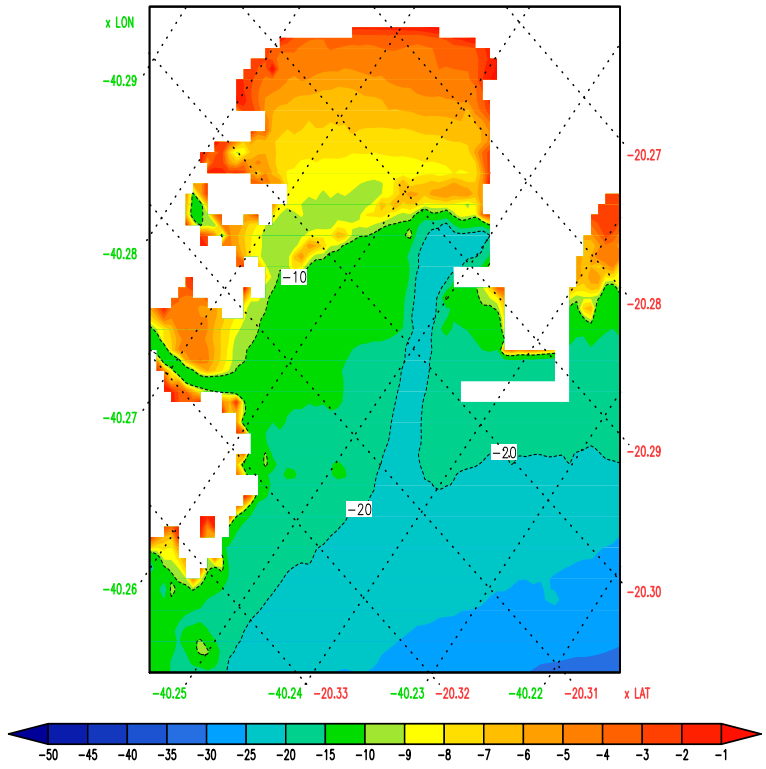

Figura 3.12 - Batimetria em metros do domínio Baía do Espírito Santo - modelo SWAN. A resolução espacial é de 0,001°.

3.5.3 Simulação do transporte de sedimentos

Nesta subseção será explanado a metodologia e os aspectos teóricos do modelo numérico desenvolvido para a Estimativa da taxa de Transporte de Sedimentos, denominado pela sigla ESTSED. Nessa parte do estudo o foco será voltado para o transporte de sedimentos longitudinal ocasionados pela quebra das ondas na região da Baía do Espírito Santo. Estudos recentes como Stive (2004), Kim (2009), entre outros autores, mostram a importância da taxa de transporte de sedimentos em eventos com pouca e muita energia, geralmente proveniente de sistemas meteorológicos, como foi visto nas tabelas 2.2, 2.3 e 2.4 na sessão de revisão bibliográfica (capítulo 2). Os autores também resssaltam a importância da taxa de transporte de sedimentos longitudinal, pois está relacionada diretamente a perda e ganho de sedimentos de uma determinada localidade. Logo, o balanço de transporte de sedimentos perpendicular à costa tende a zero com o passar do tempo, ou seja, perdas e ganhos o desse tipo de transporte são recuperadas.

3.5.3.1 Descrição do modelo ESTSED

Escrito na linguagem de programação Fortran 90, o modelo semi-empírico ESTSED foi desenvolvido para estimar a taxa de transporte de sedimentos longitudinal em grade ou ponto. O modelo utiliza como forçantes as seguintes variáveis de saída do modelo de águas rasa SWAN (domínio BES):

a) Altura significativa;

b) Período de pico;

c) Velocidade máxima do movimento orbital próximo ao fundo;

d) Batimetria.

Os parâmetros de saída estão descritos no item 3.5.3.2 abaixo e foram calculados utilizando diversas formulações encontradas na literatura recente.

3.5.3.2 Transporte de sedimentos longitudinal

Nos últimos 30 anos diversas formulações foram desenvolvidas com o objetivo de estimar, em termos de quantidade, o transporte de sedimentos longitudinal (TSL) e, consequentemente, seu impacto na engenharia costeira. A taxa de TSL é constantemente utilizada na engenharia costeira e vem sendo muito estudada principalmente devido à erosão costeira, construção de estruturas costeiras como quebra-maré, espigão, porto e outros, e na quantificação da taxa de sedimentos transportados em canais e baías. Entretanto, cada uma dessas fórmulas tem características que foram sendo adaptadas de acordo com a evolução das parametrizações físicas e da área a ser estudada. Wellen et al. (2000) e Tomasicchio et al. (2012) classificaram as formulações de TSL em três tipos:

a) Métodos de energia: são classificados em dois subtipos:

   – aproximação do fluxo de energia: foi desenvolvido especificamente para o transporte de sedimentos costeiro, onde destacam-se Bayram et al. (2007), Inman e Bagnold (1963), Komar (1969), Komar e Inman (1970) e USACE (1984).

– aproximação da corrente: foi desenvolvido para ser aplicado em qualquer situação de transporte de sedimentos e em ambientes variados, incluindo o ambiente fluvial. As formulações mais utilizadas desse método são a de Bagnold (1966) e Bailard (1981).

b) Métodos de balanço-força: são métodos alternativos para a aproximação da corrente na previsão do transporte de sedimentos. Desse tipo, destacam-se os de Bijker (1992), Damgaard e Soulsby (1996) e Frijlink (1952).

c) Métodos de análise dimensional: compreende as fórmulas que foram obtidas pelo método de análise dimensional com os parâmetros que tem maior peso no cálculo do TSL. De modo geral, são variações da fórmula USACE (1984) com um fator K variante. Nesse tipo de método, destacam-se a fórmula de Kamphuis (1991), Schoonees e Theron (1993), Van der Meer (1990) e Van Hijum e Pilarczyk (1982).

Todos os métodos classificados por Wellen et al. (2000) e Tomasicchio et al. (2012) levam em consideração o transporte total de sedimentos ao longo da costa. Este tipo de transporte é chamado de total pois é a soma entre o transporte por arrasto (*bedload*[2]) e o transporte por suspensão. Modelos com física mais sofisticada conseguem discenir entre os tipos de transporte, no entanto, esta física não será abordada no modelo ESTSED. Assim, neste trabalho o transporte total de sedimentos longitudinal será chamado apenas de TSL.

No modelo ESTSED foram implementadas três formulações mais utilizadas na literatura atual para o cálculo do TSL: fórmula CERC (USACE, 1984), fórmula Kamphuis (KAMPHUIS, 1991) e fórmula Bayram (BAYRAM et al., 2007). Essas são equações explícitas baseadas em representações simplificadas dos processos físicos nas quais são utilizados coeficientes empíricos para calibração. As fórmulas fornecem uma estimativa de TSL com poucos parâmetros de entrada que podem ser obtidos de modelos numéricos de ondas.

A primeira formulação para o cálculo do volume de transporte por unidade de tempo foi desenvolvida pelo *United States Army Corps of Engineers* (USACE) e *Coastal Engineering Research Center* (CERC) e na literatura é chamada de Equação CERC. Fisicamente ela não apresenta distinção entre os processos de transporte (arrasto e

[2]processo caracterizado por pequenos saltos do sedimento no fundo

suspensão) e a taxa de transporte de sedimentos é proporcional à energia das ondas paralelas à costa. Neste trabalho será referida como Cerc84 ($\mathrm{m^3\,s^{-1}}$) e é representada por:

$$Q_{Cerc84} \;=\; \frac{\rho K \sqrt{\frac{g}{\gamma_b}}}{16(\rho_s - \rho)(1-a)}\, H_b^{2.5}\, sen(2\theta_b)\,, \tag{3.9}$$

em que Q representa o transporte de sedimentos longitudinal ($\mathrm{m^3\,s^{-1}}$); K=0,39 é o coeficiente empírico (USACE, 1984); $\rho_s = 2650\ \mathrm{kg\,m^{-3}}$ é a densidade do sedimento (areia); ρ=1025 $\mathrm{kg\,m^{-3}}$ é a densidade da água; $a = 0{,}4$ é o coeficiente de porosidade adimensional do sedimento (areia); $\theta_b = \theta_{onda} - \theta_{bat}$ representa o ângulo de inclinação da onda na quebra, sendo θ_{onda} o ângulo de inclinação da onda e θ_{bat} o ângulo de inclinação da batimetria; H_b é a altura significativa de quebra da onda dada por (KOMAR; GAUGHAN, 1973):

$$H_b \;=\; \Omega_b\, H_0$$

com

$$\Omega_b \;=\; 0,56 \left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{-\frac{1}{5}}\,,$$

sendo H_0 a altura significativa da onda em águas profundas (m); L_0 o comprimento da onda em águas profundas (m) e γ_b o índice de quebra computado através de experimentos como (WEGGEL, 1972):

$$\gamma_b \;=\; b \;-\; c\frac{H_b}{g\,T_p^2}\,,$$

onde $g = 9,8\ \mathrm{m\,s^{-2}}$ é a aceleração da gravidade; T_p é o período de pico (s); b e c são parâmetros semi-empíricos para a representação da rampa praial, dados por:

$$b \;=\; \frac{1,56}{(1 + e^{-19,5\,\tan\beta})}$$

e

$$c = 43,8\,(1 - e^{-19\,\tan\beta})\,,$$

sendo β o ângulo de inclinação da rampa praial.

A equação Cerc84 foi concebida em função de uma série de experimentos realizados em praias do EUA, portanto, a aplicação dessa fórmula em praias com outras características pode resultar em taxas de tranporte de sedimentos não acuradas.

A segunda formulação para o cálculo do volume de transporte por unidade de tempo foi desenvolvida por Kamphuis (1991) e visava corrigir parâmetros da Cerc84 e implementar outras parametrizações importantes no TSL. Conhecida na literatura como Equação de Kamphuis, neste trabalho será chamada de Kamp91 ($\mathrm{m^3\,s^{-1}}$) e é dada pela Equação 3.10. Ela incorpora os efeitos do período da onda, inclinação da praia e o diâmetro do sedimento que está sendo transportado, sendo aplicável a experimentos de laboratório e a campo. Tais parâmetros contribuem para a corrente paralela através da transferência de *momentum* da quebra das ondas para a coluna de água.

$$Q_{Kamp91} = \frac{0,0013\,\rho}{(\rho_s - \rho)(1 - a)}\,\frac{H_b^3}{T_p}\left(\frac{H_b}{L}\right)^{-1,25}\tan\left(\beta^{0,75}\right)\left(\frac{H_b}{d_{50}}\right)^{0,25}\left[\mathrm{sen}(2\,\theta_b)\right]^{0,6}, \tag{3.10}$$

em que d_{50} é o diâmetro médio do sedimento (mm).

A terceira fórmula para o cálculo do volume de transporte por unidade de tempo aplicada no modelo ESTSED é a Equação de Bayram (BAYRAM et al., 2007), a qual é considerada o estado da arte das equações de TSL (TOMASICCHIO et al., 2012). Essa formulação foi desenvolvida a partir de princípios da física de transporte de sedimentos, assumindo que quando as ondas quebram mobilizam os sedimentos que, em seguida, são movidos por uma corrente média. Bayram et al. (2007) compararam sua formulação com Cerc84, Kamp91 e outras, e obtiveram melhores resultados em experimentos de laboratório e campo. Neste trabalho tal formulação será chamada de Bayr07 ($\mathrm{m^3\,s^{-1}}$) e é expressa por:

$$Q_{Bayr07} \;=\; \frac{\varepsilon}{(\rho_s \;-\; \rho)\,(1 \;-\; a)\,g\,w_s} F\overline{V}\,, \tag{3.11}$$

em que ε é o coeficiente de transporte que expressa a eficiência das ondas em manter os grãos em suspensão,

$$\varepsilon \;=\; \left(9.0 \;+\; 4.0\,\frac{H_b}{w_s\,T}\right)\,10^{-5}\,,$$

com w_s representando a velocidade de decantação do sedimento, dado por:

$$w_s = \begin{cases} \dfrac{(\rho_s \;-\; \rho)\,g\,d_{50}^2}{18\,\rho\,\nu} & \text{se} \quad f_g \leq 39, \\[2ex] \dfrac{\left[\dfrac{(\rho_s \;-\; \rho)\,g}{\rho}\right]^{0.7} d_{50}^{1.1}}{6\,\nu^{0.4}} & \text{se} \quad 39 \leq f_g \leq 10^4, \\[2ex] \left[\dfrac{(\rho_s \;-\; \rho)\,g\,d_{50}}{0,91\,\rho}\right]^{\frac{1}{2}} & \text{se} \quad f_g > 10^4, \end{cases}$$

em que f_g, função do fator de flutuabilidade do grão, é expresso como:

$$f_g \;=\; \frac{(\rho_s \;-\; \rho)g\,d_{50}^3}{\rho\,\nu^2}\,,$$

sendo ν a viscosidade cinemática do fluido; F é a componente perpendicular do fluxo de energia da onda considerando que a dissipação de energia antes do ponto de quebra é desprezada (por exemplo, fricção com o fundo), então assume-se que em qualquer profundidade F é a componente perpendicular do fluxo de energia da onda na quebra, calculada como

$$F \;=\; E_b\,C_{gb}\,cos\theta_b\,,$$

com E_b representando a energia da quebra da onda por unidade de comprimento, a qual é baseada na teoria linear da onda e é expressa como

$$E_b = \frac{1}{8}\,\rho\, g\, H_b^2\,,$$

em que

$$C_{gb} = \sqrt{g\,\frac{H_b}{\gamma_{b_2}}}$$

é a velocidade de grupo da onda na quebra e γ_{b_2} é dado por H_b/D_b, sendo D_b a profundidadade de quebra da onda. Por fim, o fator $\overline{V}$ representa a velocidade média da corrente paralela à costa que move o sedimento ao longo da zona de arrebentação[3], dado por:

$$\overline{V} = \frac{5}{32}\,\frac{\pi\,\gamma_{b2}\,\sqrt{g}}{c_f}\,A^{\frac{3}{2}}\,sen\,\theta_b\,,$$

sendo $c_f = 0,005$ o coeficiente adimensional de fricção da onda e A o parâmetro de forma do perfil praial, que segundo van RIJN (1993) pode ser descrito como

$$A = \frac{9}{4}\left(\frac{w_s^2}{g}\right)^{\frac{1}{3}}.$$

Em resumo, a equação Bayr07, onde o sedimento é mobilizado principalmente pela quebra das ondas, é a mais adequada para aplicações práticas em águas costeiras (BAYRAM et al., 2007). Como observado por Mello e Gonzales (1995), Albino et al. (2001), Prata (2005) e outros autores, na BES o maior agente de transporte de sedimentos são as ondas, logo, as fórmulas apresentadas anteriormentes para a estimativa do TSL são recomendadas para este tipo de estudo. Recentemente, Smith et al. (2009) realizando experimentos em laboratório e calculando o TSL com diversas fórmulas, McAvoy e Rodger (2011) calculando o TSL na região de Coffs Harbour - Austrália, Splinter et al. (2011) estimando o TSL com as fórmulas Kamp91 e Bayr07 e comparando-as a dados de campo, entre outros autores, concluíram que a equação Bayr07 é a que apresenta as melhores estimativas do volume de transporte

[3]Segundo Bayram et al. (2007), esta relação é válida após a onda quebrar e mobilizar o sedimento.

de sedimentos longitudinal.

As formulações descritas acima para a estimativa do TSL mostram sua dependência em relação a direção das ondas. Assim, na Figura 3.13 é apresentado um esquema da relação entre o ângulo da onda e o transporte de sedimentos longitudinal. Caso o ângulo de incidência da onda seja o apresentado pela onda 1, o TSL será positivo, ou seja, para direita em relação a inclinação da batimetria. Caso as ondas sejam perpendiculares a inclinação da batimetria, vetor verde, o TSL será zero. Por fim, caso o ângulo de incidência da onda seja o apresentado pela onda 2, o TSL será negativo, ou seja, para esquerda em relação a inclinação da batimetria.

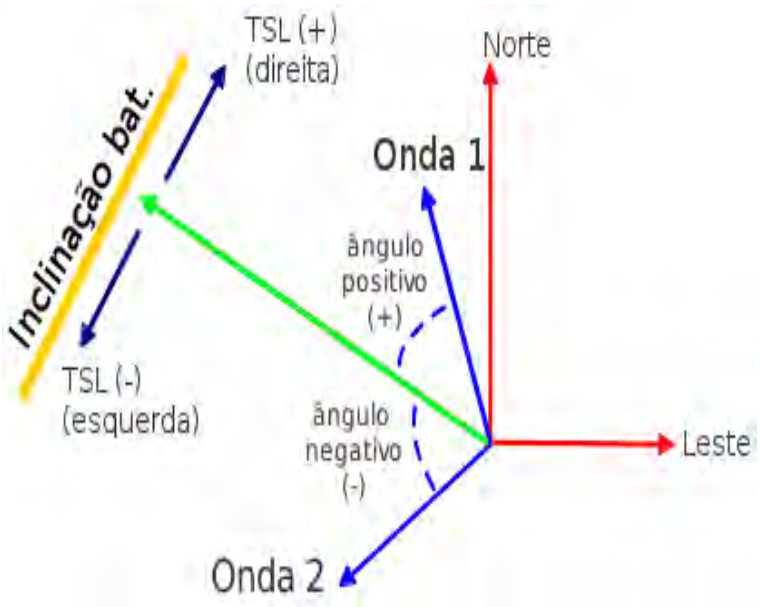

Figura 3.13 - Transporte de sedimentos longitudinal em relação ao ângulo de incidência da onda e a inclinação da batimetria.

3.5.3.3 Experimento ESTSED

Neste experimento foi aplicado o modelo ESTSED em pontos pré-determinados na BES para a estimativa do TSL segundo as equações apresentadas na seção anterior. A validação dessas formulações foi feita por USACE (1984), Kamphuis (1991), Bayram et al. (2007), Smith et al. (2009) e outros autores, baseadas em experimentos de laboratório e campo.

Para uma melhor representação das ondas na quebra (H_b), no modelo ESTSED foi

utilizada a altura significativa das ondas oriundas do modelo SWAN como H_b, pois essa apresenta uma melhor representatividade dentro da BES. Em todos os experimentos foi utilizado o ângulo de inclinação da rampa praial de 30°, esse representando a inclinação média como sugerido por Komar e Gaughan (1973).

Para esse experimento, primeiramente foi necessário definir os pontos na BES a serem estudados. Como o objetivo dessa análise era verificar qual a taxa de transporte total de sedimentos longitudinal, optou-se por selecionar 5 pontos dentro da área de estudo, de forma a poder realizar uma análise mais minunciosa e completa. A Figura 3.14 mostra os pontos escolhidos. As áreas onde foram escolhidos os pontos foram considerados também em outros estudos, tais como o de Prata (2005), que identificou a distribuição percentual das diversas classes granulométricas na praia de Camburi - ES após o engordamento artificial em 2000, e de Albino et al. (2006), que identificaram áreas de erosão e progradação costeira na BES.

Figura 3.14 - Pontos selecionados para o cálculo do TSL através do modelo ESTSED.

4 *HINDCAST* WAVE WATCH III

Neste capítulo são apresentados os resultados referentes às simulações numéricas do experimento HWW3, os quais foram analisados para verificar a confiablidade do modelo na representação das ondas oceânicas no domínio global e regional quando forçados pelos ventos e gelo da reanálise CFSR (SAHA et al., 2010) do NCEP.

4.1 Experimento *hindcast* WW3

4.1.1 Execução

Nesta subseção são apresentados os resultados referentes aos testes e execução dos experimentos.

Para um melhor aproveitamento dos recursos computacionais, as simulações foram divididas por décadas. Após diversos testes, a melhor relação tempo de processamento/número de processadores foi alcançada com 48 processadores. Na tabela 4.1 é apresentada a configuração, o tempo de processamento e o volume de dados gerados de cada experimento.

Tabela 4.1 - Execução do modelo WW3 no cluster SGI.

Nome da Simulação	**Processadores**	**Tempo de execução**	**Espaço**
global	48	300 s	163 MB
brasil_no	48	50 s	25 MB
brasil_se	48	25 s	8,4 MB
brasil_su	48	40 s	17 MB
Total simulação diária	48	415 s	213,4 MB
Total simulação 32 anos	96	$\approx$ 16 dias	2,375 TB

Os dados foram armazenados no sistema de discos paralelos descrito na seção 3.1.2, somando um total de 213,4 MB por dia, logo, calculando para os 32 anos de simulação, foram armazenados um total de 2,375 TB.

4.1.2 Avaliação preliminar

Nesta seção são analisados os resultados referentes a consistência das simulações numéricas *Hindcast* WW3 em dois domínios: global e regional, sendo ambos for-

çados com os dados da reanálise CFSR. Nesta etapa o foco principal é identificar se os principais fenômenos atmosféricos que atuam na formação das ondas foram representados no campo de altura significativa de ondas.

Primeiro, como citado na seção anterior, os experimentos foram divididos em décadas, tornando assim necessário estabilizar o modelo primeiro para dar continuidade ao *hindcast*. As Figuras 4.1, 4.2 e 4.3 mostram um exemplo do tempo de *spin-up* da variável HSG entre os dias 25 de março de 2010 e 14 de abril de 2010 (Caso 1) em alguns pontos sobre o oceano Atlântico, Pacífico e Índico (OI), respectivamente.

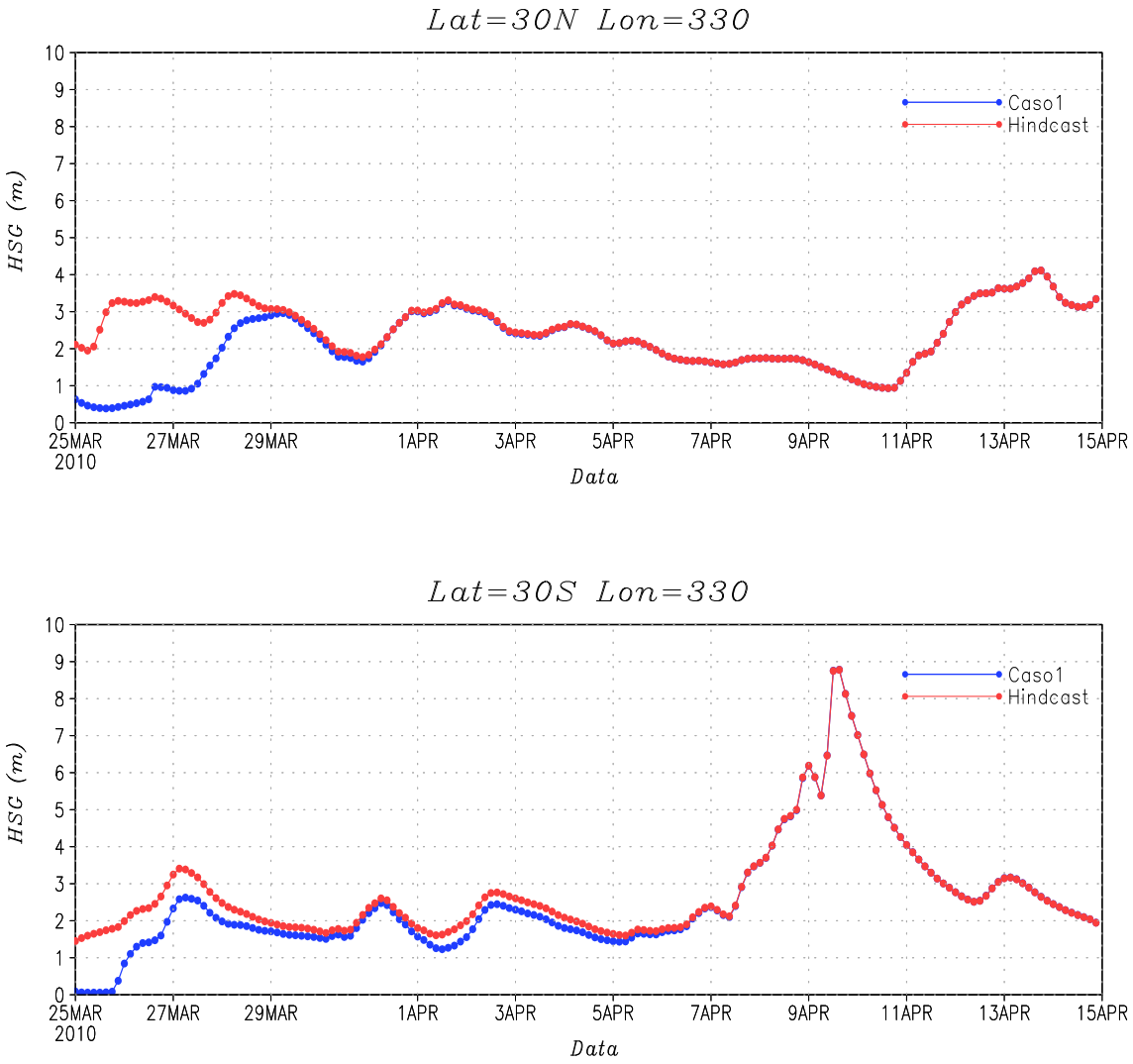

Figura 4.1 - Tempo de *spin-up* da HSG (m) do modelo WW3 no domínio Global sobre o Oceano Atlântico. Na figura superior, ponto sobre o OA no hemisfério norte e, na figura inferior, sobre o hemisfério sul.

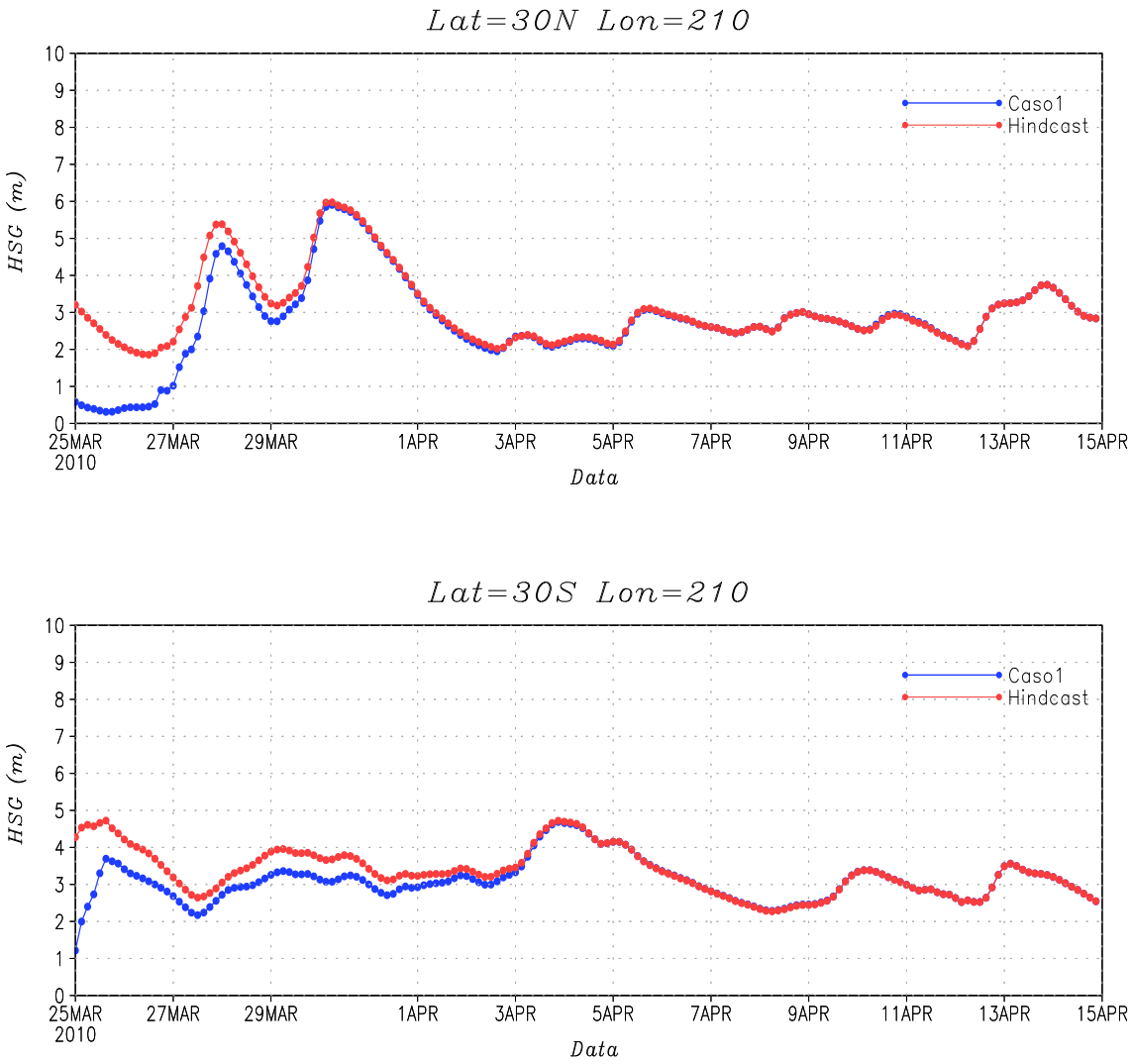

Figura 4.2 - Tempo de *spin-up* da HSG (m) do modelo WW3 no domínio Global sobre o Oceano Pacífico. Na figura superior, ponto sobre o OP no hemisfério norte e, na figura inferior, sobre o hemisfério sul.

Observa-se que sobre o OA (Figura 4.1) e OP (Figura 4.2) o modelo tende a convergir em até 12 dias, enquanto no OI o período é um pouco maior, cerca de 15 dias. Isso faz com que alguns fatores devam ser levados em consideração na avaliação do tempo de estabilização do modelo, como a qualidade dos dados de vento, a extensão do oceano e, o último e mais importante, o tipo de fenômeno atmosférico que está atuando sobre cada região (TOLMAN, 2002c). Os fenômenos atmosféricos quando mal representados resultam em mais (menos) *momentum* passado da atmosfera para o oceano, logo, mais (menos) energia e maior (menor) amplitude do espectro de onda.

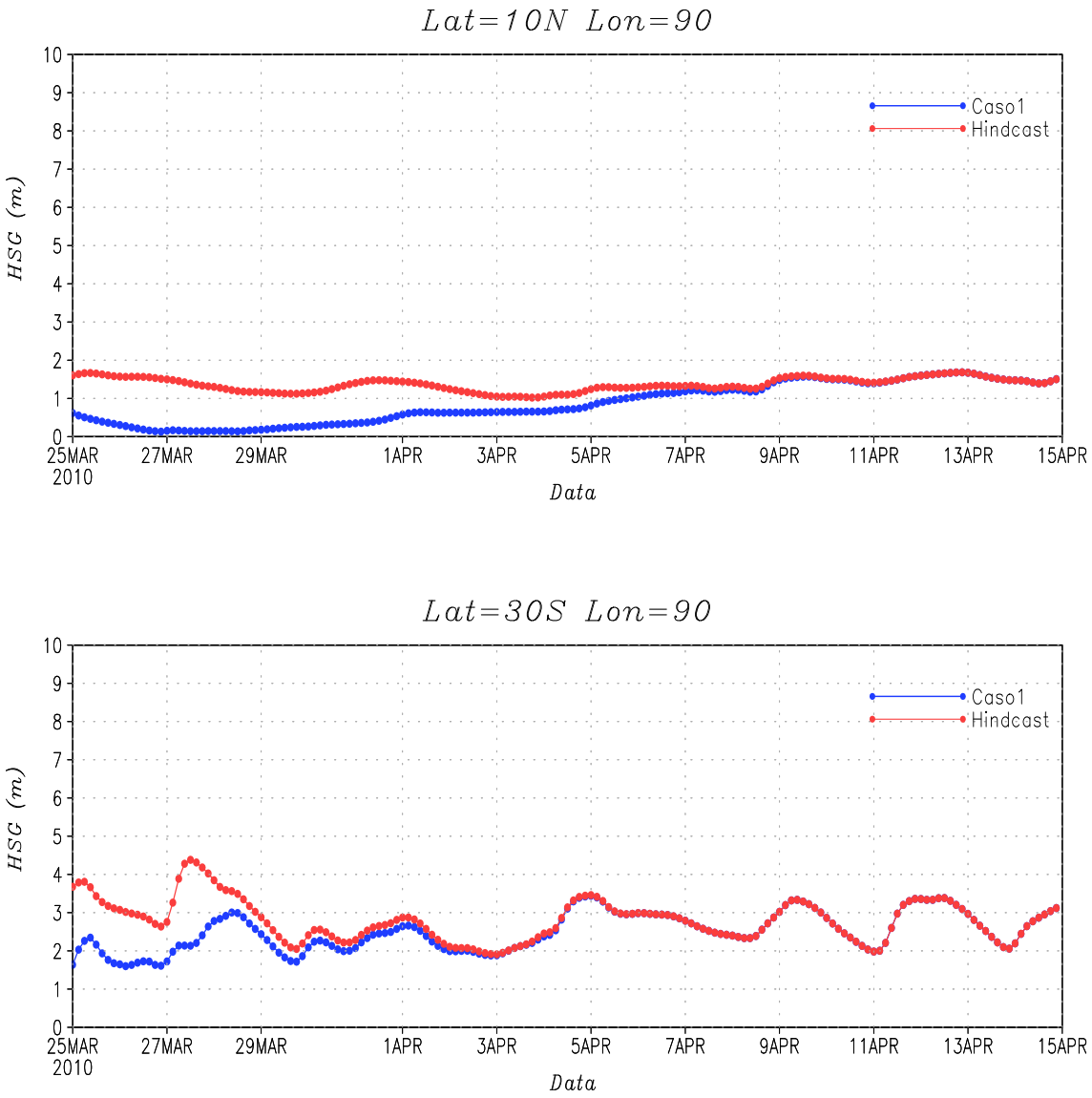

Figura 4.3 - Tempo de *spin-up* da HSG (m) do modelo WW3 no domínio Global sobre o Oceano Índico. Na figura superior, ponto sobre o OI no hemisfério norte e, na figura inferior, sobre o hemisfério sul.

Além do *spin-up* discutido anteriormente, foi verificado também a consistência de toda a simulação em um ponto no Atlântico Sul, já que se verificado algum problema na HSG, isso refletiria nos demais pontos ao redor do globo. Nas Figuras 4.4, 4.5 e 4.6 serão apresentadas a evolução temporal da HSG em todo o período do *hindcast*, ou seja, de 01 de janeiro de 1979 a 31 de dezembro de 2010.

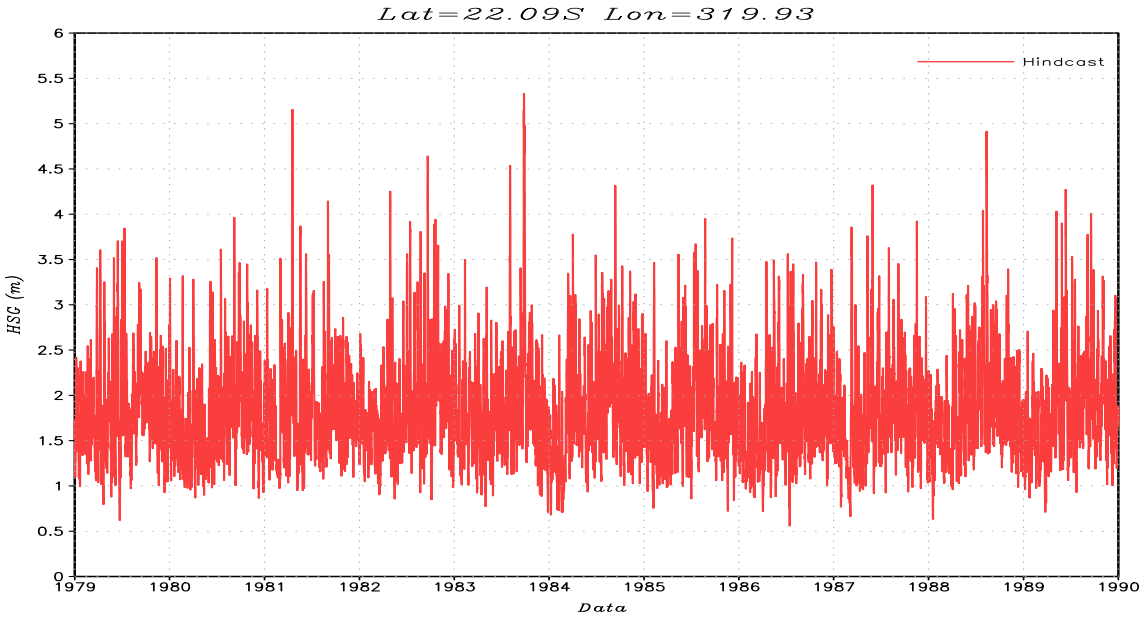

Figura 4.4 - Evolução temporal da altura significativa de ondas (m) no Oceano Atlântico Sul durante o período de 01 de janeiro de 1979 às 00Z a 01 de janeiro de 1990 às 00Z.

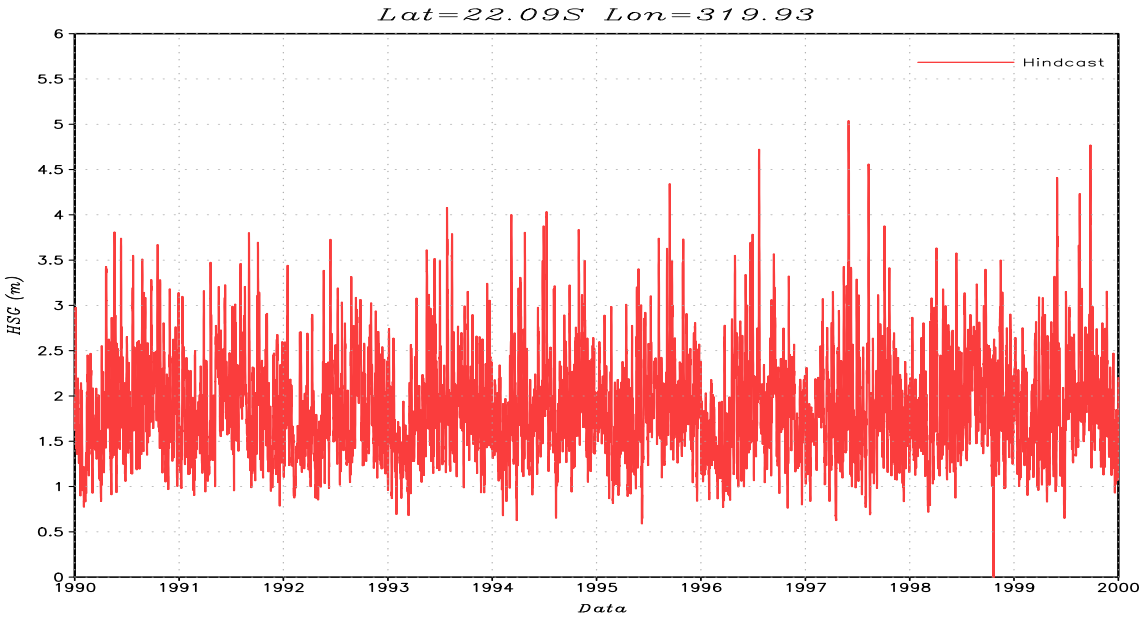

Figura 4.5 - Evolução temporal da altura significativa de ondas (m) no Oceano Atlântico Sul durante o período de 01 de janeiro de 1990 às 00Z a 01 de janeiro de 2000 às 00Z.

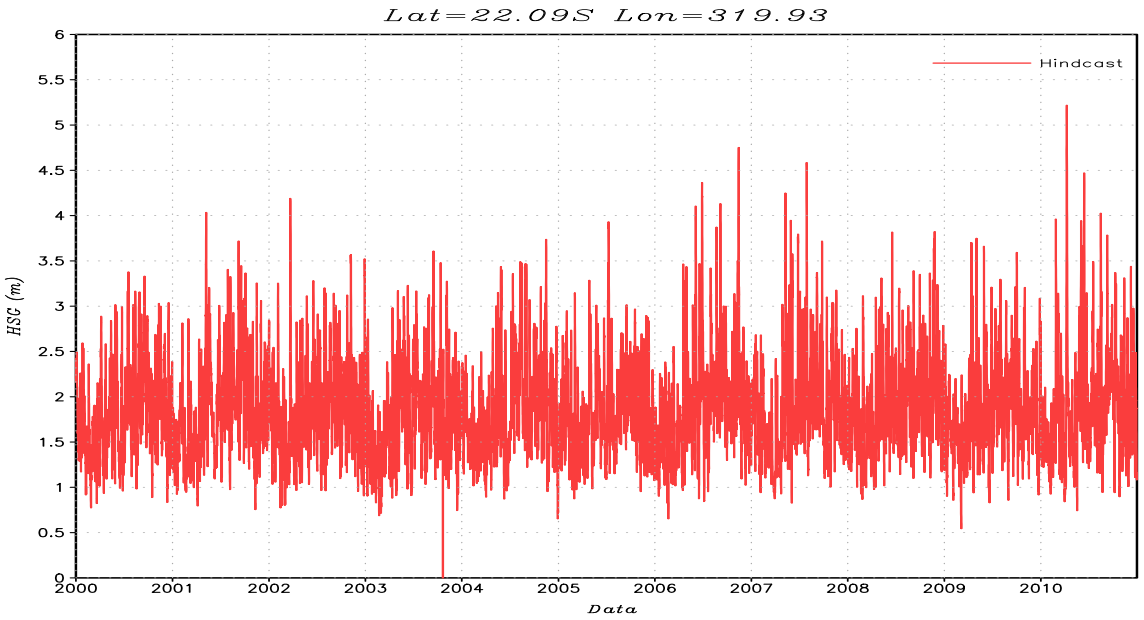

Figura 4.6 - Evolução temporal da altura significativa de ondas (m) no Oceano Atlântico Sul durante o período de 01 de janeiro de 2000 às 00Z a 31 de dezembro de 2010 às 23Z.

No período de 1979 a 2010, o *hindcast* apresentou problemas de armazenamento e/ou processamento apenas nos dias 21 de outubro de 1998 (Figura 4.5) e 21 de outubro de 2003 (Figura 4.6), assim, esses dois dias foram retirados dos dados para evitar erros sistemáticos em uma análise posterior.

A fim de verificar a sensibilidade do modelo WW3 de representar a HSG forçada pelo vento do CFSR, serão apresentados na Figura 4.7 a média sazonal da velocidade ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e direção do vento e na Figura 4.8 a média sazonal da altura significativa de ondas (m) e direção do período de pico, ambas entre os anos de 1980 e 2010.

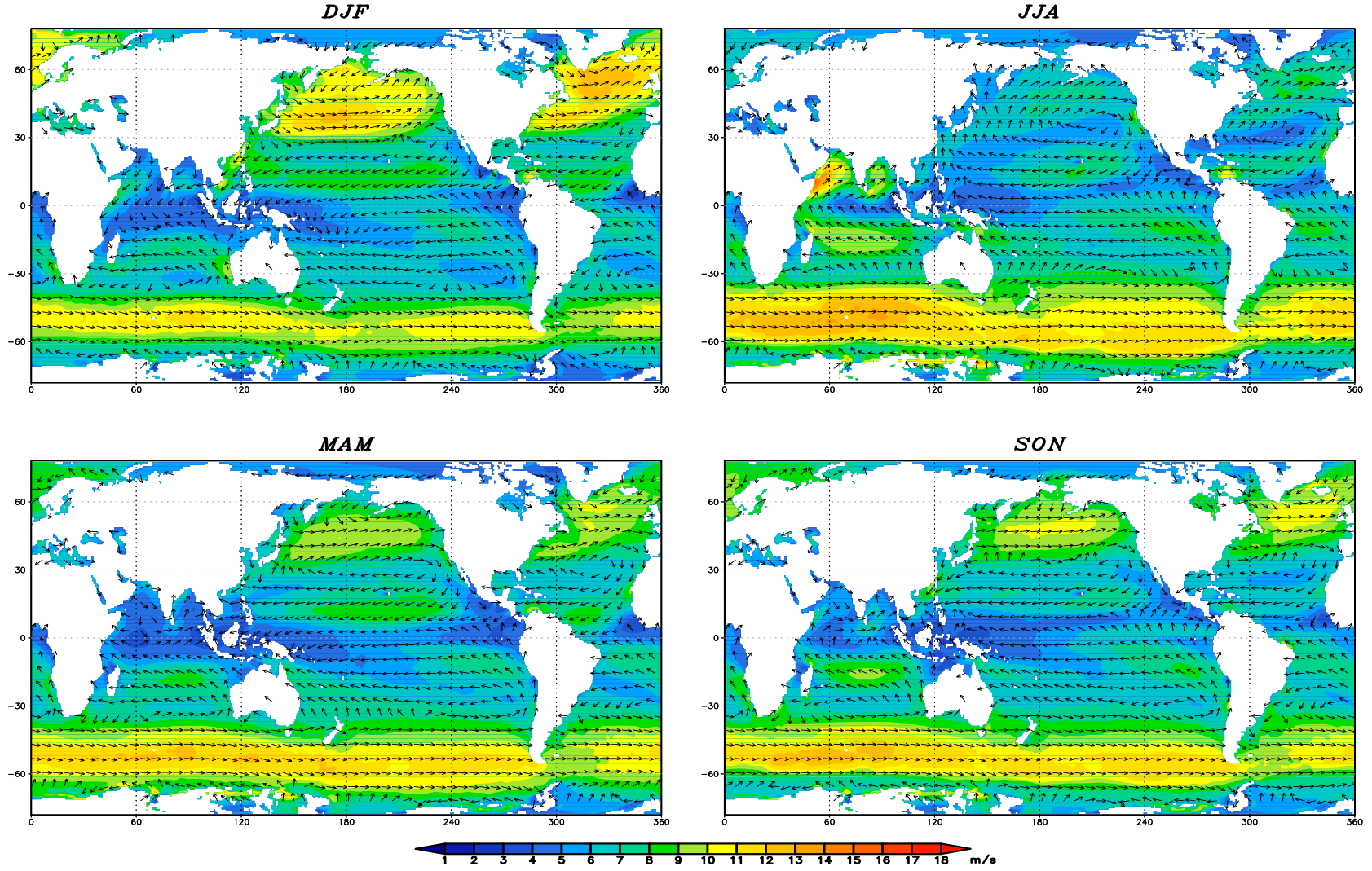

Figura 4.7 - Média sazonal da velocidade ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e direção do vento a 10 m da superfície entre os anos de 1980 e 2010.

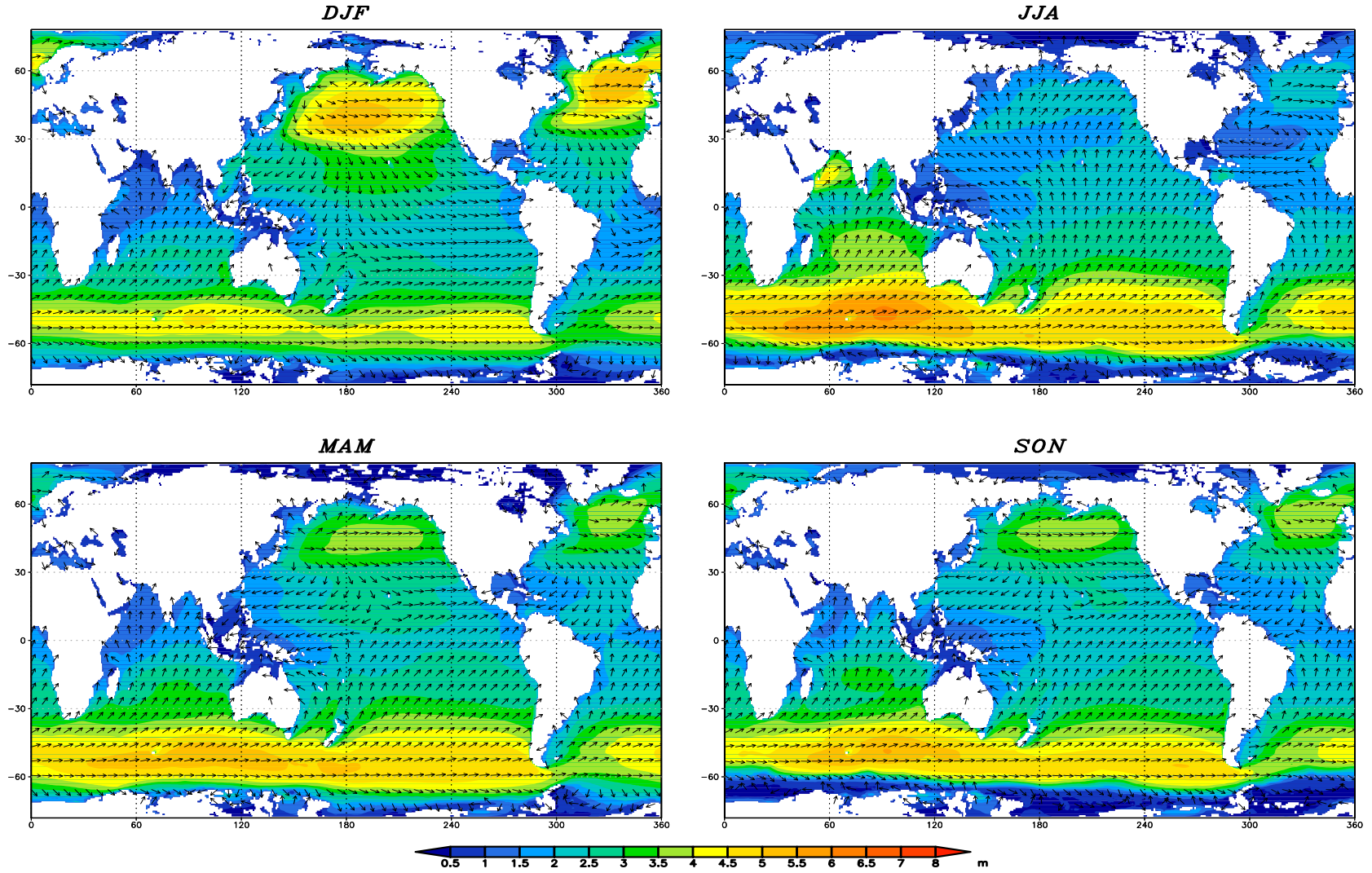

Figura 4.8 - Média sazonal da altura significativa de ondas (m) e direção do período de pico entre os anos de 1980 e 2010.

No campo de ventos de DJF (Figura 4.7) observa-se uma ampla área de máximos de velocidade e HSG nas latitudes médias (entre 30° e 60°) no HN, enquanto no HS, a magnitude do vento é de menor intensidade e confinada entre as latitudes de 40° e 60° Sul. Analisando a direção do PP (Figura 4.8), nota-se que os marulhos oriundos do Pacífico Norte (PN) espalham-se pelo Pacífico Sul (PS), assim como os do Atlântico Norte (AN) que passam pelo Atântico Tropical (AT) e chegam até o Atlântico Sul (AS). Os marulhos oriundos do HN e HS formam uma frente que se extende desde a Nova Zelândia até a América Central (YOUNG, 1999). No MAM, os ventos e ondas enfraquecem no Pacífico e Atlântico Norte e os valores mais significativos ficam concentrados nas latitudes ao norte de 40°N. No HS, os fortes ventos e ondas dominam o OI, PS e AS.

Em JJA, observa-se intensidade mínima dos ventos e ondas no HN, enquanto no HS os valores de ambas variáveis atingem os máximos. Com execeção do AN, os marulhos oriundos do HS dominam o OP, OI e AS. Assim como em MAM, a estação SON também é de transição, logo esses adquirem caracteristicas tanto de JJA como de DJF, como observado também por Semedo et al. (2011) através da reanálise ERA-40/ECMWF.

Analisando o padrão anual do campo de vento (Figura 4.7) e algumas características do campo de ondas (Figura 4.8) sobre o globo, nota-se a sazonalidade da circulação global que pode ser classificada como:

a) Ventos de oeste nas latitudes médias: os ventos de oeste no PN e AN começam a intensificar em SON e os extremos sazonais ocorrem em DJF. No HS, os ventos são fortes durante todo o ano nessas latitudes, sendo a estação de JJA e SON as de maior intensidade. Nas latitudes médias são observadas as maiores alturas de ondas de todo o globo.

b) Ventos alísios: as regiões de ventos alísios em ambos hemisférios, entre 15°N e 20°S, tem pouca variabilidade intranual. Durante os meses de DJF (JJA), os alísios oriundos do HN (HS) são em média 1 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ mais intensos. As ondas forçadas pelos ventos alisios são relativamente pequenas se comparadas com as geradas pelos ventos de latitudes médias. De modo geral, a ZCIT é a região onde convergem os ventos alísios do HN e HS e, por conseguinte, os ventos são mais calmos. A ZCIT se move para norte em JJA e para sul em DJF.

c) Ventos na região da ZCIT: apesar dos ventos calmos, nessa região se propagam pulsos de leste que podem gerar fortes tempestades tropicais, as quais geram grandes ondas dependendo da intensidade do vento.

d) Ventos das Monções Asiáticas: o padrão de ventos durante as monções são únicos em todo o globo. Na estação seca, durante DJF, o Oceano Índico é mais calmo (baixas HSG) e as direções do vento, que sopram do continente para o oceano, se invertem. Na estação úmida, JJA, os ventos sopram do oceano para o continente, assim, além dos fortes ventos, ondas significativas são observadas principalmente no Mar da Arábia e Mar da China.

Em escala global, em média, os fenômenos que originam as ondas são muito bem representados, entretanto também é necessário verificar se em eventos extremos, como, por exemplo, furacões, tempestades tropicais e outros, também são representados pela reanálise CFSR e, por conseguinte, no *hindcast* WW3. A seguir são apresentados os resultados da análise de um evento extremo no litoral sul do Brasil entre os dias 21 e 29 de março de 2004, denominado como ciclone Catarina, pois tinha características de ciclone híbridas dependendo da fase de desenvolvimento (SILVA DIAS et al., 2006). Posteriormente, o National Hurricane Center (NHC)/NCEP classificou o fenômeno como furacão.

O furacão Catarina teve várias fases de desenvolvimento e suas características ainda geram discussões na comunidade científica. Na Figura 4.9, vento a 10 m da superfície oriundos da reanálise do CFSR entre os dias 21 e 29 de março de 2004, observa-se no dia 21 fortes ventos provenientes de uma área de baixa pressão que se formou a leste do estado de São Paulo, a qual gerou uma ampla pista de ventos sobre o Atlântico Sul. Na Figura 4.10, HSG do experimento HWW3 entre os dias 21 e 29 de março de 2004, nota-se também no dia 21 ondas de até 4 metros no sul do estado de SP, PR e centro-norte de SC. No dia 22, o sistema perdeu força e se deslocou para sudeste, enquanto isso, um forte anticiclone com ventos de sudeste se deslocou na retaguarda do ciclone.

No dia 23, o sistema ciclônico extratropical deslocou um pouco para leste se mantendo quase estacionário, já o anticiclone transitou para norte na altura do Uruguai, assim, os ventos de sudeste se intensificaram e criaram uma ampla área de pista sobre o AS. As ondas nesse dia chegavam a alturas de mais de 4 m, o que ocasionou muita agitação principalmente em alto mar e nas praias de SP e RJ. No dia seguinte,

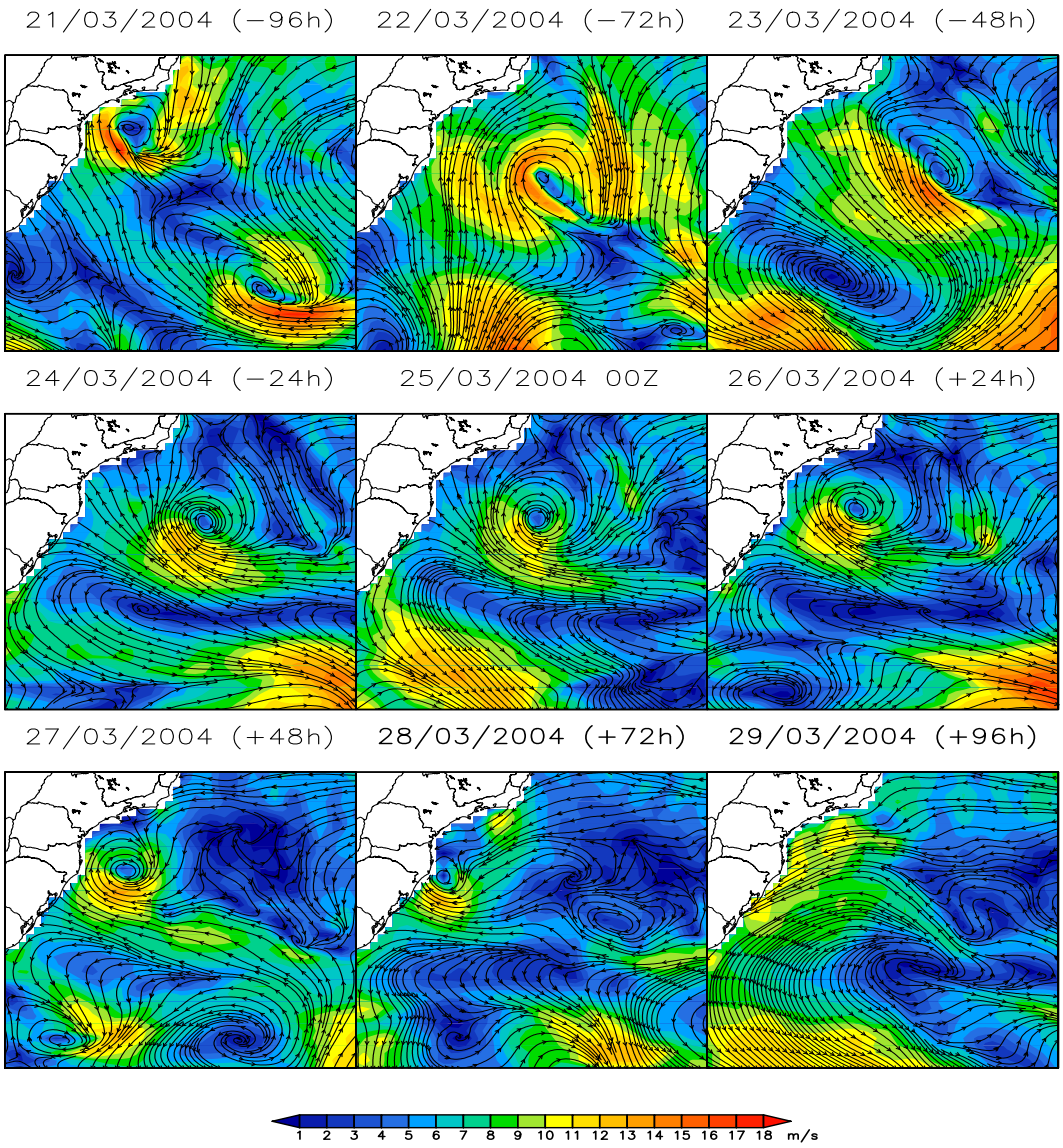

Figura 4.9 - Velocidade do vento ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e linhas de corrente entre os dias 21 e 29 de março de 2004 durante a ocorrência do furacão Catarina.

o sistema se deslocou para oeste e adquiriu características subtropicais (SILVA DIAS et al., 2006). Nesse dia, 24, as ondas chegaram a alturas de mais de 4 m no centro do sistema, apresentando assim um padrão similar aos furacões que ocorrem no Atlântico Norte (MCTAGGART-COWAN et al., 2006).

Nos dias 25 e 26, o então ciclone subtropical continuou a se desenvolver e segundo McTaggart-Cowan et al. (2006), se tornou uma tempestade tropical. A tempestade continuou a se deslocar para oeste e os ventos da renálise CFSR mostraram um

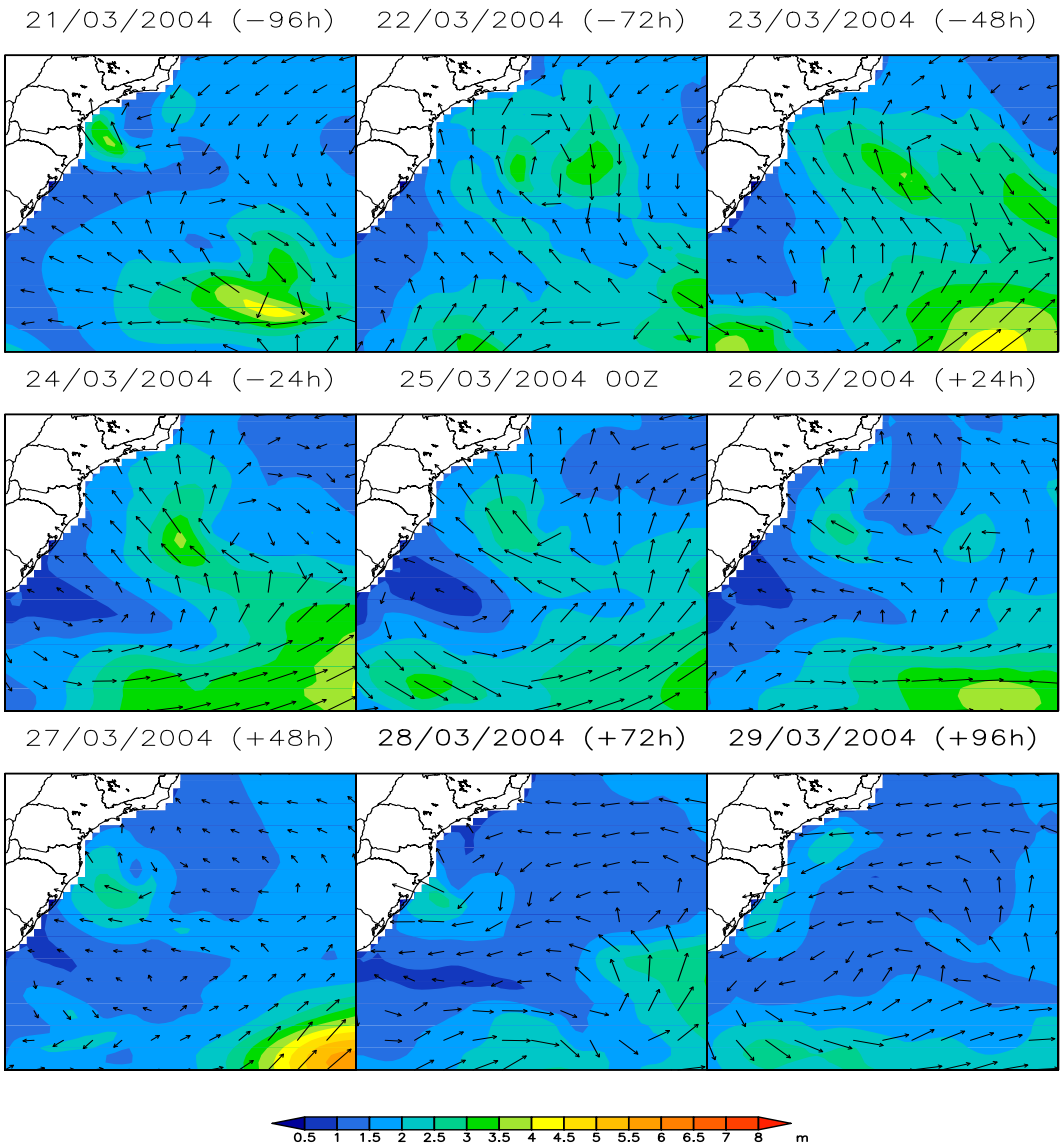

Figura 4.10 - Altura significativa de ondas (m) entre os dias 21 e 29 de março de 2004 durante a ocorrência do furacão Catarina.

pequeno aumento, próximo a 2 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. As maiores alturas de ondas, ao redor de 3,5 metros, continuaram seguindo o padrão dos ventos e no dia 26 perderam intensidade. Entre os dias 26 e 27, o sistema se intensificou e se tornou furacão de categoria 1 na escala Saffir-Simpson (MCTAGGART-COWAN et al., 2006).

No dia 27, segundo o boletim de aviso da Marinha do Brasil, foram observadas ondas de 5 metros entre os litorais norte do RS e SC, no entanto, como obsevado na Figura 4.10 para este dia, as ondas próximas a tempestade foram da ordem de 3

metros. Os menores valores de HSG deve-se ao fato dos ventos da reanálise CFSR estarem subestimados (SAHA et al., 2010), o que consequentemente fez com que menos *momentum* da atmosfera fosse passado para o oceano, ou seja, menos energia para a formação das ondas.

Na madrugada do dia 28 de março de 2004, o sistema atingiu a costa do Brasil entre o norte do RS e sul de SC. Na Figura 4.9, observa-se que nesse dia assim que o sistema adentrou a costa perdeu intensidade. No campo de ondas se observou o mesmo padrão, no entanto as HSG ainda apresentavam valores próximos a 3,5 metros em alguns pontos. No dia 29, o sistema se enfraqueceu e praticamente se dissipou. O mar ainda continuou agitado, no entanto com alturas significativas das ondas na ordem de 2 metros. Esse fenômeno foi inédito no litoral brasileiro e segundo a nota divulgada pela Defesa Civil de Santa Catarina e Rio Grande do Sul no dia 01 de abril de 2004, causou cerca de 1 bilhão de reais de prejuízo aos estados atingidos.

4.2 Considerações finais

Como apresentado anteriormente, as simulações do WW3 se mostraram consistentes em relação à sua principal forçante, o vento. Logo, deve-se levar em consideração o tempo de *spin-up* do modelo, que é da ordem de 10 a 15 dias. Os dados da reanálise CFSR se mostraram de alta qualidade conseguindo representar os sistemas meteorológicos com eficácia.

Fenômenos mais raros também foram representados, como, por exemplo, o furacão Catarina descrito na seção anterior, que atingiu o litoral da região Sul do Brasil, no entanto, os ventos foram subestimados pela reanálise CFSR. No ápice do fenômeno, os ventos máximos na reanálise estavam ao redor de 70 km/h, entretanto segundo McTaggart-Cowan et al. (2006), entre os dias 27 e 28 os ventos podem ter alcançado velocidade superiores a 180 km/h. Esse erro está possivelmente associado aos poucos dados sobre a América do Sul (SAHA et al., 2010) e, durante eventos de furacões, a baixa qualidade das medições de satélite (SILVA DIAS et al., 2006). Assim, o modelo WW3 não representou com precisão a intensidade do campo de ondas durante o Furacão Catarina, todavia ele indicou que tal caso era anômalo.

5 VALIDAÇÃO DO *HINDCAST* WAVE WATCH III

Neste capítulo serão apresentados os resultados da análise estatística sazonal da altura significativa de ondas e seu comportamento nas últimas décadas. Nestas análises foram utilizados dados de boias do NDBC e resultados pontuais do experimento HWW3, o qual foi primeiramente avaliado com relação a habilidade de simular as principais características e nuâncias dos dados de boias, incluindo os eventos extremos, as tendências e os possíveis erros de medição e/ou do WW3.

5.1 Áreas de estudo

Os resultados apresentados a seguir estão divididos por área de estudo, onde em cada uma delas foi aplicada a metodologia descrita na seção 3.2.

5.1.1 Área 1: Havaí (HW)

Nas figuras 5.1, 5.2 e 5.3 são apresentadas os gráficos de comparação entre os dados de boias do NDBC e do experimento HWW3 para o viés, raiz do erro quadrado médio e índice de espalhamento respectivamente, na região do HW (Figura 3.3).

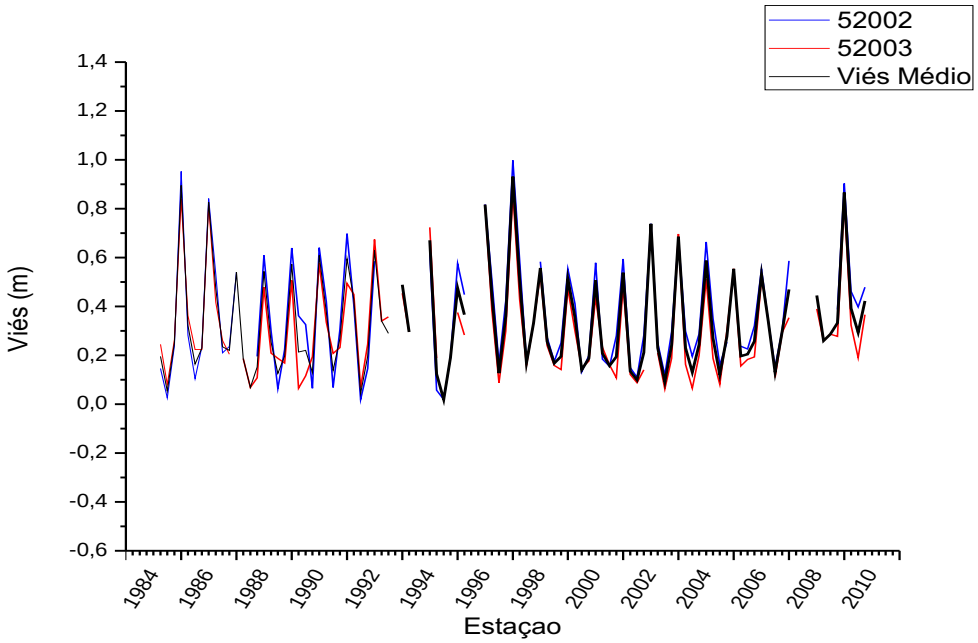

Figura 5.1 - Gráfico do viés (m) sobre a região do Havaí entre os anos de 1985 a 2010.

O modelo de ondas tem excelentes resultados quando comparado com as boias, pois apresenta valores baixos de viés (Figura 5.1) e EQM (Figura 5.2) em grande parte do ano, o que concorda com o baixo índice de espalhamento, em média 13% (Figura 5.3).

No inverno do HN (DJF) o HWW3 superestima aproximadamente 1 m os valores de HSG em todos os casos e o IE (Figura 5.3) aumenta bruscamente até valores de 20%, o que, por sua vez, mostra uma maior dispersão entre os dados simulados e os observados. O alto viés (Figura 5.1) e, por conseguinte, altos valores de EQM (Figura 5.2), estão associados às diversas ilhas próximas as boias e a dificuldade do modelo WW3 em dissipar as ondas na praia das ilhas (TOLMAN, 2009). Além das ilhas, a pista de geração da onda é enorme devido a grande extensão do OP e possibilita ondas com período alto e muita energia.

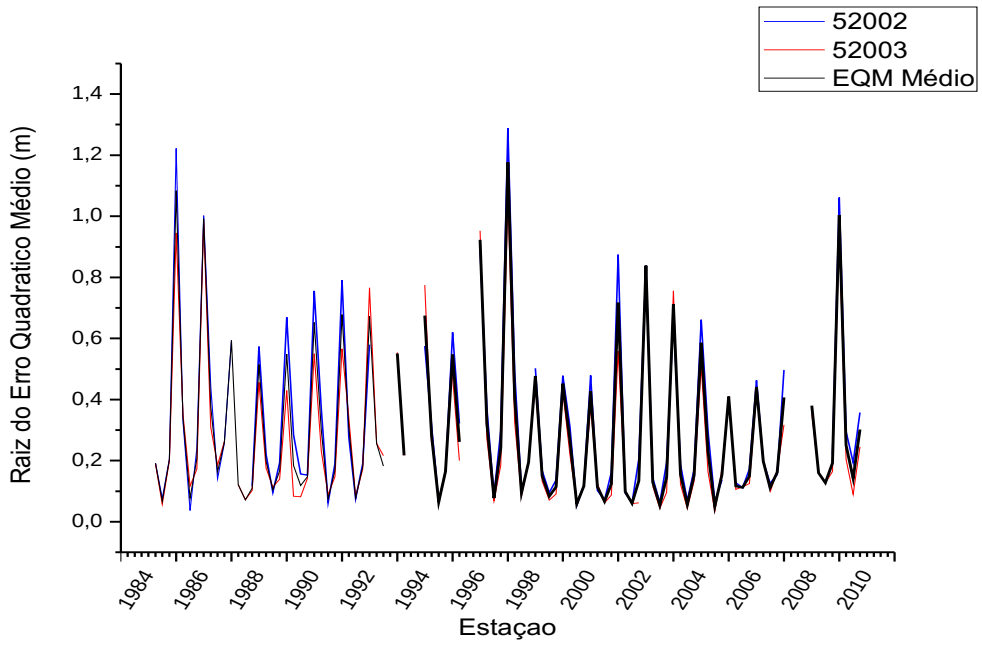

Figura 5.2 - Gráfico do EQM (m) sobre a região do Havaí entre os anos de 1985 a 2010.

De modo geral, observa-se no IE (Figura 5.3) que o HWW3 nos últimos dez anos, mesmo nos meses de DJF, apresenta melhor desempenho que no final da década de 90, sendo o IE abaixo de 15% em quase todos os anos. A melhora observada pode estar associada a maior quantidade de informações de satélite inseridas no sistema

de assimilação, como observada por Saha et al. (2010). Portanto, pode-se concluir que experimento HWW3 tem uma boa representatividade sobre a região estudada.

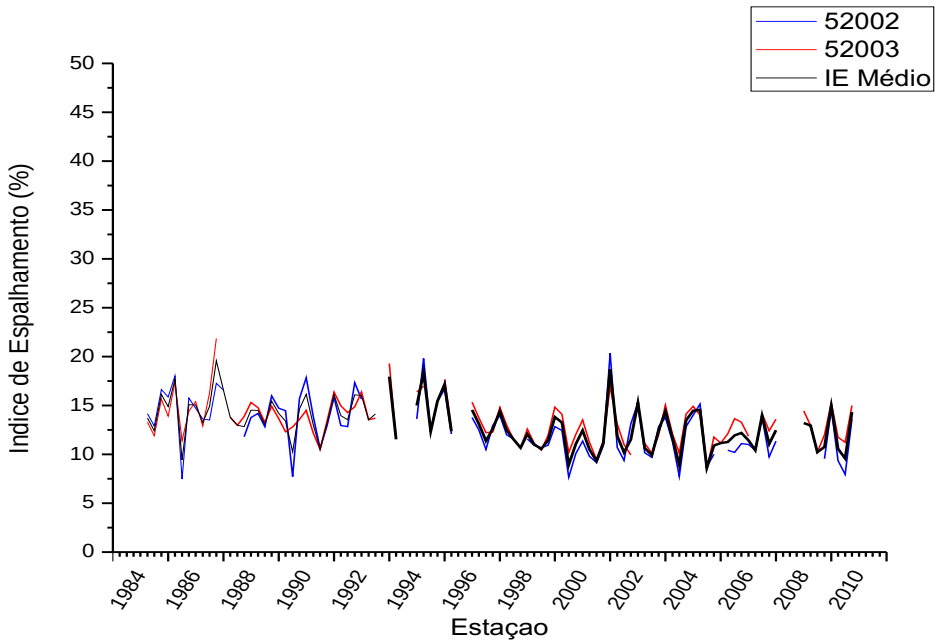

Figura 5.3 - Gráfico do IE (%) sobre a região do Havaí entre os anos de 1985 a 2010.

5.1.2 Área 2: Costa Oeste dos EUA (COE)

Nas figuras 5.4, 5.5 e 5.6 são apresentadas os gráficos de comparação entre os dados de boias do NDBC e do experimento HWW3 para o viés, EQM e IE respectivamente, na região da Costa Oeste dos EUA (Figura 3.4).

A COE é a região com maior número de boias avaliadas nesse estudo. Na Figura 5.4 observa-se no viés que o HWW3 superestima a altura significativa da onda em média 0,3 m com exceção da boia 46011, onde o viés é de cerca de 0,6 m. O HWW3 superestimou também os valores da boia 46012 até meados de 2002, depois, no período entre setembro de 2002 até maio de 2003, não houveram observações. No entanto, a partir de junho de 2003, as observações recomeçaram e os valores de viés se tornaram negativos e, em alguns períodos, mais próximos a zero. A variação do erro observada nesse período está associada a manutenção ou calibração dos valores inferidos pela boia (NATIONAL DATA BUOY CENTER, 2009).

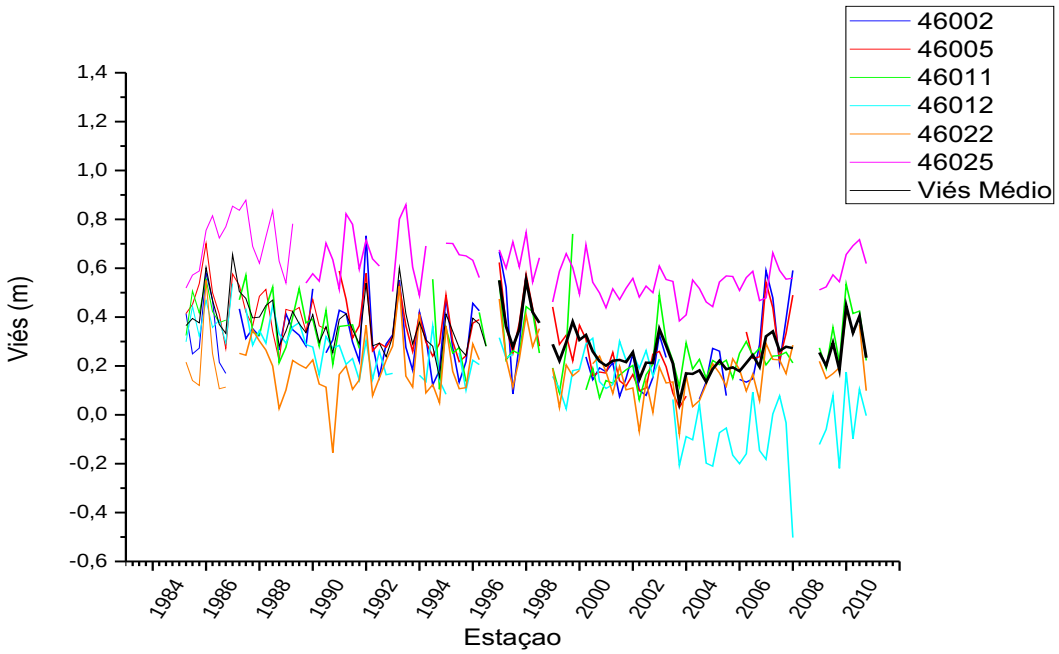

Figura 5.4 - Gráfico do viés (m) sobre a região da Costa Oeste dos EUA entre os anos de 1985 a 2010.

Em todo o período avaliado na COE apenas a boia 46012 apresentou valores de viés negativo, o que de fato é explicado pelos possíveis problemas e/ou calibração de valores observadas em períodos anteriores a essas medições. Assim, as demais boias que sofrem a influência direta dos marulhos, esses com período alto pois se propagam de longas distâncias no Pacífico durante o inverno dos hemisférios, apresentam em geral viés positivo. Resultados similares foram também observados por Chawla et al. (2012). O EQM (Figura 5.5) tem o mesmo comportamento do viés e em média varia entre 0,2 m e 0,4 m. Como a região estudada tem profundidade elevada e uma estreita plataforma continental, as ondas observadas são de grande magnitude, o que de fato torna os resultados de viés e EQM muito bons devido a complexibilidade da COE.

O IE (Figura 5.6) é da ordem de 15% para todas as boias. A boia 46011 apresentou valores bem altos nas estações MAM de 1996 e SON de 1999 devido à problemas operacionais dos equipamentos de medição. A boia 46022 apresenta no ano de 2009 altos índices de IE logo após o período de manutenção, assim, pode-se inferir que o equipamento ainda estava estabilizando as medições (NATIONAL DATA BUOY CENTER, 2009).

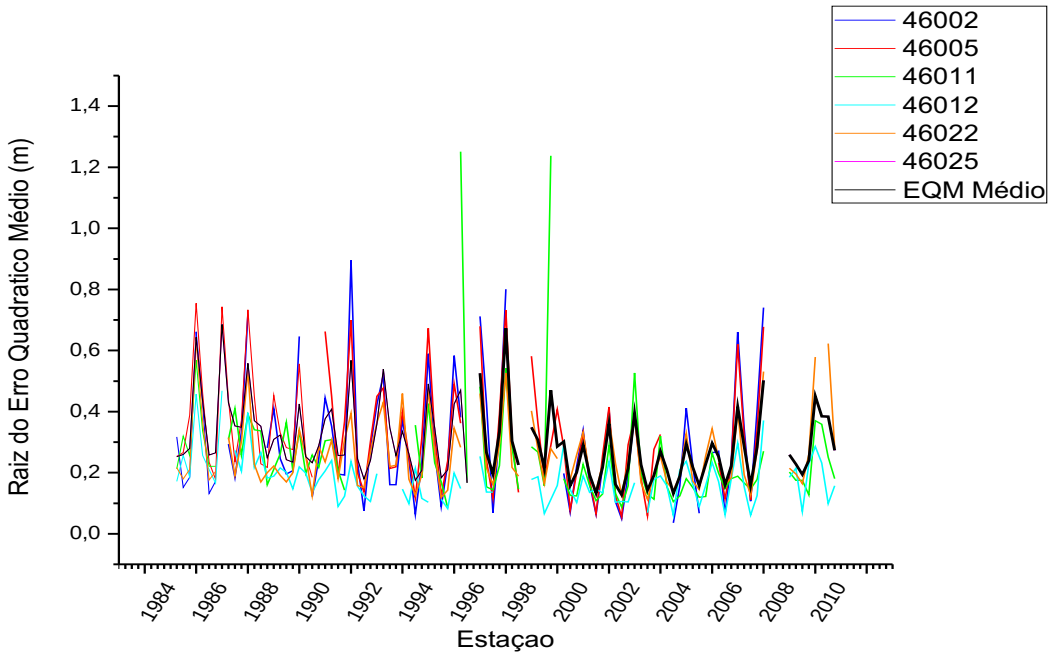

Figura 5.5 - Gráfico do EQM (m) sobre a região da Costa Oeste dos EUA entre os anos de 1985 a 2010.

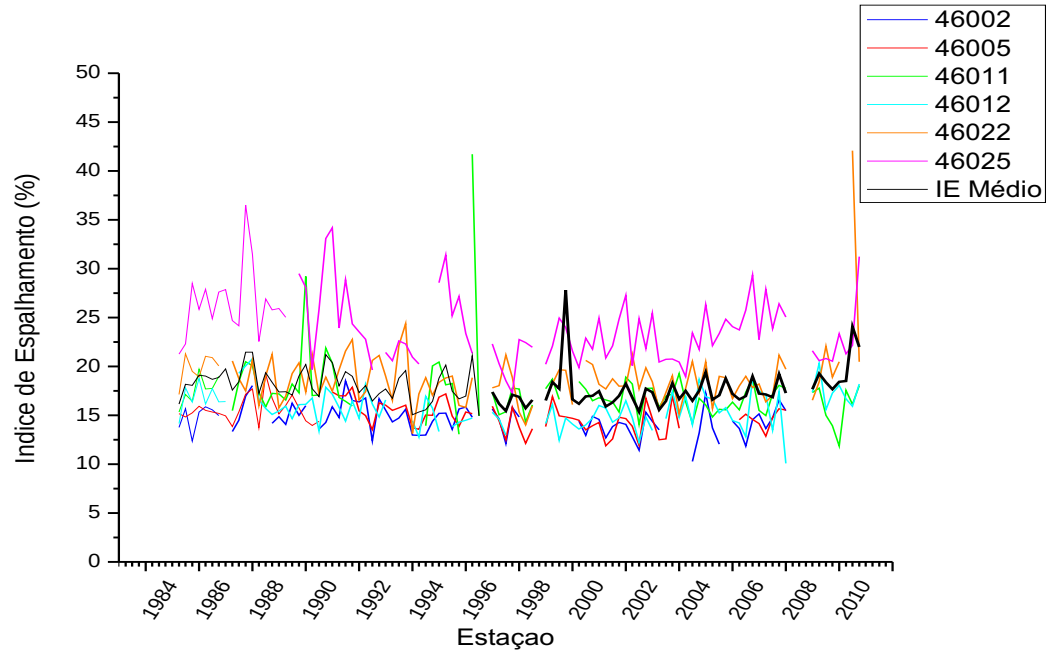

Figura 5.6 - Gráfico do IE (%) sobre a região da Costa Oeste dos EUA entre os anos de 1985 a 2010.

5.1.3 Área 3: Costa Leste dos EUA (CLE)

Nas figuras 5.7, 5.8 e 5.9 são apresentadas os gráficos de comparação entre os dados de boias do NDBC e do experimento HWW3 para o viés, EQM e IE respectivamente, na região da Costa Leste dos EUA (Figura 3.5).

Analisando primeiramente o viés (Figura 5.7), nota-se que o HWW3 subestima em média 0,2 m os valores observados em grande parte do ano. No verão do Hemisfério Norte, JJA, essa região apresenta baixos valores de HSG, indicando que o HWW3 tende a subestimar. Como observado na seção 4.1.2, a HSG na CLE tem grande variabilidade e sazonalidade nos meses de inverno e verão, DJF e JJA, respectivamente. Em todas as estatísticas a boia 41002 apresenta um pico na estação JJA no ano de 1995, que está associado a falhas no equipamento de medição de altura da onda principalmente no mês de junho (NATIONAL DATA BUOY CENTER, 2009). Depois dessa estação, houve uma outra interrupção de aproximadamente 6 meses na série, indicando que possivelmente o equipamento estivesse em manutenção.

Assim como analisado no viés, são observados no gráfico do EQM (m) (Figura 5.8) erros médios de 0,1 m a 0,3 m.

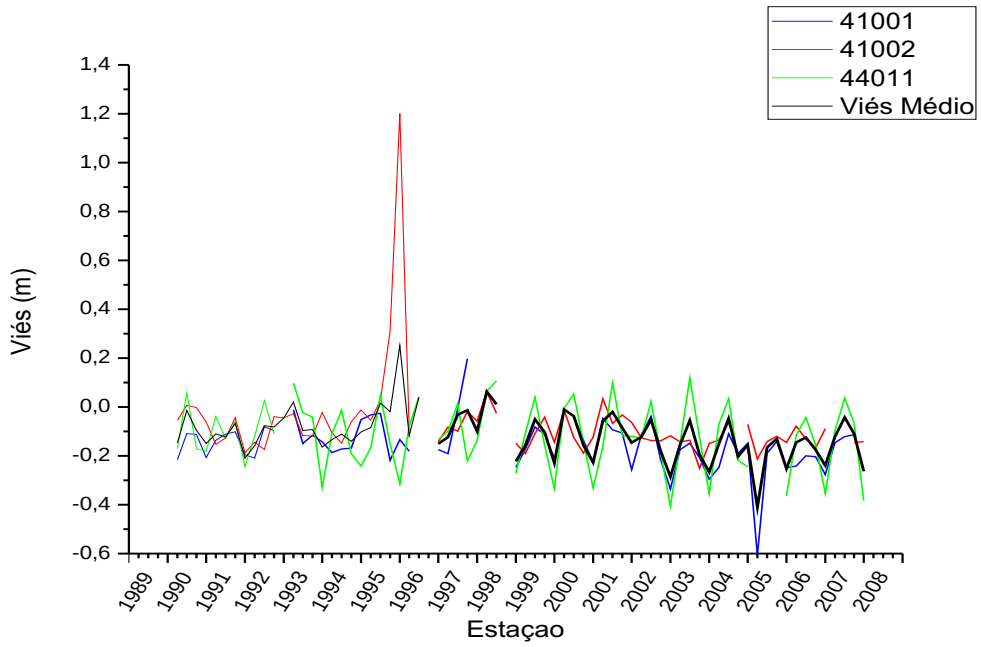

Figura 5.7 - Gráfico do viés (m) sobre a região da Costa Leste dos EUA entre os anos de 1990 a 2007.

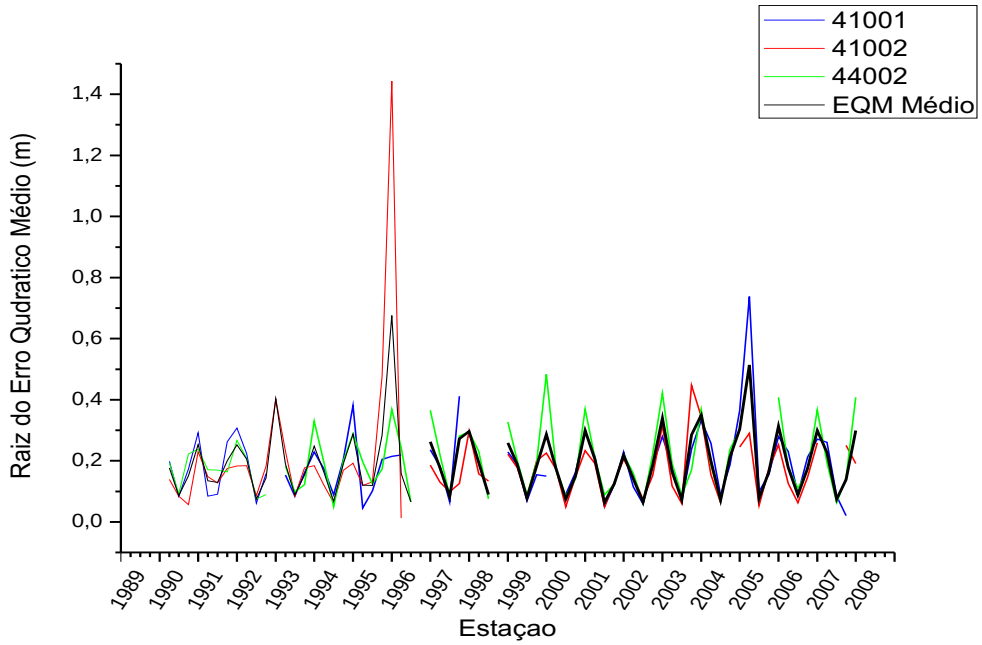

Figura 5.8 - Gráfico do EQM (m) sobre a região da Costa Leste dos EUA entre os anos de 1990 a 2007.

O IE (Figura 5.9) é mais elevado nos meses de JJA devido ao cinturão de latitudes médias estar mais ao norte de sua posição climatologica e menos intenso, o que torna menos frequente a incursão de sistemas frontais no HN. Esses altos valores observados ocorrem devido a forma como o índice é calculado, ou seja, o IE está em função do desvio padrão (que é maior em JJA) normalizado pela média dos dados observados (valores menores), assim, quanto mais a série for espalhada, maior será o índice.

Na CLE os baixos valores de HSG podem ser explicados pela menor pista de geração de ondas e pela larga plataforma continental, a qual retira energia das ondas bem antes delas chegarem à costa. Como já apresentado na média global (seção 4.1.2), devido aos fortes vento de oeste em DJF, a direção das ondas na CLE são no sentido oposto à costa.

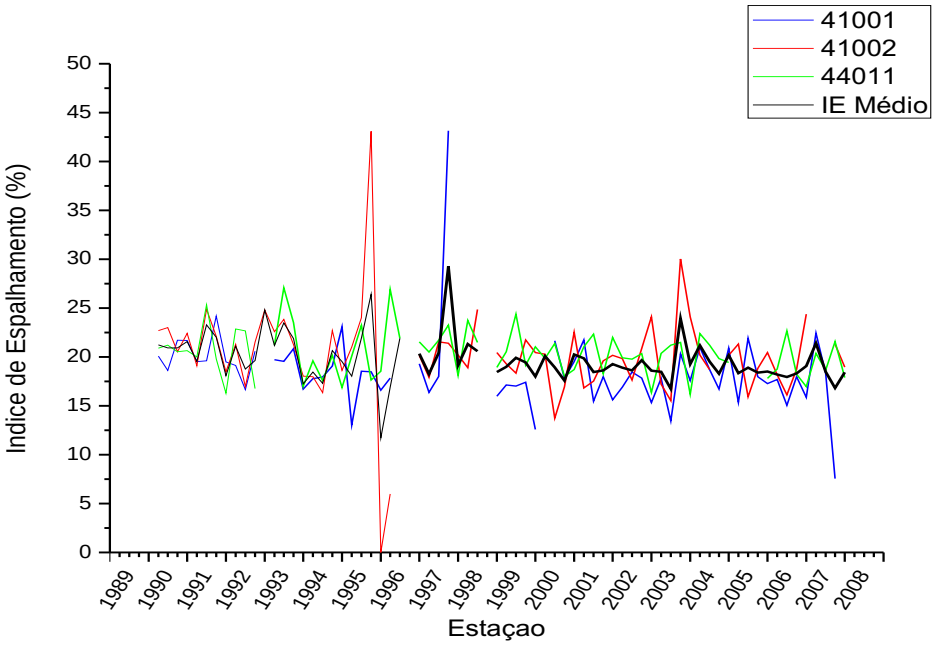

Figura 5.9 - Gráfico do IE (%) sobre a região da Costa Leste dos EUA entre os anos de 1990 a 2007.

5.1.4 Área 4: Golfo do México (GM)

Nas figuras 5.10, 5.11 e 5.12 são apresentadas os gráficos de comparação entre os dados de boias do NDBC e do experimento HWW3 para o viés, EQM e IE respectivamente, na região do Golfo do México (Figura 3.6). Essa região é a que possui maior série temporal de dados de boias, assim, para uma melhor representação desta série de dados as escalas dos gráficos do viés e EQM foram modificadas.

O HWW3 apresenta em média baixos valores de viés (Figura 5.10) e EQM (Figura 5.11). A boia 42001 é a que o HWW3 representa melhor, com viés sempre próximo a 0 m. Em todos anos o modelo subestima a HSG na boia 42003, uma possível explicação é o fato de sua localização ser próxima a entrada do Golfo do México, logo, uma região com muitas ilhas. Como já citado anteriormente, o modelo WW3 tem dificuldade de resolver regiões com muitas ilhas próximas (TOLMAN, 2009). Nota-se também na análise do viés uma tendência do HWW3 em subestimar a altura das ondas desde o fim da década de 80.

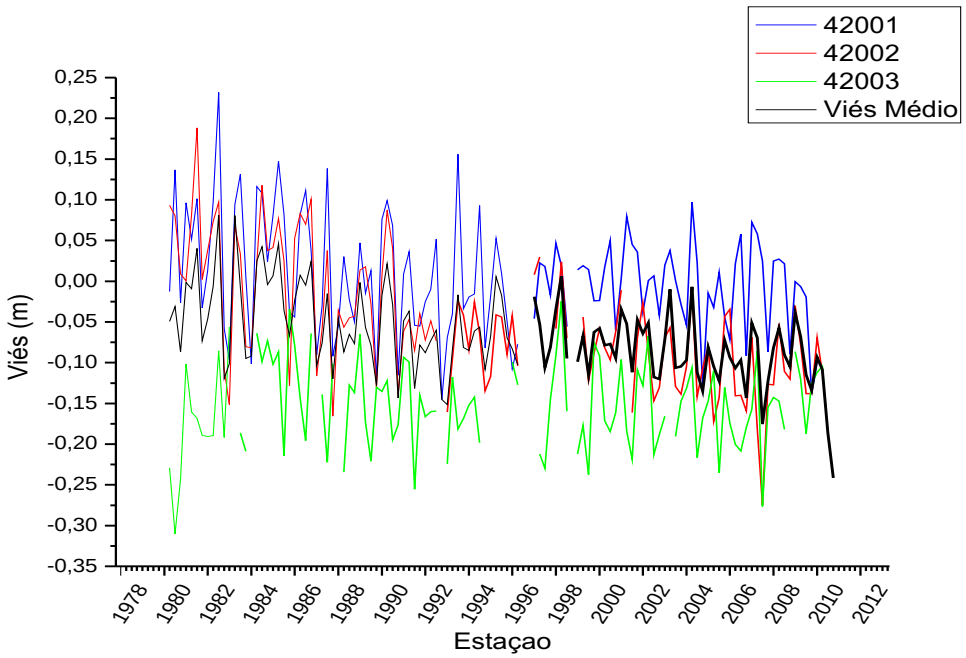

Figura 5.10 - Gráfico do viés (m) sobre a região do Golfo do México entre os anos de 1980 a 2010.

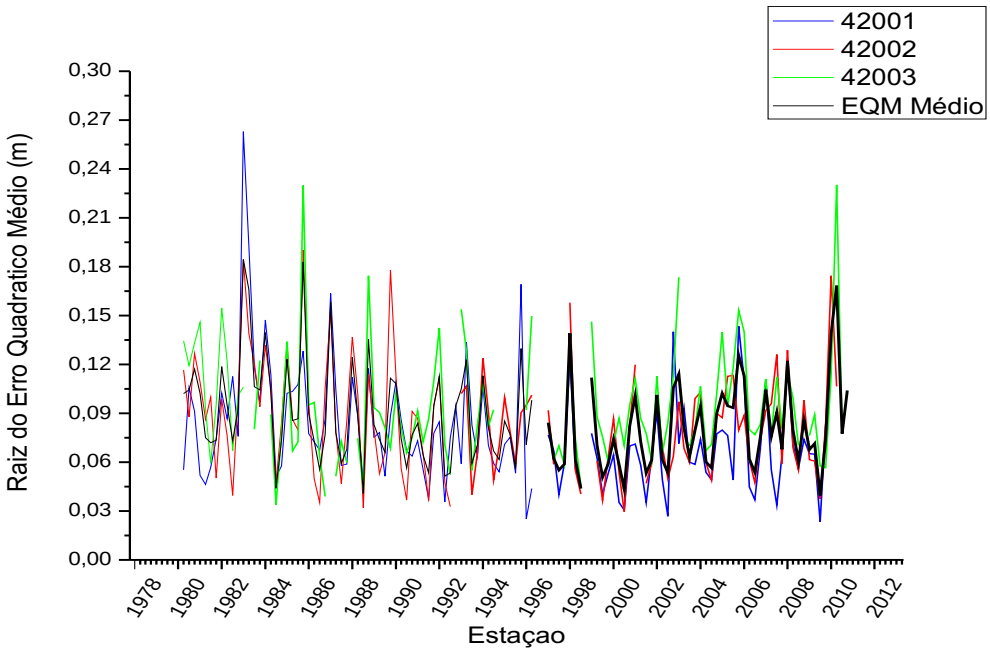

Figura 5.11 - Gráfico do EQM (m) sobre a região do Golfo do México entre os anos de 1980 a 2010.

Como a HSG nessa região é geralmente baixa, o índice de espalhamento médio (Figura 5.12) é elevado, principalmente no verão boreal. Como explicado anteriormente, o IE elevado em regiões com altura significativa baixa está associado a forma como ele é calculado e a subestimativa da HSG pelo modelo. Durante esse período (JJA), o IE médio é de 30%, o que pode também estar associado a passagem de furacões/tempestades tropicais e as condições de fronteira. O GM tem a forma de uma bacia, a qual é influênciada pela circulação local dos ventos e, consequentemente, o campo de ondas é dominado por *windsea*[1] (TOLMAN, 2009).

Analisando apenas os casos de furacões que passaram sobre GM, nota-se que algumas boias reportam valores extremos de ondas, os quais foram retirados pelo sistema de controle de qualidade do NDBC (NATIONAL DATA BUOY CENTER, 2009). Além disso, a dificuldade da reanálise CFSR (SAHA et al., 2010) de simular eventos extremos, como, por exemplo, o furacão Catarina (seção 4.1.2), é um outro importante fator que pode ter contribuído para os erros observados. Esses resultados são similares ao encontrado por Chawla et al. (2012).

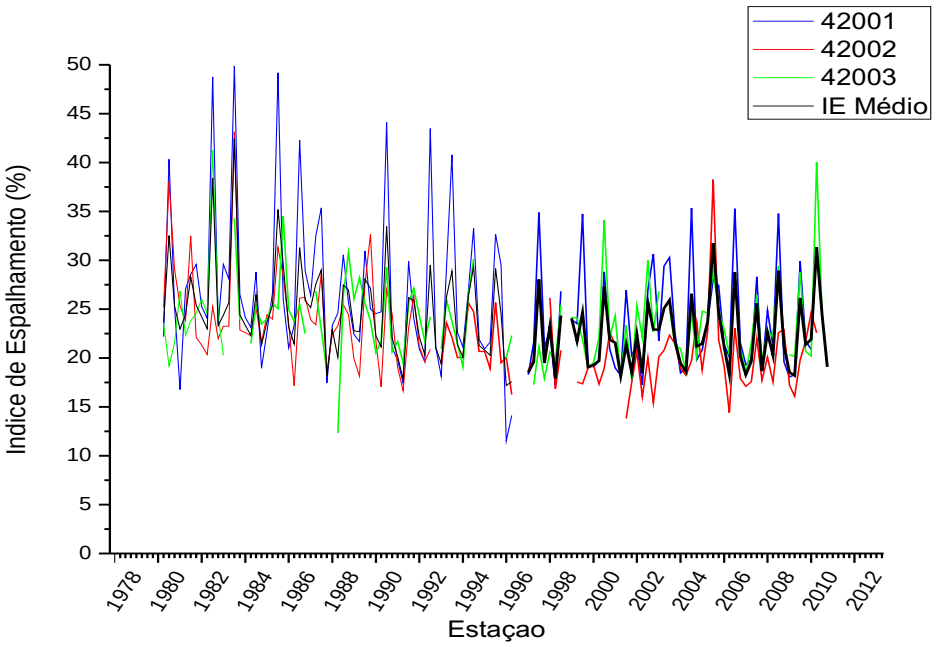

Figura 5.12 - Gráfico do IE (%) sobre a região do Golfo do México entre os anos de 1980 a 2010.

[1]ondas produzidas pela ação do vento local.

5.1.5 Área 5: Atlântico Tropical (AT)

Nas figuras 5.13, 5.14 e 5.15 são apresentadas os gráficos de comparação entre os dados de boias do NDBC e do experimento HWW3 para o viés, EQM e IE respectivamente, na região do Atlântico Tropical (Figura 3.7). Assim como no GM, as escalas dos gráficos do viés e EQM foram modificadas para uma melhor representação da série de dados.

A região do AT foi a qual apresentou os melhores resultados de toda a validação do HWW3. Nota-se que o viés (Figura 5.13) está sempre ao redor de 0 m, ou seja, os valores pontuais do HWW3 são muito próximos aos medidos pelas boias no AT. O mesmo resultado pode ser observado no EQM (Figura 5.14), onde o HWW3 apresenta excelentes resultados em todos os anos avaliados.

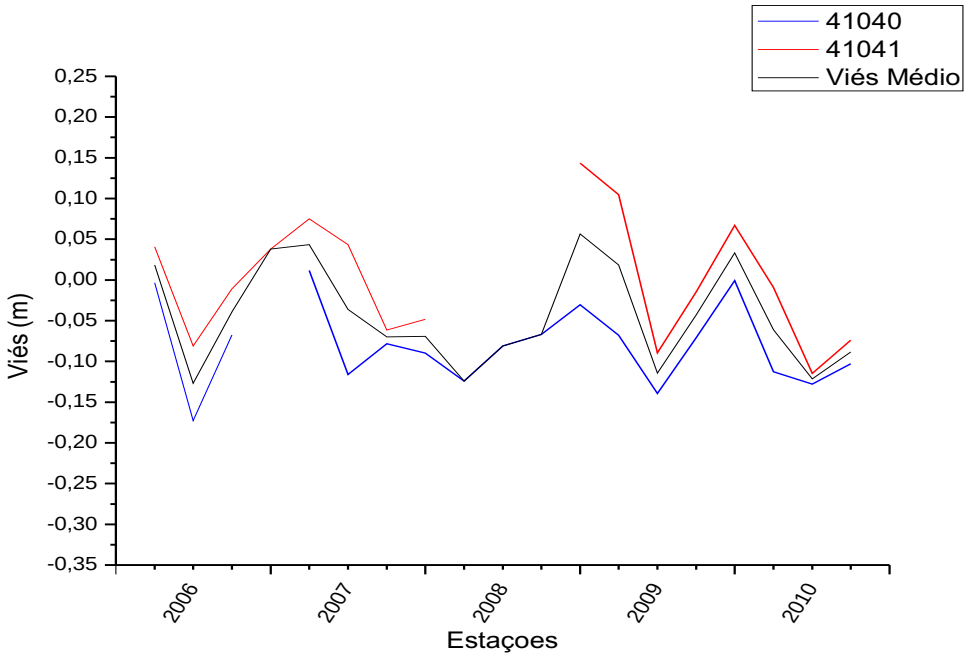

Figura 5.13 - Gráfico do viés (m) sobre a região do Atlântico Tropical entre os anos de 2006 a 2010.

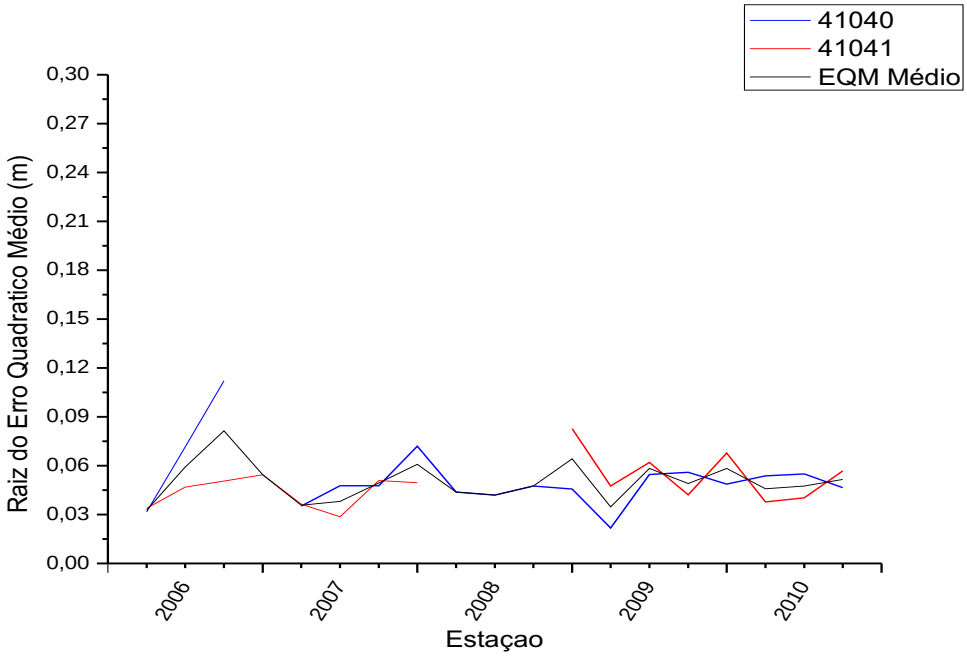

Figura 5.14 - Gráfico do EQM (m) sobre a região do Atlântico Tropical entre os anos de 2006 a 2010.

Uma possível explicação para estes resultados é o fato que o clima de ondas dessa região, como visto na seção 4.1.2, é dominado pelos marulhos que em DJF são oriundos do HN e em JJA do HS. Além do clima de ondas, deve-se levar também em consideração que a região do AT está afastada do continente e as boias estão fundeadas em regiões de águas profundas, isso contribuí diretamente para a melhor resultados do HWW3.

Os resultados do IE (Figura 5.15) também foram os melhores observados em toda a validação. Durante todos os anos o espalhamento médio é de 10%. O que pode ter contribuído também para os excelentes resultados da validação sobre o AT é o fato das boias serem monitoradas constantementes devido ao grande interesse na ZCIT e na passagem de tempestades tropicais, logo, problemas são detectados mais rápidos e as medidas são mais precisas.

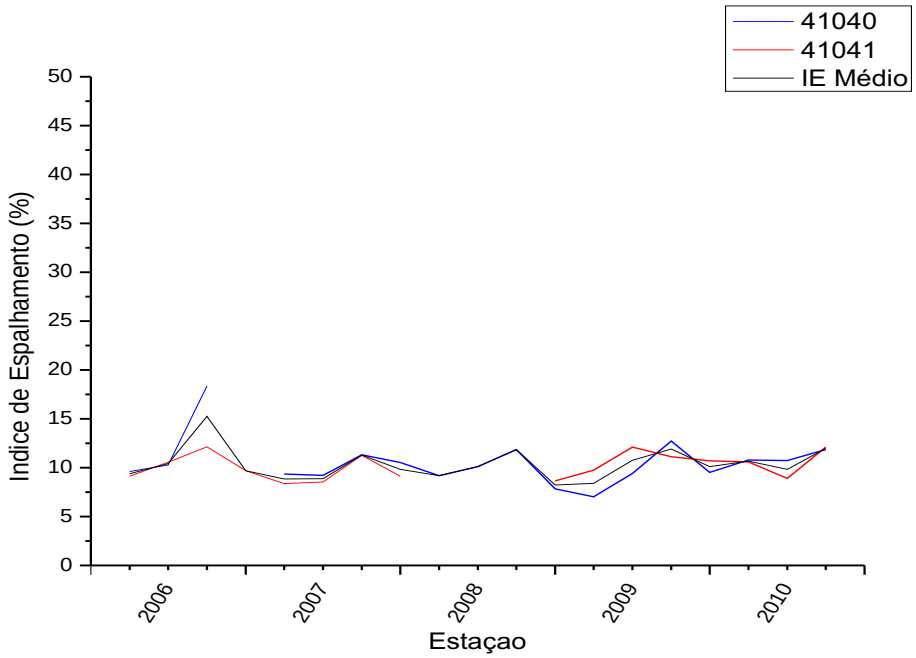

Figura 5.15 - Gráfico do IE (%) sobre a região do Atlântico Tropical entre os anos de 2006 a 2010.

5.2 Considerações finais

Os resultados das avaliações são muito bons quando comparados com validações do modelo operacional do NCEP, como a de Tolman (2002b) e Chawla et al. (2009). O modelo WW3 representou muito bem o clima de ondas das regiões estudadas, identificando as principais variações sazonais e anuais. Esses resultados também foram identificados por Tolman (2012) e Chawla et al. (2012). As técnicas de validação aplicadas nesse trabalho são utilizadas por diversos autores e centros de pesquisa ao redor do mundo (SAULTER, 2012).

Na costa do Brasil os dados de boias são de domínio da Marinha do Brasil e foram solicitados, no entanto não apresentavam nenhum controle de qualidade, além das informações disponibilizadas serem escassas e não acuradas. Tais fatos fizeram com que os resultados do HWW3 não fossem avaliados para o HS nesse estudo, porém resultados recentemente publicados em Chawla et al. (2012) principalmente com dados de satélite mostram a qualidade do modelo de representar as ondas no hemisfério sul.

Desta forma, os resultados do experimento HWW3 podem ser considerados como o estado da arte na representação do clima de ondas global, pois utiliza como forçantes o vento e gelo do mais atualizado sistema de reanálise, o CFSR/NCEP (SAHA et al., 2010), e a versão mais atualizada do modelo de terceira geração WW3.

6 CLIMA DE ONDAS NO BRASIL

Neste capítulo serão apresentados os resultados referentes ao clima de ondas no Brasil através do experimento HWW3. Serão discutidos em termos de HSG, os padrões sazonais, a distribuição dos eventos extremos através de percentis e a correlação com ciclos climáticos.

6.1 Padrão sazonal do clima de ondas no Brasil

Nesta seção são analisados os resultados da média sazonal entre os anos de 1980 a 2010 do vento a 10m da superfície oriundas da reanálise CFSR e da altura significativa de ondas, período de pico e o fluxo de energia das ondas (EO) provenientes do experimento *hindcast* WW3. Serão discutidos também o desvio padrão (DP) e a variância (VAR) do vento e da HSG, pontuando assim as principais características e padrões de cada estação do ano.

6.1.1 DJF

De acordo com os ventos a 10 m da reanálise CFSR (Figura 6.1a), o campo de altura significativa da onda (Figura 6.1b) foi bem simulado no experimento HWW3 durante o verão (DJF) no HS. Observa-se os ventos alísios provenientes do HN na ordem de 1 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ mais intensos se comparado com os do HS. Consequentemente, as ondas próximas ao litoral brasileiro voltado para o HN são mais fortes durante essa estação, com altura ao redor de 2,5 m. Um outro fator que explica a HSG mais elevada são os períodos de pico (Figura 6.1c) que atingem essa região, oriundos dos ciclones tropicais e extratropicais que se intensificam no HN durante DJF (SEMEDO et al., 2011). Além disso, deve-se levar em consideração o posicionamento da ZCIT que neste período está mais ao sul (CAVALCANTI et al., 2009). Os alísios do HS são muito importantes para o clima de ondas em grande parte do litoral da região Nordeste do Brasil, assim como o ASAS, que nessa estação está mais deslocado para leste no AS. Esse padrão é bem evidente no período de pico e nas ondas, os quais tem direção bem próxima ao apresentada pelos padrões de vento dos alísios e do ASAS durante a estação.

O litoral da região Sudeste do Brasil é inflenciado principalmente pelos ventos do ASAS e pela passagem de sistemas frontais e ciclones extratropicais, sendo que os dois últimos ocorrem com menos frequência durante DJF (CAVALCANTI et al., 2009). Na média (Figura 6.1a), observa-se que os ventos do ASAS são muito

mais evidentes que os gerados pelos demais sistemas, principalmente devido ao seu direcionamento. No entanto, a magnitude dos ventos oriundos de ciclones são mais relevantes, da ordem de até 5 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ maiores se comparado com o do ASAS (YOUNG, 1999). A pequena área que apresenta máximos de 7 a 8 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ a leste de São Paulo está relacionada diretamente com a formação de ciclones nessa época do ano (**??**). No campo de ondas (Figura 6.1b) nota-se que apesar da influência quase constante do ASAS, a direção média é do quadrante leste/sul, o que pode ser explicado pelas ondas que se propagam das latitudes de 30° a 50° e que chegam com mais energia. Na Figura 6.1c esse padrão pode ser observado pela análise do PP, onde a direção predominante é sudeste e o período médio é da ordem de 9 s.

O litoral da região Sul do Brasil é dominado na média pelos ventos oriundos do ASAS, ou seja, da direção nordeste. No entanto, devem ser considerados o posicionamento desse sistema e os sistemas ciclônicos que se deslocam de oeste para leste, os quais podem contribuir de forma positiva ou negativa com os ventos nessa região durante DJF. As ondas, assim como no litoral da região Sudeste, são influenciadas diretamente pelos ciclones extratropicais, os quais estão mais deslocados para sul nos meses de DJF no HS (CAVALCANTI et al., 2009). Portanto, a altura e a direção média das ondas são da ordem de 1,5 a 2,0 m e de sudeste, respectivamente, e são menores se comparados com as demais estações do ano.

Os padrões de variabilidade ao longo do litoral brasileiro descritos anteriormente são facilmente observados nos campos de desvio padrão e variância. Analisando os resultados do DP do vento e das ondas (Figuras 6.2a e 6.2b) nota-se que as maiores variações acontecem nos litorais da região Sudeste e Sul do Brasil, essas da ordem de quase 0,7 m. Devido aos ventos dos alísios e do ASAS quase que constantes, as regiões Norte e Nordeste apresentam as maiores alturas de ondas durante DJF e também os menores valores de desvio padrão, sendo o litoral voltado para o continente africano com desvio de 0,1 m.

A variância (Figura 6.3a) segue em média os padrões observados no desvio padrão, entretanto ela mede a variabilidade de uma determinada variável durante uma estação, conforme descrito na seção 3.3.1. Assim, apesar do campo de vento dos litorais da região Norte e Nordeste apresentarem valores de desvio padrão ao redor de 1,5 $\mathrm{m\,s^{-1}}$, isso representa apenas 2% da variabilidade da estação. Já no campo de altura de ondas (Figura 6.3b) esses valores são ainda menores, chegando a 1% em grande parte do litoral do Nordeste.

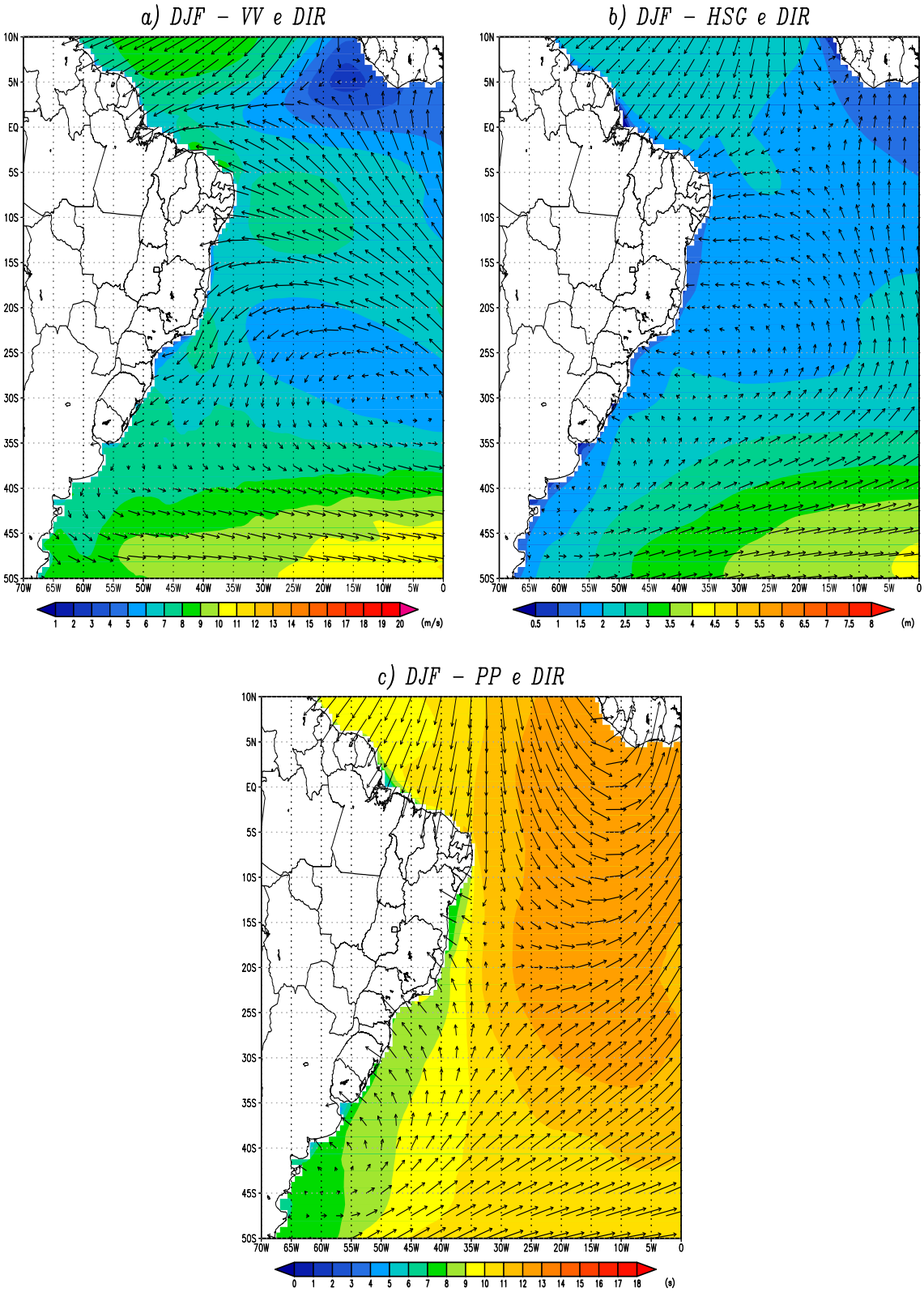

Figura 6.1 - Media sazonal nos meses de DJF entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e direção do vento, b) altura significativa (m) e direção da onda e c) período (s) e direção de pico.

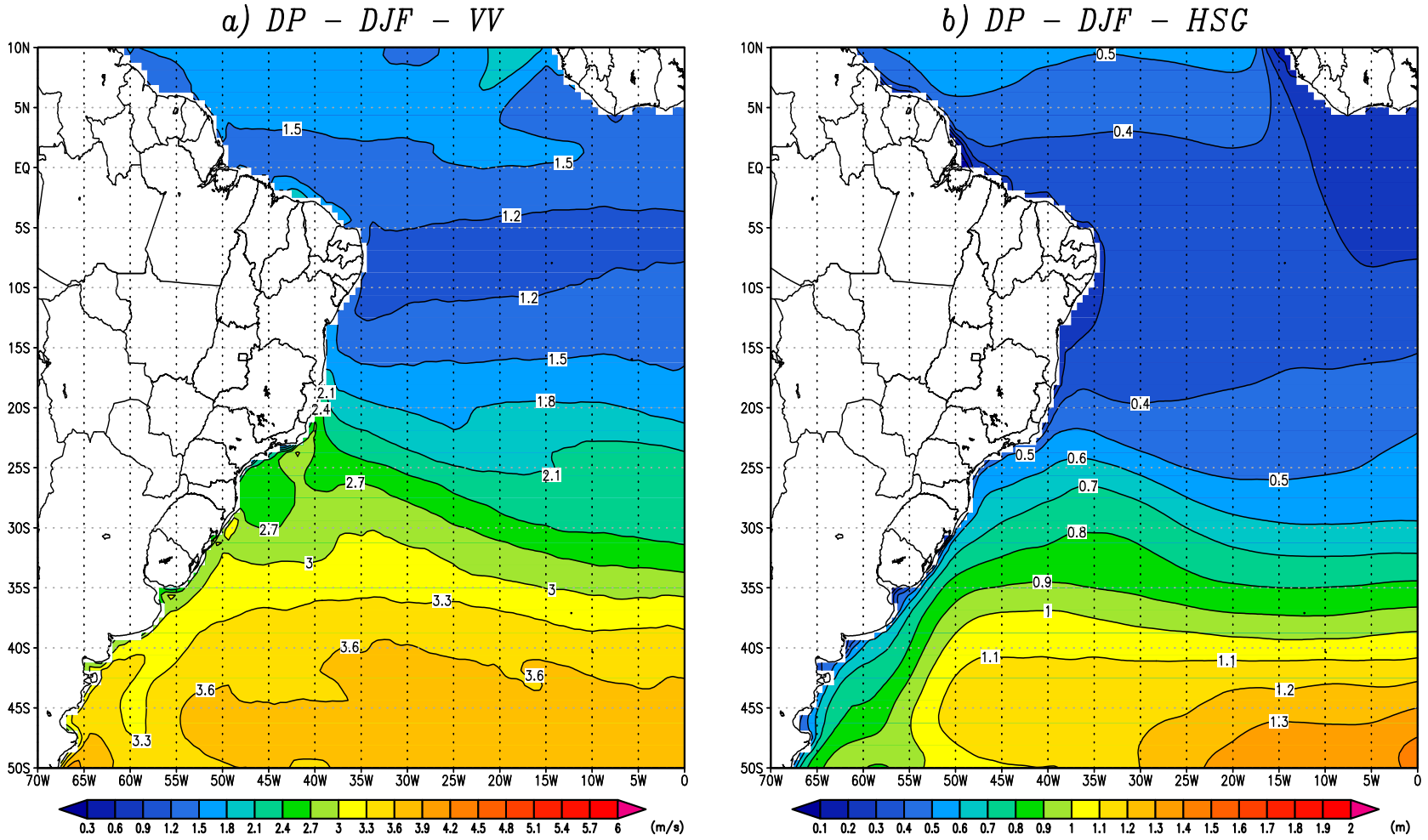

Figura 6.2 - Desvio padrão nos meses de DJF entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade do vento ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e b) altura significativa da onda (m).

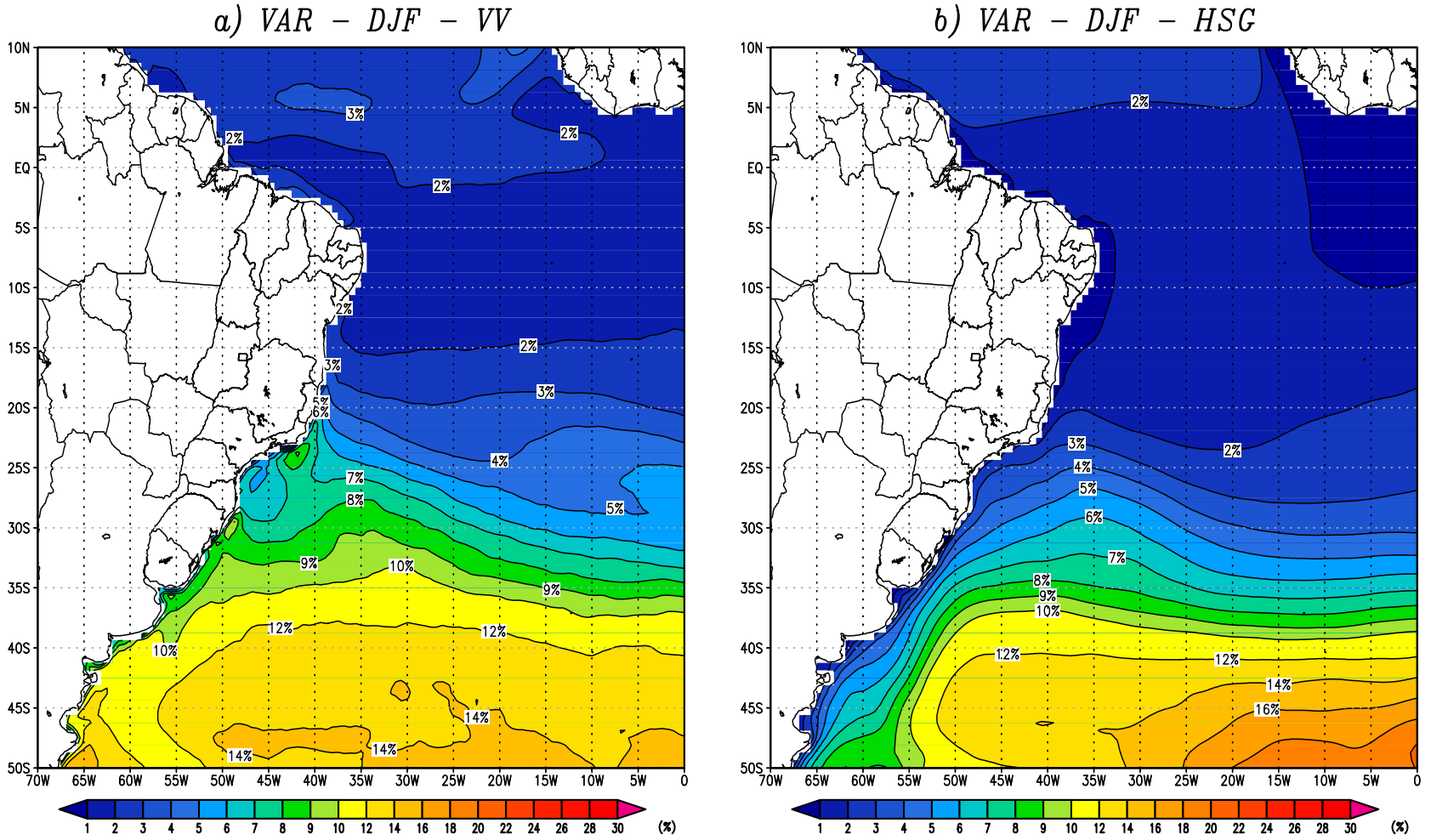

Figura 6.3 - Variância nos meses de DJF entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade do vento ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e b) altura significativa da onda (m).

Assim como o DP, a VAR aumenta em direção as altas latitudes, sendo que tal padrão é observado em todo o globo segundo Young (1999), Vinoth e Young (2011), Stopa et al. (2012) entre outros autores, e pode ser explicado pelos cinturões dos ciclones na circulação geral da atmosfera, que estão entre 30° e 60° nos hemisférios, apresentando portanto grande variabilidade espacial e temporal, já que o ciclo de vida é de dias a semanas.

Portanto, devido a pouca variabilidade do regime de ventos e ondas no litoral do Norte e Nordeste do Brasil, esses locais são considerados os mais energéticos durante DJF, com valores de até 18 kW/m, como pode-se observar na Figura 6.4 de energia da onda. Um outro fator que também explica valores elevados de energia bem próxima a linha de costa nessas regiões é a estreita plataforma continental, como pode ser observado na Figura 3.2 da metodologia (seção 3.1.2). Os demais litorais durante essa estação apresentam em média valores ao redor de 9 a 12 kW/m.

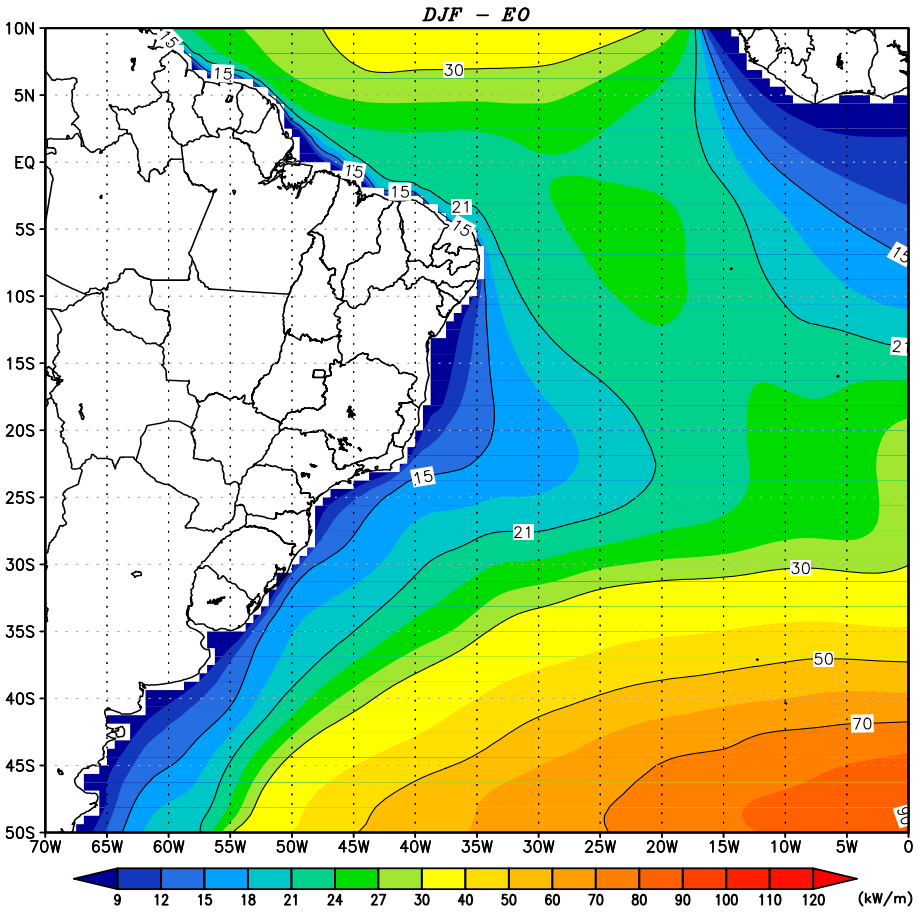

Figura 6.4 - Média sazonal do fluxo de energia da onda (kW/m) nos meses de DJF entre os anos de 1980 a 2010.

6.1.2 MAM

O padrão dos campos simulados em MAM foi semelhante a DJF, porém identificou-se maior intensidade em algumas regiões. No campo de vento (Figura 6.5a) a ZCIT ínicia a transição no sentido HN e observa-se que os ventos alísios do HN ainda continuam mais intensos, entretanto os do HS começam a se intensificar. MAM é um período de transição entre o verão e o inverno, assim, alguns litorais como o da BA, ES e RJ apresentam velocidades do vento inferiores se comparados com DJF (Figura 6.1a).

No campo de ondas (Figura 6.5b), observa-se um aumento da ordem de 0,5 m em grande parte do AS, ao contrário do que acontece no litoral brasileiro voltado para o HN, onde os valores diminuem nessa mesma ordem. Tal alteração nos padrões ocorre devido à menor frequência dos sistemas frontais e ao leve deslocamento para norte do cinturão dos ciclones no HN, já no HS a causa é oposta, com maior frequência dos sistemas frontais e o deslocamento do cinturão dos ciclones para norte em relação a posição climatológica (CAVALCANTI et al., 2009). Em termos de direção da HSG não se observa mudanças significativas.

O PP (Figura 6.5c) apresenta o mesmo padrão das ondas em termos de magnitude, diminuindo 1 s no litoral voltado para o HN e aumentando na mesma magnitude nos demais litorais do país. A direção do PP tem grandes mudanças se comparadas com DJF (Figura 6.1c), pois desde o litoral do RS até o litoral sul da BA a direção muda de sudeste para de sul, enquanto que do litoral norte da BA até o RN alterna de norte para de sul. A mudança de padrão da direção de PP pode ser explicada pela intensificação dos ciclones nas latitudes médias do HS.

As mudanças dos padrões de onda e vento nessa estação resultam no aumento do DP (Figuras 6.6a e 6.6b) e, consequentemente, na VAR (Figuras 6.7a e 6.7b). Observa-se que há um aumento do DP na ordem de 0,3 m sobre o Atlântico Sul, o qual está relacionado diretamente com a intensificação dos sistemas sinóticos, dos alísios e da transição da ZCIT para norte no HS. A VAR do vento em grande parte do litoral brasileiro aumenta na ordem de 1% se comparados com DJF, com excessão do litoral de SC e RS onde o aumento é de 3%. No campo de HSG, a VAR apresenta comportamento semelhante ao do vento, de aumento ao redor de 1%, exceto no litoral das regiões Norte e Nordeste do Brasil, onde a VAR se mantém a mesma observada em DJF (Figura 6.3b).

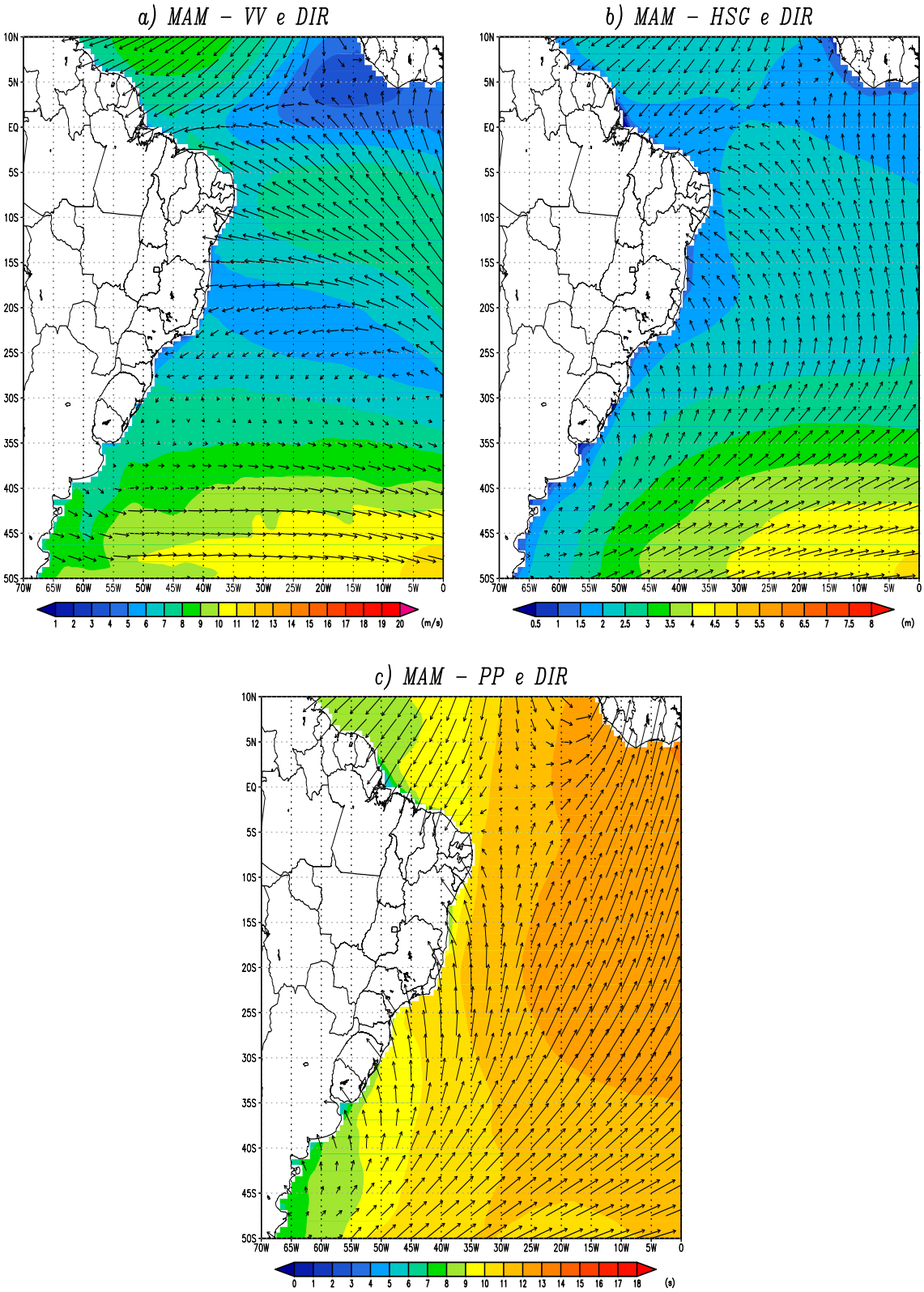

Figura 6.5 - Media sazonal nos meses de MAM entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e direção do vento, b) altura significativa (m) e direção da onda e c) período (s) e direção de pico.

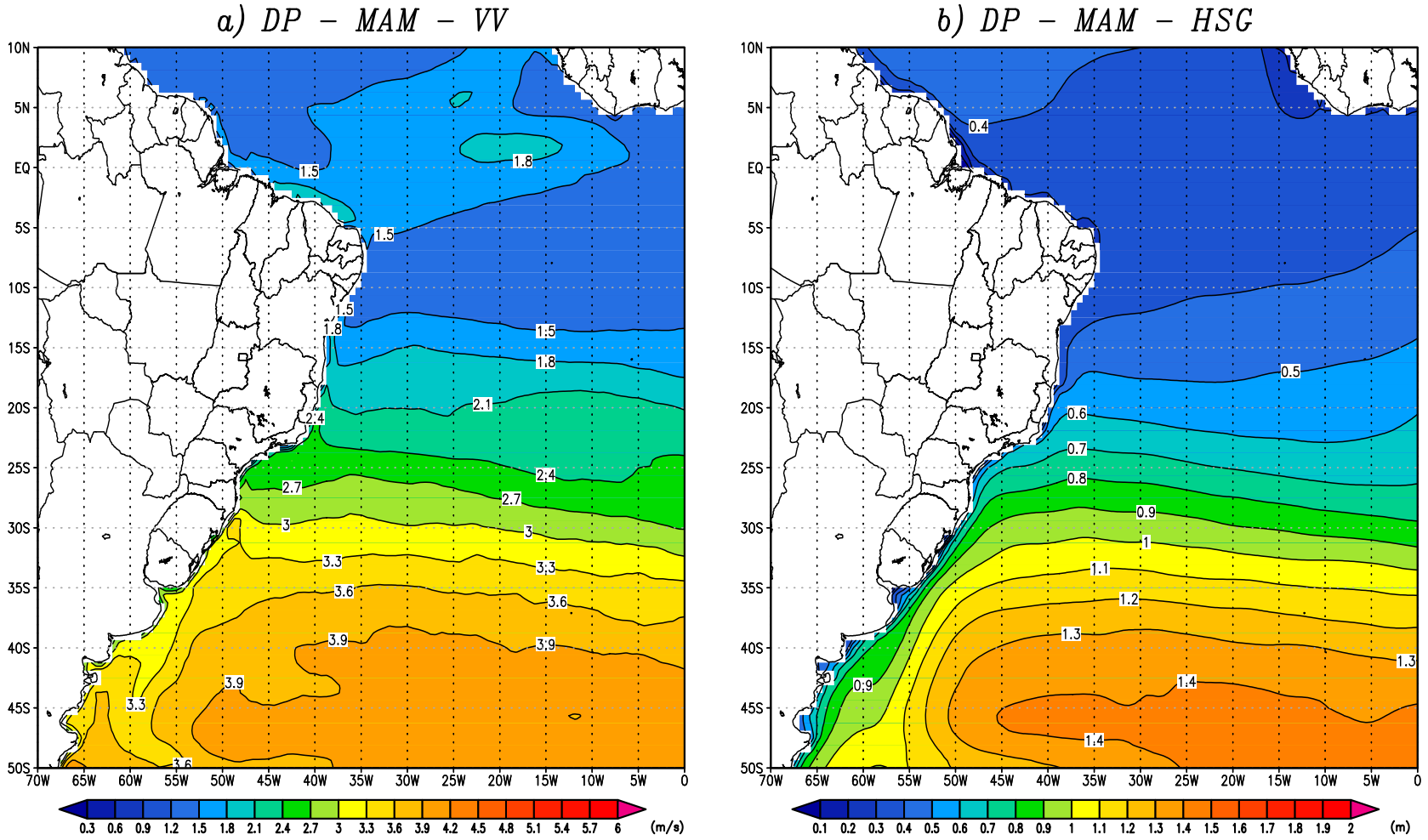

Figura 6.6 - Desvio padrão nos meses de MAM entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade do vento ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e b) altura significativa da onda (m).

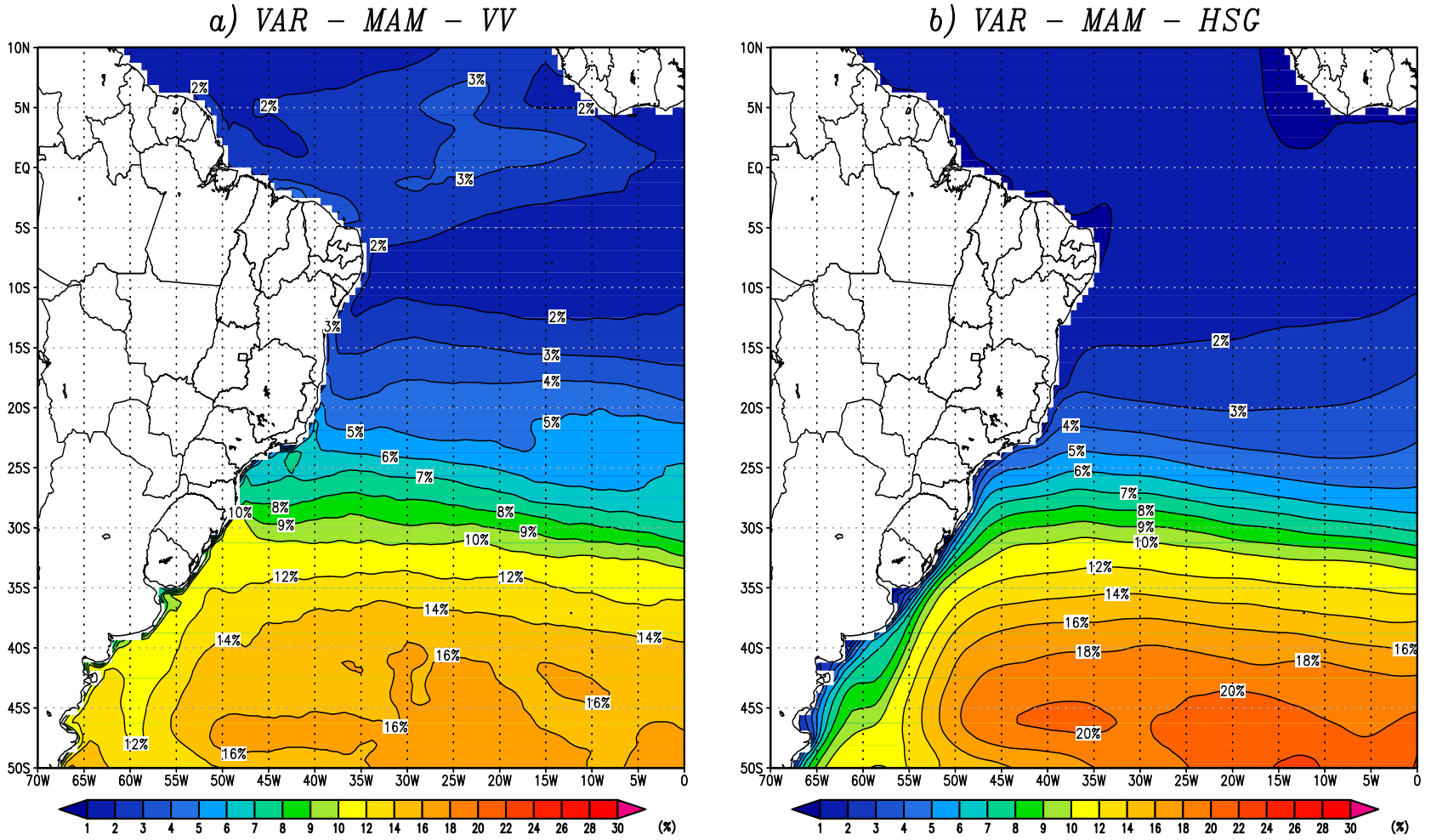

Figura 6.7 - Variância nos meses de MAM entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade do vento ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e b) altura significativa da onda (m).

Devido ao aumento dos ventos e da HSG em relação a DJF, há também um aumento significativo da EO em todo o AS, como pode ser observado na Figura 6.8. No litoral Norte e Nordeste a variação da EO é pequena, por outro lado, nas áreas mais ao sul do país pode chegar a aumentos de até 10 kW/m. No litoral da região Sul do Brasil a EO poderia ser ainda maior, no entanto a plataforma continental é larga nessa região (Figura 3.2), o que resulta em uma grande dissipação de energia antes da chegada à costa. Nas áreas mais afastadas da região costeira, nas latitudes maiores que 30°S e longitudes menores que 50°O, há aumentos de mais de 20 kW/m quando comparados com DJF.

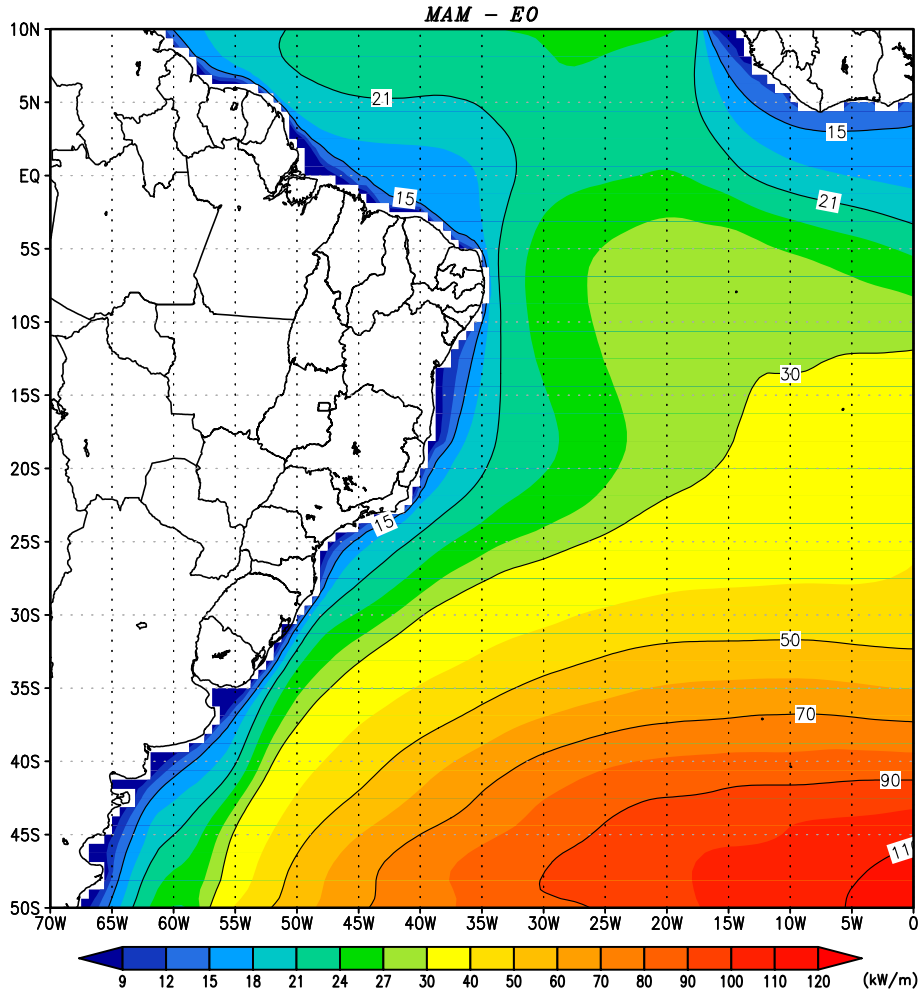

Figura 6.8 - Média sazonal do fluxo de energia da onda (kW/m) nos meses de MAM entre os anos de 1980 a 2010.

6.1.3 JJA

O inverno austral (JJA) é o período em que cinturão dos ciclones do HS se encontra mais deslocado para norte, fazendo com que haja um aumento significativo da incursão de sistemas frontais (CAVALCANTI et al., 2009) e na formação de ciclones bem próximos à costa sul do Brasil. Na América do Sul (AMS) essas áreas são chamadas de regiões ciclogenéticas e são: leste de SP e SC, nordeste da Argentina, Uruguai e RS e leste da Patagônia Argentina. As duas últimas regiões citadas se intensificam durante JJA, como mostrado nos trabalhos de Gan e Rao (1991), Escobar et al. (2010), Reboita et al. (2010) e outros.

Na Figura 6.9a é evidente o aumento dos ventos nessas duas áreas citadas anteriormente, além do ASAS que neste período se intensifica e se encontra mais próximo da AMS, contribuindo positivamente no padrão de ventos sobre o AS. Nas latitudes maiores que 35°S o aumento da velocidade do vento é da ordem de até 5 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ e a direção é predominante de oeste. A ZCIT se encontra na posição mais ao norte do Equador e os ventos alísios também se intensificam atingindo velocidades média de 8 a 9 s.

O campo de HSG em JJA (Figura 6.9b)tem um padrão bem diferente que o observado em DJF. No litoral da região Sul e Sudeste do Brasil há um aumento HSG de cerca de 1 m e a mudança da direção média que tende a ser mais de sul. No litoral do Nordeste voltado para África não há mudanças significativas na HSG, entretanto a direção que em DJF era de leste, em JJA passa a ser de sudeste. O litoral voltado para o HN agora recebe pouca influência dos sistemas que agem no Atlântico Norte, pois a frequência entre fenômenos e suas intensidades diminuem.

O padrão de PP (Figura 6.9c) também difere muito do encontrado em DJF, entretando é similar a MAM até a latitude de 15°S. Os litorais voltados para o HN são mais influenciados agora pelos alísios do HS, o que ocasiona a mudança de direção do PP de nordeste em DJF para sudeste em JJA. A magnitude nesses litorais também apresentam mudanças bem significativas, onde em DJF era de 10 a 11 s, em JJA passa a ser apenas 7 s. O padrão de PP dessa região demonstra claramente o discutido anteriormente na análise da média sazonal da HSG. O litoral da região Nordeste voltado para África não apresenta mudanças significativas na magnitude do PP se comparados com a estação anterior, apenas a direção se define como de sudeste.

Os campos de DP do vento (Figura 6.10a) e HSG (Figura 6.10b) em JJA apresentam as maiores variações se comparadas com as demais estações do ano. Nas regiões ciclogenéticas as variações chegam a valores entre 3,9 e 4,2 $\mathrm{m\,s^{-1}}$, sendo que nas latitudes maiores que 30°S o DP é de no mínimo 3 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. Nos litorais da região Norte e Nordeste não há variação significativa do DP, sendo os valores são próximos aos observados em MAM, ou seja, de aproximadamente 1,5 $\mathrm{m\,s^{-1}}$.

A variabilidade sazonal nos meses de JJA são também as maiores observadas, como pode ser notado nos campos de vento e ondas, Figuras 6.11a e 6.11b, respectivamente. Vale a pena ressaltar que para a melhor representação da VAR em JJA, principalmente sobre o AS, a escala dos campos foi ajustada. A alta variabilidade nesses campos é explicada pelo aumento da frequência dos ciclones principalmente nas latitudes acima de 30°S e, por conseguinte, o aumento da intensidade deles durante o inverno no HS (CAVALCANTI et al., 2009). Apesar da alta variabilidade do vento e das ondas nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, o litoral da região Nordeste voltado para o continente africano continua apresentando variância entre 2% e 3%, ou seja, mesmo que as estações apresentem padrões nos campos de vento e onda tão diferenciados, a variabilidade nesses litorais é pouco significativa.

No litoral do RS e SC observa-se que a variância das ondas apresenta um gradiente bem significativo, isso ocorre devido aos ciclones que se formam na região do nordeste da Argentina e costa do RS, os quais geram ventos intensos e ondas fortes bem próximas ao litoral.

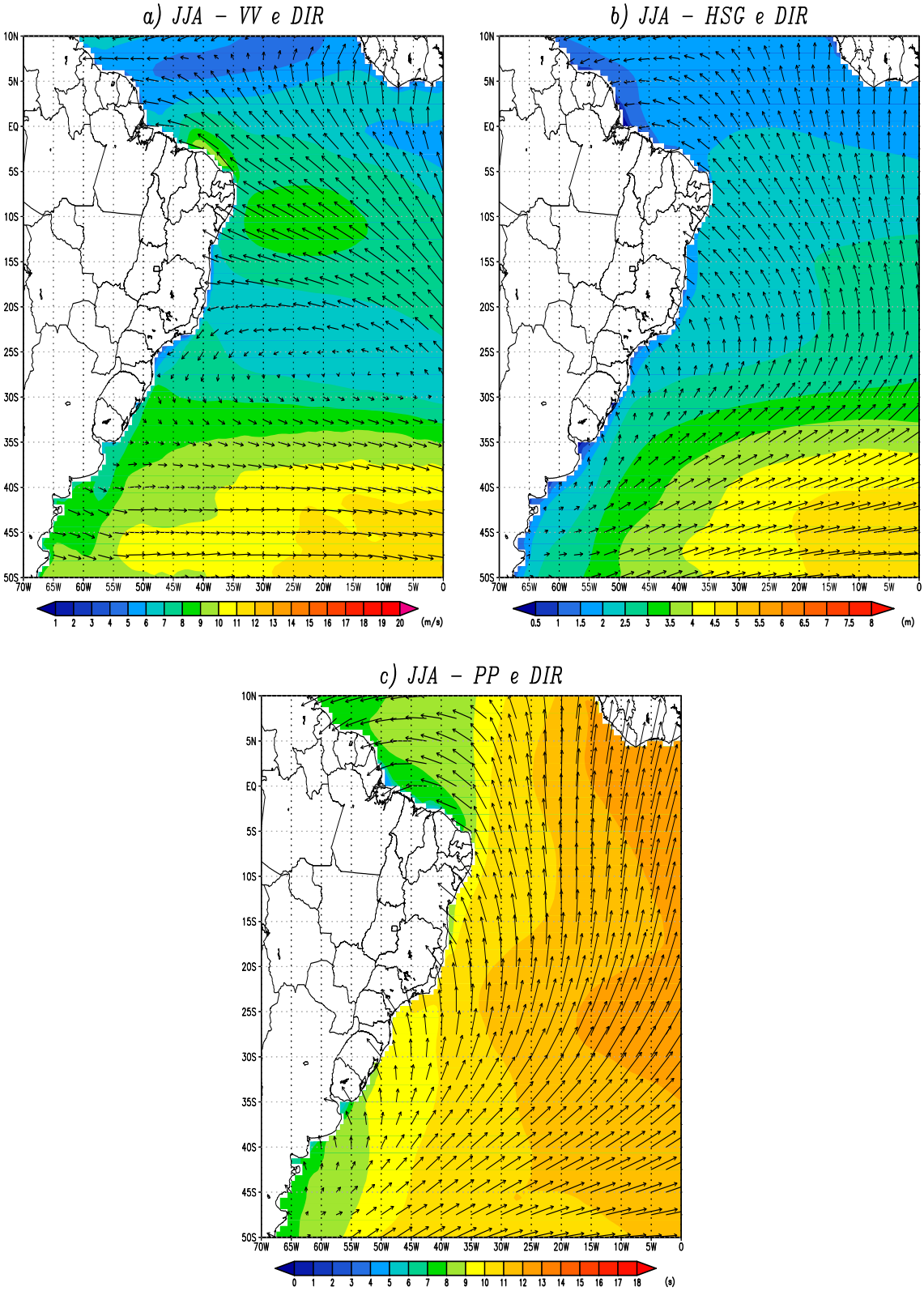

Figura 6.9 - Media sazonal nos meses de JJA entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e direção do vento, b) altura significativa (m) e direção da onda e c) período (s) e direção de pico.

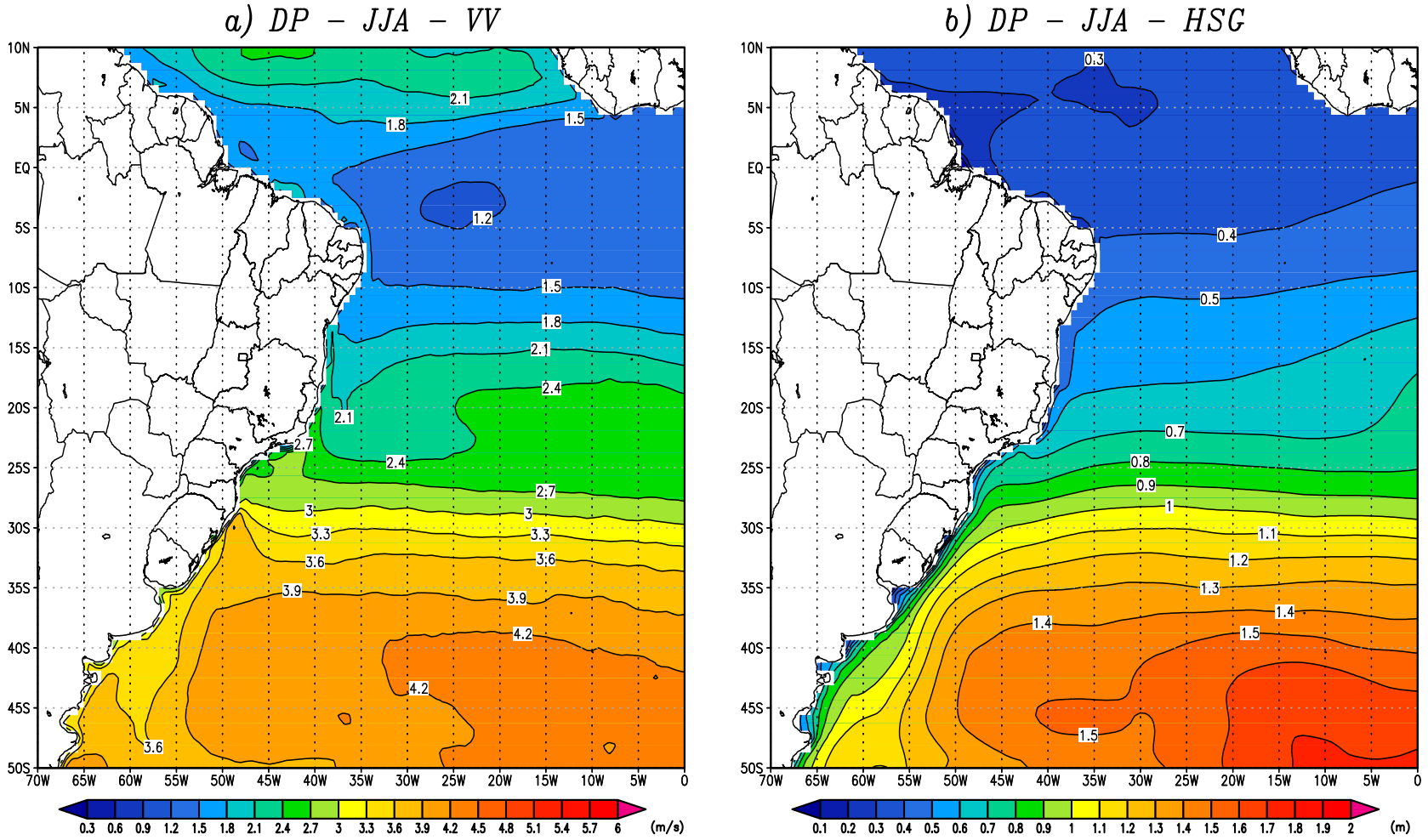

Figura 6.10 - Desvio padrão nos meses de JJA entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade do vento ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e b) altura significativa da onda (m).

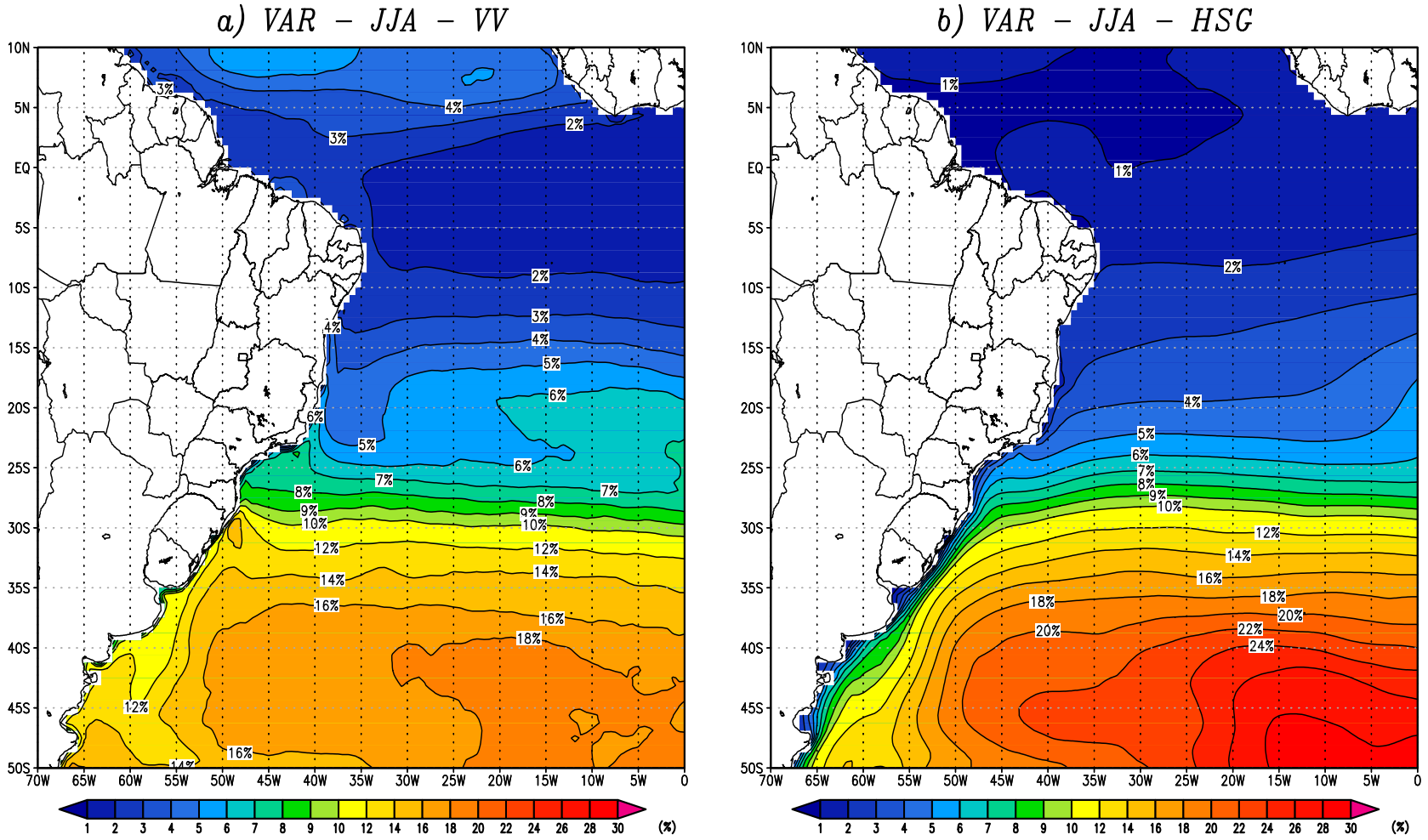

Figura 6.11 - Variância nos meses de JJA entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade do vento ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e b) altura significativa da onda (m).

Analisando o campo de EO durante JJA (Figura 6.12), observa-se que os maiores valores são encontrados no litoral da região Sul do Brasil, principalmente sobre o RS. Se comparado com DJF, o padrão de EO sobre o litoral do RS, SC e PR praticamente dobra, passando de 9 kW/m em DJF para 18 kW/m em JJA. Nos litorais da BA até o RN o padrão de EO observado não apresenta mudanças significativas, enquanto que na parte voltada para o HN há diminuição na ordem de 6 a 9 kW/m, devido ao enfraquecimento dos sistemas sinóticos no HN, como já citado anteriormente. A energia gerada pelos furacões e tempestades tropicais não são suficientes para manter o padrão de EO observado em DJF.

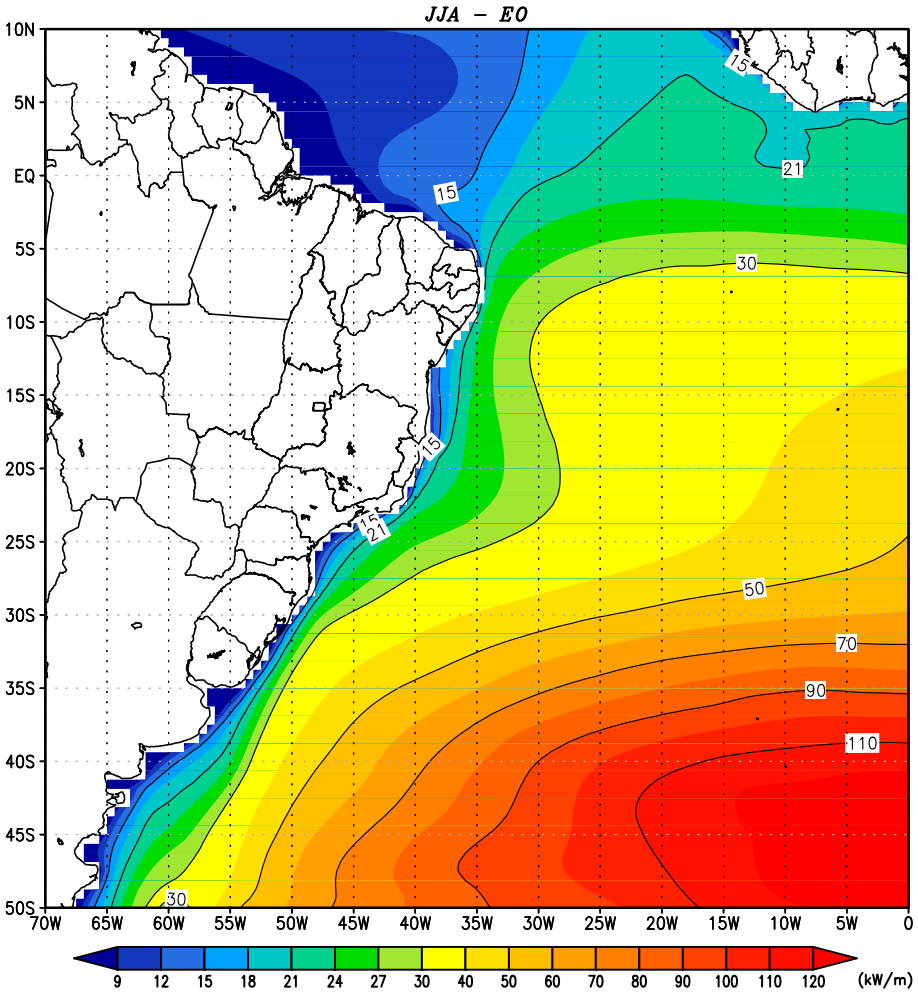

Figura 6.12 - Média sazonal do fluxo de energia da onda (kW/m) nos meses de JJA entre os anos de 1980 a 2010.

6.1.4 SON

De maneira geral, os campos analisados em SON são similares aos apresentados em MAM, no entanto os sistemas que atuam nas latitudes médias estão perdendo a intensidade e alguns picos ainda são significativos. No campo de vento (Figura 6.13a) observa-se que os alísios continuam mais fortes no HS e a ZCIT começa a se deslocar no sentido do HS. Sobre os litorais do RN, CE, PI e a leste de São Luís - Maranhão (MA), há uma pequena área de pico de ventos da ordem de até 10 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ assim como nos meses de JJA.

No AS observa-se que o ASAS se afasta do continente e perde intensidade. O cinturão dos ciclones de latitudes médias se desloca um pouco para sul (como pode ser observados pelos máximos de velocidade) e com sistemas mais enfraquecidos. Sobre o litoral do RS os ventos continuam fortes, o que pode ser explicado pela formação de ciclones nessa época do ano, sendo que nessa área e o litoral de São Paulo ficam mais proeminentes a formação desse sistema entre outubro e abril (**??**).

O campo de HSG (Figura 6.13b) também apresenta um padrão semelhante a MAM, no entanto menor que o observado em JJA. No litoral que segue desde o RS ao RN as alturas são em média 0,5 m maiores que MAM. No litoral voltado para o HN observa-se um aumento na mesma proporção observada nos demais litorais, porém deve-se levar em consideração a maior frequência das tempestades tropicais e furacões que geram marulhos que chegam nessa região.

Na Figura 6.13c, observa-se que a direção do PP no litoral voltado para o HN é novamente de nordeste, o que pode ser explicado pela intensificação dos sistemas que atuam no HN, como já citado anteriormente. Consequentemente, a magnitude do PP também aumenta sobre essa região se comparado com JJA, ficando entre 3 e 4 s. No litoral que segue desde o RS até o RN o padrão de PP é similar ao observado em JJA.

Como mostrado anteriormente, os maiores DP ocorrem em JJA e os menores em DJF. Em SON os padrões de DP tanto do vento (Figura 6.14a) quanto das ondas (Figura 6.14b) também são similares a MAM. No campo de vento, apenas os litorais do RS e SP apresentam DP maiores que MAM o que, como já citado, está relacionado as áreas ciclogenéticas.

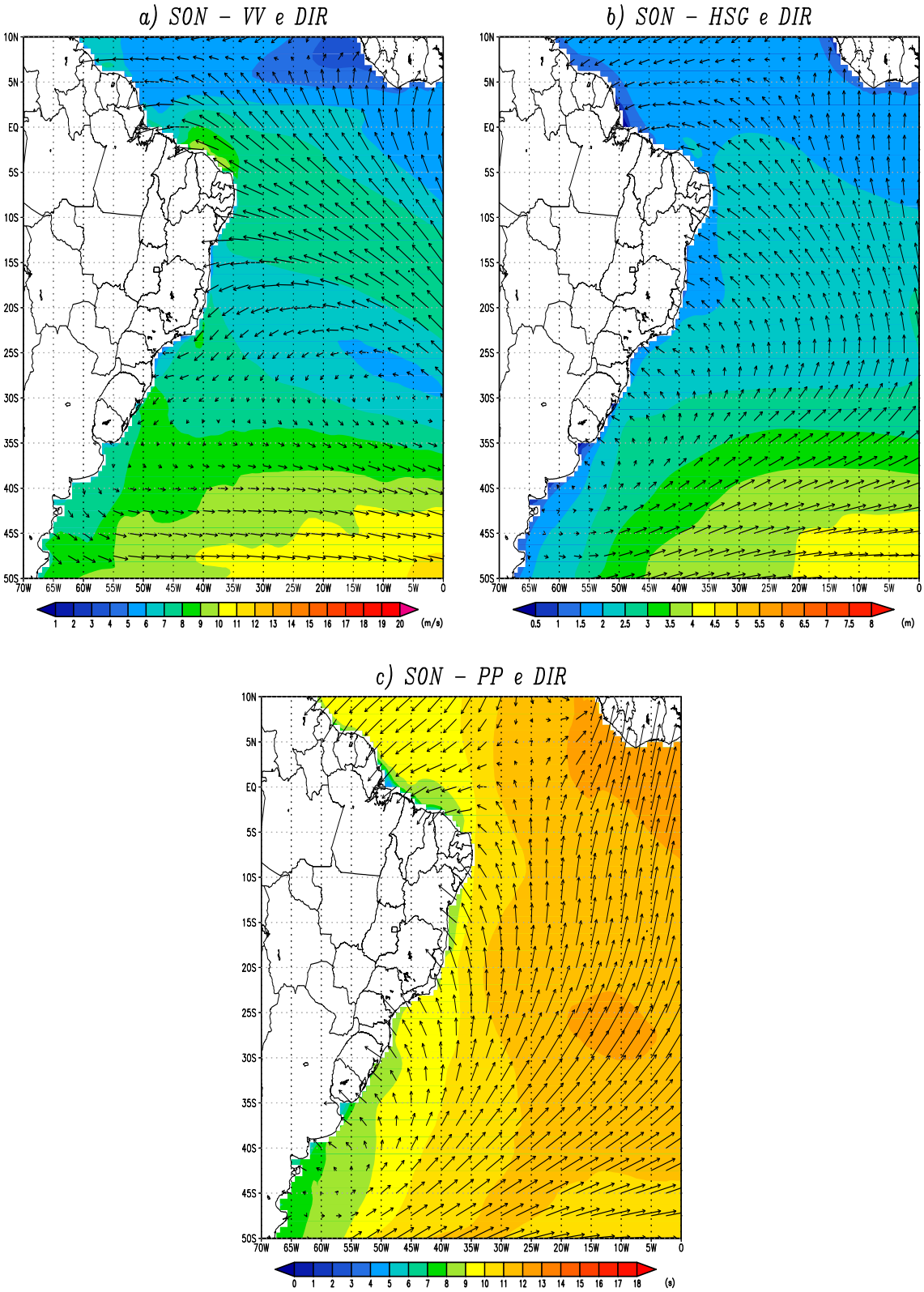

Figura 6.13 - Media sazonal nos meses de SON entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e direção do vento, b) altura significativa (m) e direção da onda e c) período (s) e direção de pico.

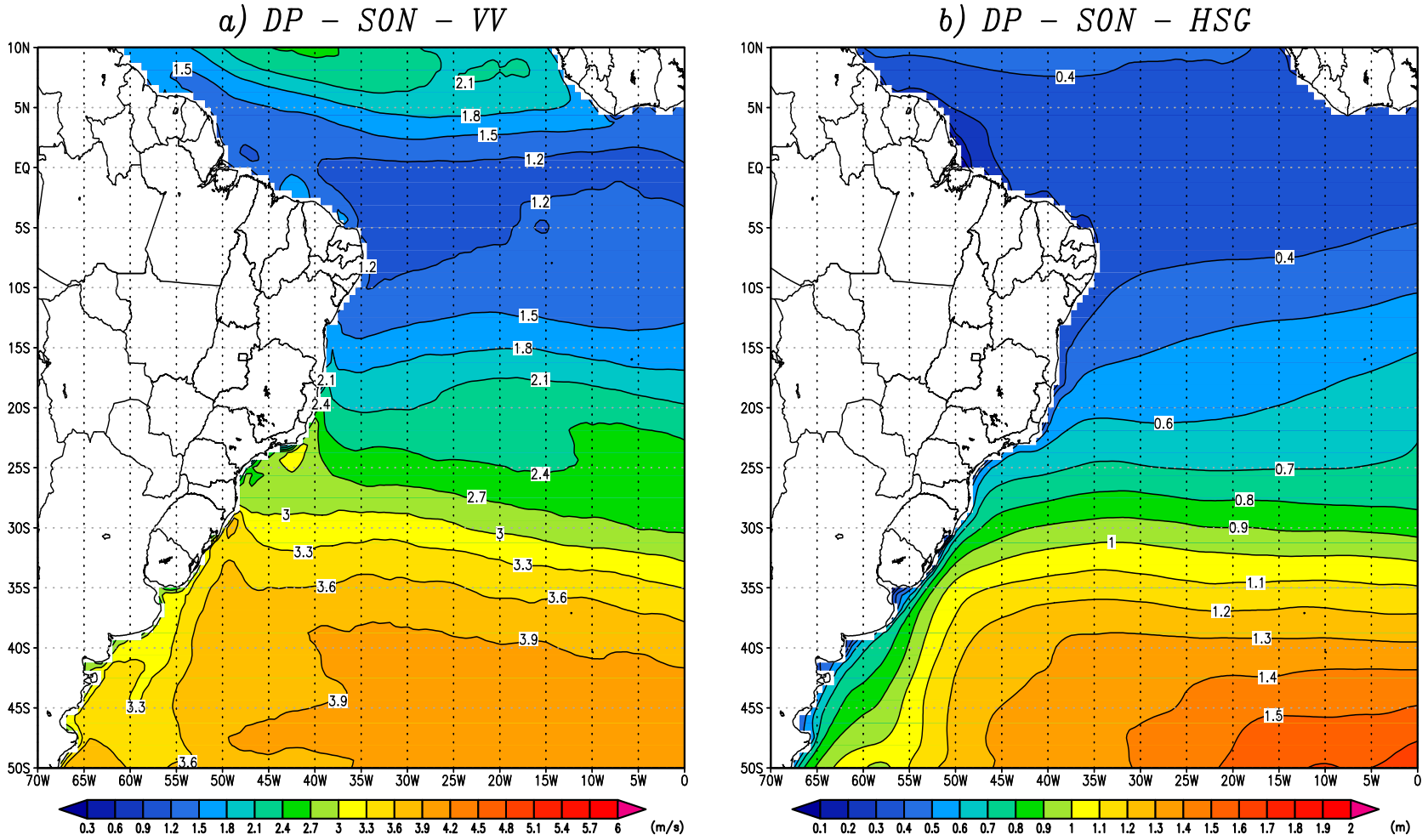

Figura 6.14 - Desvio padrão nos meses de SON entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade do vento ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e b) altura significativa da onda (m).

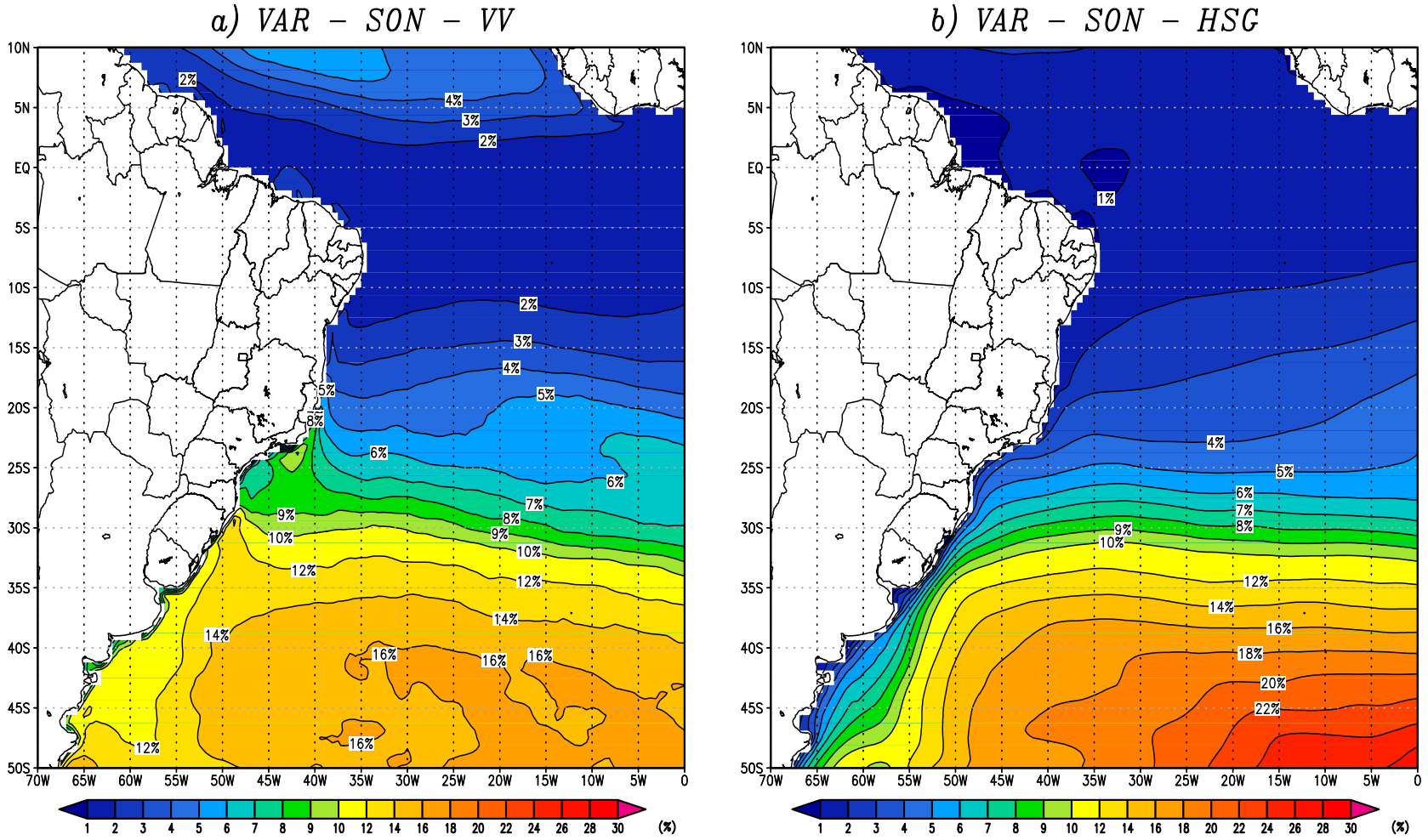

Figura 6.15 - Variância nos meses de SON entre os anos de 1980 a 2010. Figura a) velocidade do vento ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e b) altura significativa da onda (m).

Devido ao período de transição entre inverno e verão, a variabilidade do campo de vento (Figura 6.15a) da primavera ainda é alta principalmente nas latitudes ao sul de 30°S. A VAR no litoral das regiões Norte e Nordeste do Brasil continuam apresentando valores entre 2% e 3%. Como já obeservado na Figura 6.14a de DP, a VAR (Figura 6.15b) no litoral do RS e SP apresenta valores mais significativos.

Analisando o campo de EO (Figura 6.16), nota-se que o padrão de SON é similar a MAM, entretanto, a diferença de energia observada em JJA nos litorais das regiões Sul e Sudeste é quase nula em SON. O litoral voltado para África não apresenta mudanças significativas, por outro lado, o litoral voltado para o HN tem aumento de 6 kW/m, isso devido a maior disponibilidade de EO causada pelas tempestades tropicais e furacões.

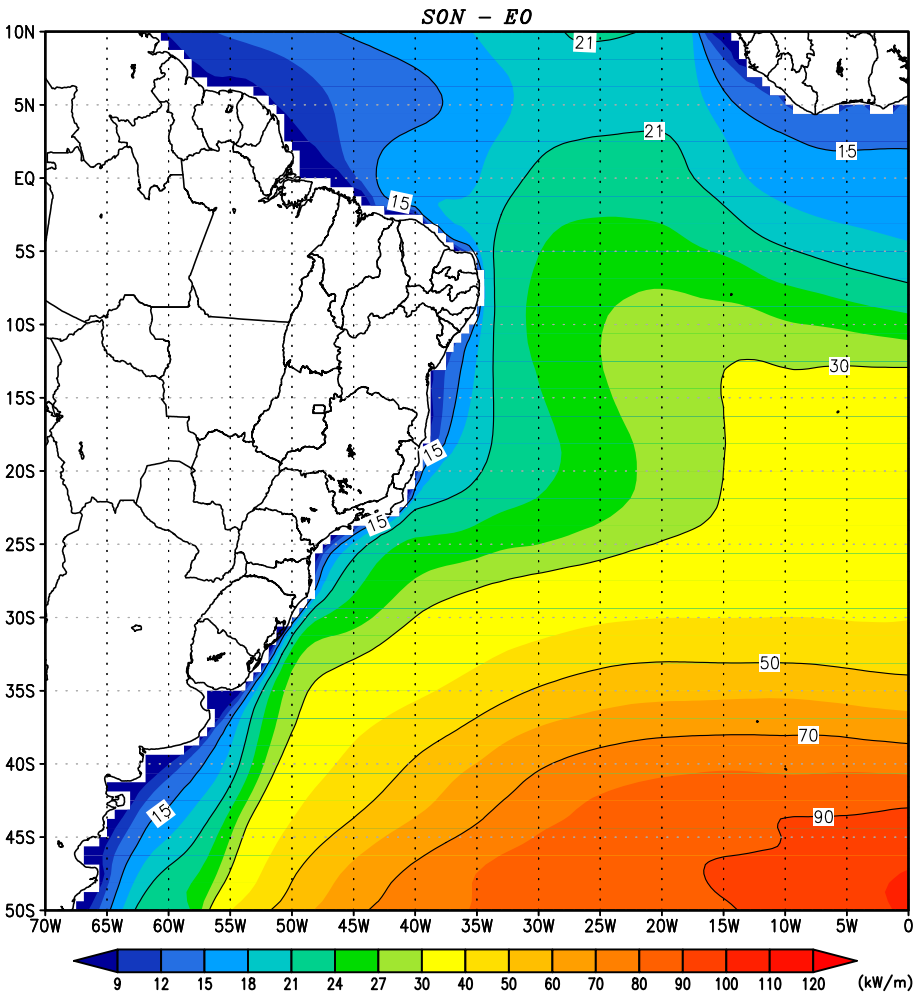

Figura 6.16 - Média sazonal do fluxo de energia da onda (kW/m) nos meses de SON entre os anos de 1980 a 2010.

6.2 Distribuição de eventos extremos de ondas no Brasil

Os campos analisados a seguir são resultados da aplicação do método estatístico dos percentis (seção 3.3.1) no experimento HWW3, assim, espera-se mostrar a distribuição sazonal de eventos extremos no litoral brasileiro.

Na Figura 6.17, percentis dos vento oriundos da reanálise CFSR, observa-se no percentil 50% (P50) ventos de 7 a 8 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ na região dos alísios, na costa voltada para o HN e a leste de SP e RS. Nos demais litorais do Brasil os valores são da ordem de 1 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ menor. Nesse percentil as velocidades máximas, de cerca de 10 $\mathrm{m\,s^{-1}}$, são observadas nas latitudes acima de 40°S. O P50 representa a mediana dos valores observados em cada ponto.

No percentil 70% (P70), ou seja, 30% dos valores mais significativos, já pode ser encontrado os padrões das áreas ciclogenéticas discutidas na seção 6.1.1 mais definidos. Nos pecentis de 90% (P90) e 95% (P95), a intensidade dos alísios provenientes do HN ficam mais evidentes, assim como os ventos de 10 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ no litoral do CE, PI e a leste de São Luís - MA. No litoral sul do ES, RJ, SP e RS, os extremos podem estar relacionados a sistemas como a ZCAS e a influência das regiões ciclogenéticas. No último percentil, o de 99% (P99), ou seja, o 1% mais significativo, as áreas que apresentam os valores mais elevados dos 31 anos de dados em DJF são os alísios oriundos do HN, o litoral brasileiro voltado para o HN e os litorais das regiões Sul e Sudeste. Nas latitudes acima de 35°S, os ventos atingem valores extremos de mais de 18 $\mathrm{m\,s^{-1}}$.

Os percentis do campo de HSG (Figura 6.18) seguem o mesmo padrão dos máximos de vento discutidos anteriormente, porém com variação de menor proporção. No P50 e P70, observam-se valores entre 1,5 e 2 m em todo o litoral brasileiro. O P90 e P95 apresentam valores entre 2 e 2,5 metros nos litorais da região Norte e Nordeste. Nos litorais mais ao sul do país, os valores de HSG são mais elevados, estando entre 2,5 e 3,5 m.

Os valores mais significativos observados em DJF são mostrados no P99, onde quanto mais ao sul, mais elevados são os valores de HSG. No litoral das regiões Sul e Sudeste do Brasil, a HSG mais extrema é da ordem de 4,5 m, enquanto que nas latitudes acima de 30°S os máximos podem atingir alturas de até 9 m. Nos litorais da região Norte e Nordeste a HSG não ultrapassa 3,5m.

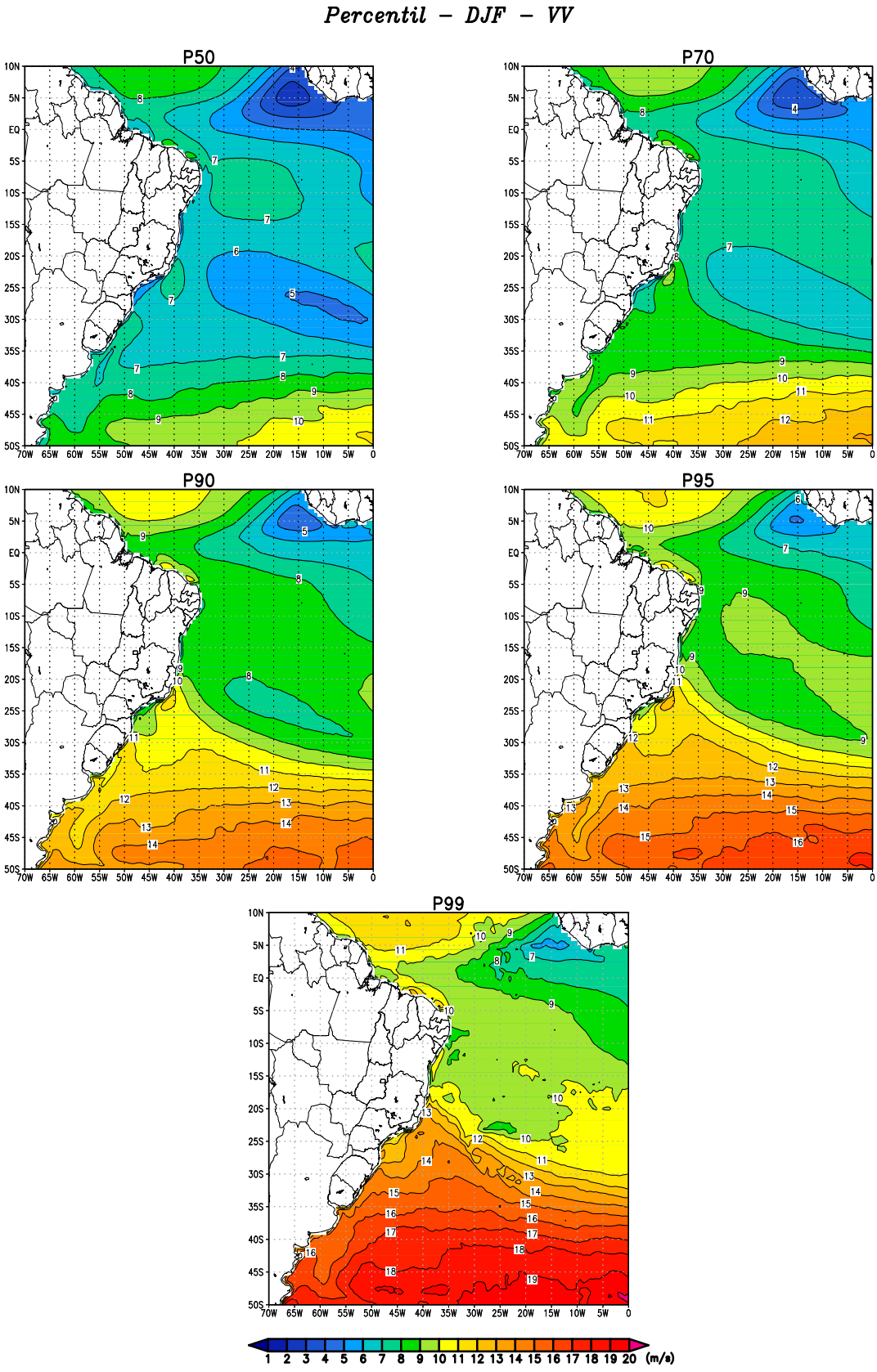

Figura 6.17 - Percentis 50%, 70%, 90%, 95% e 99% da velocidade do vento ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) em DJF entre os anos de 1980 a 2010.

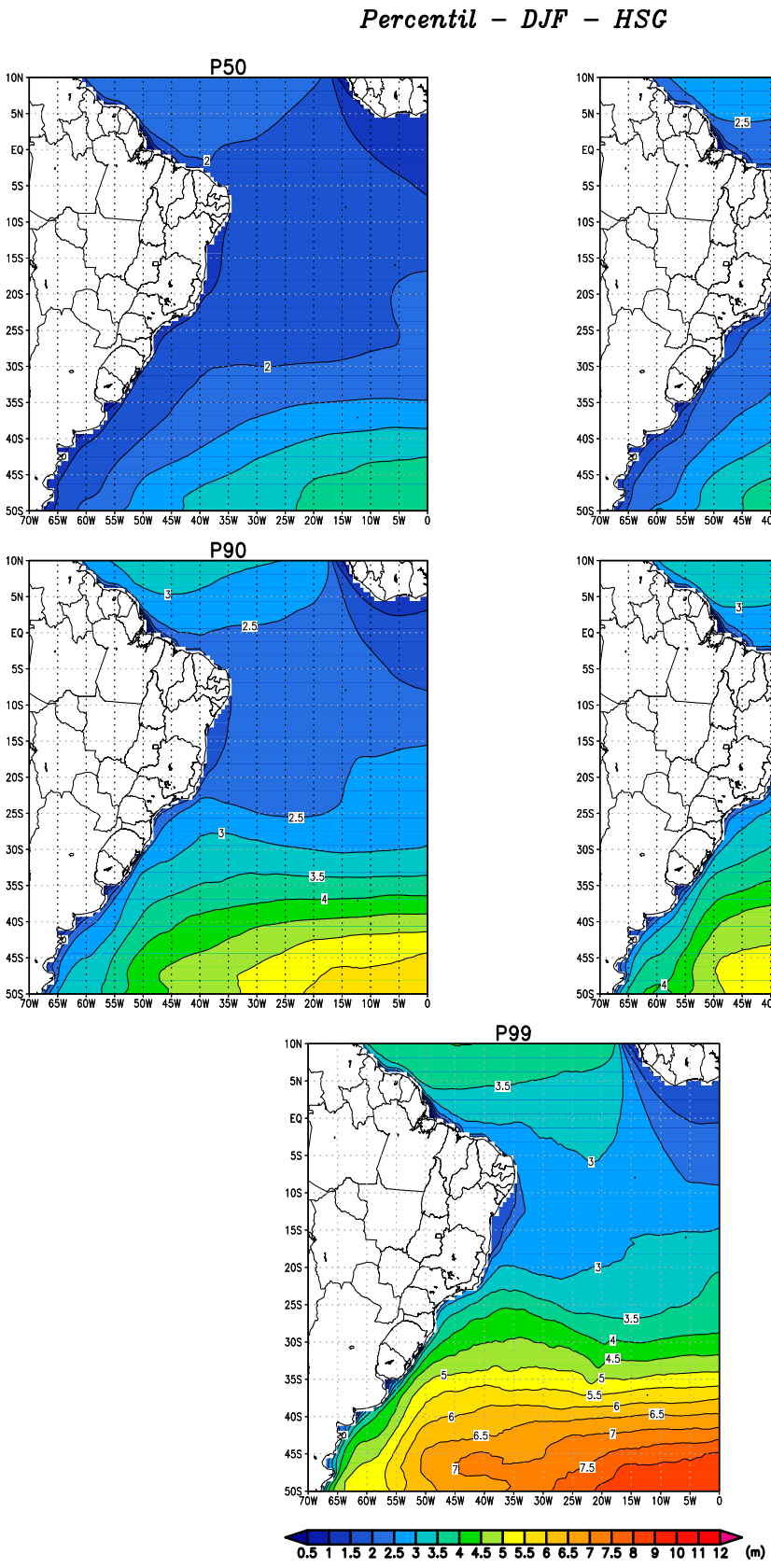

Figura 6.18 - Percentis 50%, 70%, 90%, 95% e 99% de altura significativa da onda (m) em DJF entre os anos de 1980 a 2010.

MAM é um período de transição entre o verão e inverno no HS, logo os eventos extremos de ventos e ondas ocorrem com mais frequência do que em DJF. Analisando os percentis da velocidade do vento (Figura 6.19), nota-se no P50 um padrão semelhante a DJF, no entanto no litoral de SP há uma queda de até 2 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ e o ASAS torna-se mais intenso. Nas latitudes acima de 40°S há um aumento de até 2 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ nas velocidades do vento.

No P70 nota-se que os alísios do HS contribuem positivamente nos ventos sobre o AS e AT, já os do HN diminuem a área de abrangência e perdem intensidade se comparados com DJF. Esse padrão observado é esperado de acordo com o clima de ondas de MAM descrito na seção 6.1.2. Nos pecentis de 90% e 95%, os alísios provenientes do HN perdem força, assim como os ventos no litoral do CE, PI e a leste de São Luís - MA. O mesmo padrão é observado no litoral da Sudeste, entretanto, está relacionado diretamente com a menor frequência na formação de ciclones durante MAM, como mostrado em Escobar et al. (2010). Nesse período, apenas o ASAS se intensifica, o que é bem evidente se comparados com P90 e P95 de DJF.

No P99 é facíl notar que mais eventos extremos ocorrem, pois na média a velocidade do vento é 2 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ maior do que no P99 de DJF. Os principais sistemas que contribuem para a ocorrência de eventos mais significativos são os ciclones, o ASAS e os ventos alísios. A influência desses sistemas no clima de ondas de MAM é explicado na seção 6.1.2.

Os extremos de ondas ocorrem nas áreas de maior atuação dos ciclones. No P50 e P70 observa-se alturas significativas da onda entre 2 e 2,5 m em todo o litoral brasileiro. No P90 e P95, o litoral das regiões Norte e Nordeste são os menos variáveis, assim como os eventos extremos de HSG, que também não apresentam grande variabilidade. No entanto, no litoral mais ao sul do país, entre ES e RS, a HSG varia entre 3 e 3,5 m.

No P99 os eventos extremos são concentrados nas latitudes maiores que 15°S, sendo que as alturas podem chegar a até 5 metros nas regiões próximas aos litorais das regiões Sul e Sudeste. No Norte e Nordeste, não há variabilidade quando comparados com a estação anterior (DJF), com extremos de 3 m na parte voltada para África e de 2,5 m na parte voltada para o HN.

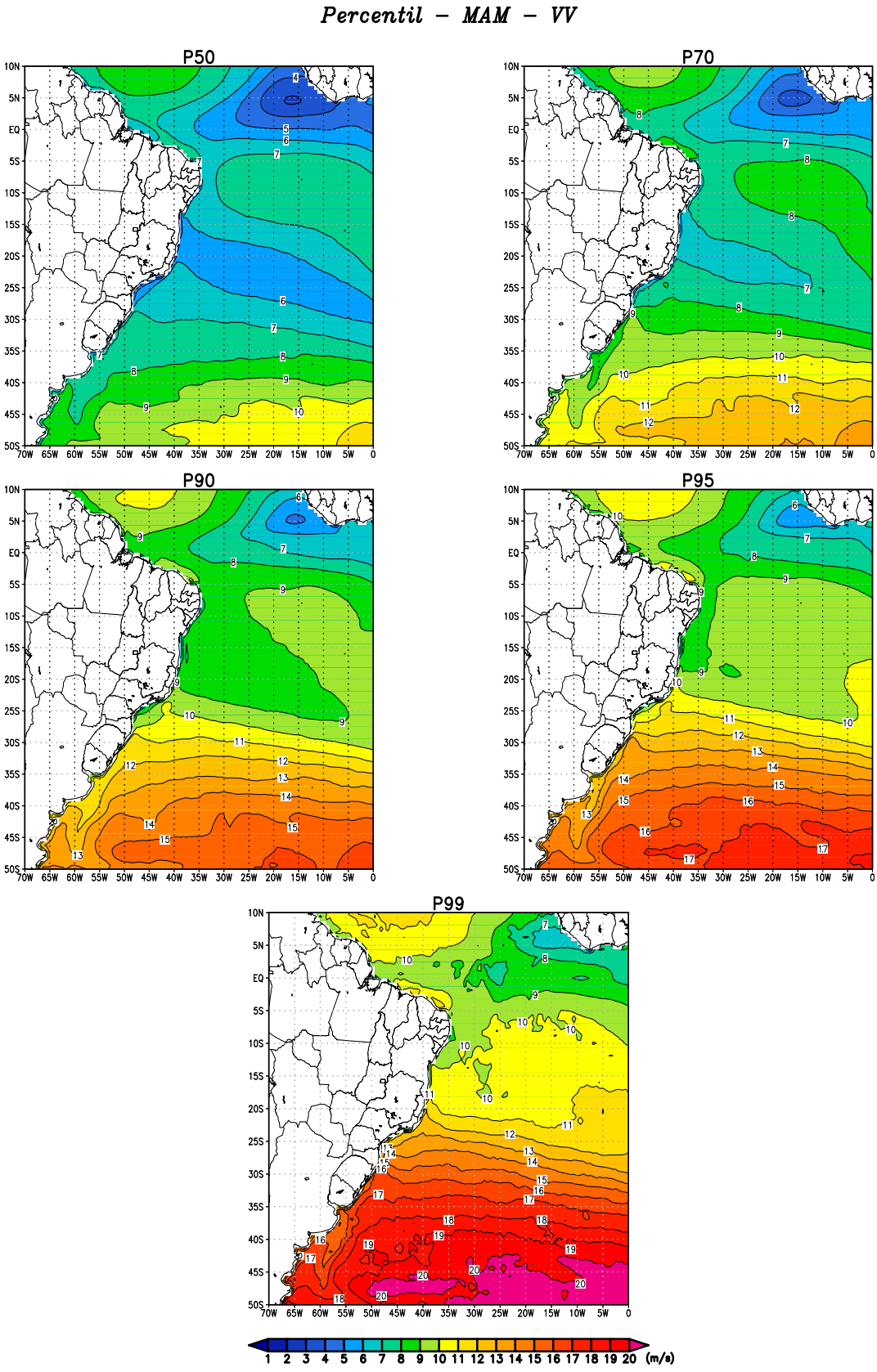

Figura 6.19 - Percentis 50%, 70%, 90%, 95% e 99% da velocidade do vento ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) em MAM entre os anos de 1980 a 2010.

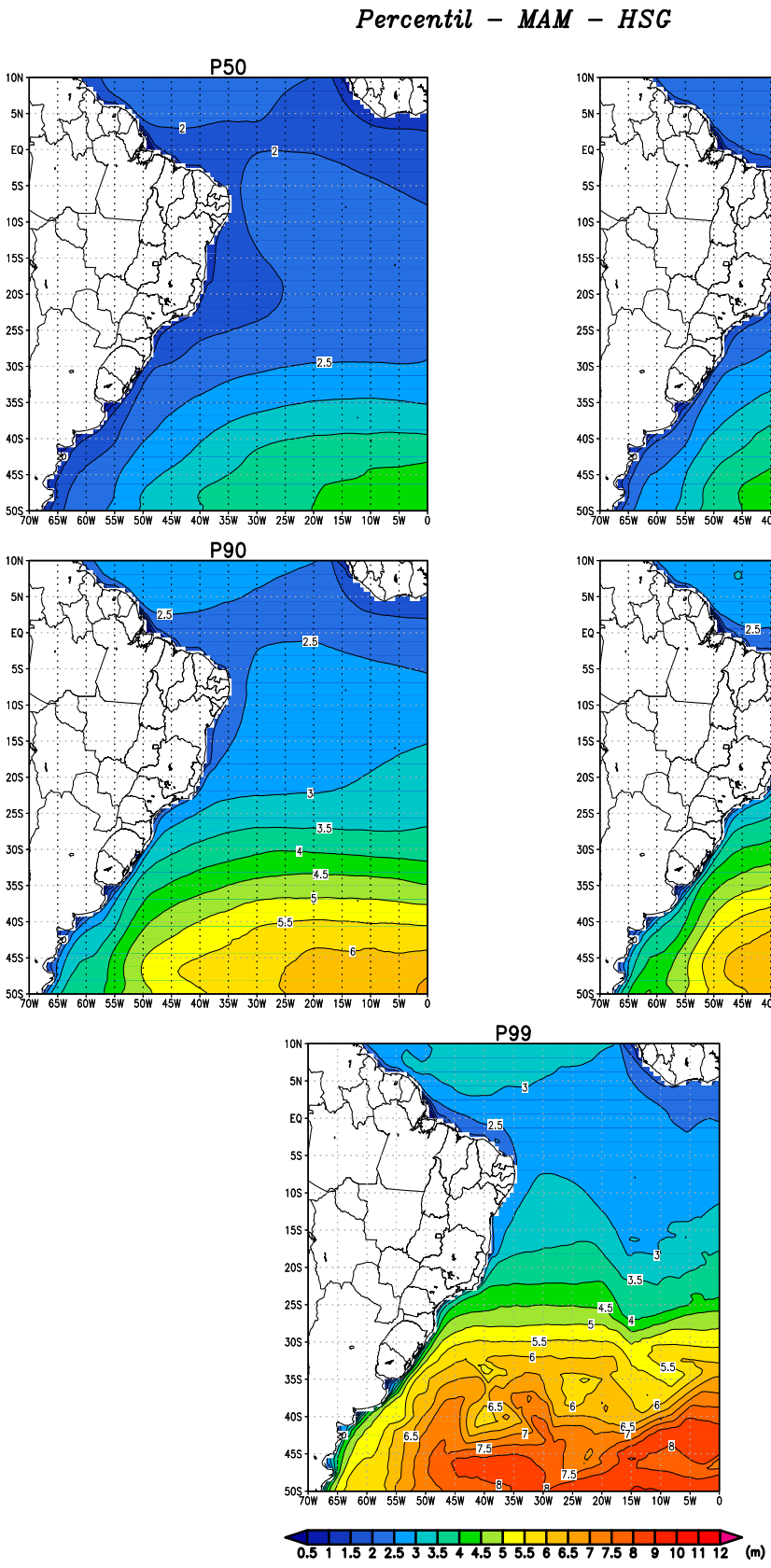

Figura 6.20 - Percentis 50%, 70%, 90%, 95% e 99% de altura significativa da onda (m) em MAM entre os anos de 1980 a 2010.

JJA é o período de maior ocorrência de eventos extremos de ondas no litoral do Brasil, isso devido a posição mais ao norte do cinturão dos ciclones do HS e a maior incursão de sistemas frontais, como citado na seção 6.1.3. Analisando os percentis de vento para esta estação (Figura 6.21), no P50 observa-se um padrão de velocidade do vento mais elevada nas regiões ciclogenéticas (leste do RS, nordeste da Argentina e leste da Patagônia Argentina), do ASAS e dos ventos alísios no AS, além dos litorais do RN, CE, PI e a leste de São Luís - MA.

Na análise do P70, nota-se a ocorrência de eventos mais significativos nas áreas citadas anteriormente e um aumento da VV em 2 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. Uma pequena área a leste de SP e RJ agora apresenta valores na ordem de 9 a 10 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. No P90 e P95, nessas áreas ocorrem extremos de ventos e podem estar associados a sistemas frontais e também a altos gradientes de pressão e vento. Nota-se nesses percentis que nos litorais da região Sul e Sudeste ocorrem mais eventos severos e com velocidades entre 10 e 15 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. No AS é bem evidente a influência dos alísios, mais intensos em JJA, e do ASAS, o qual está mais deslocado para leste, nos eventos severos.

No P99 são observados o 1% dos eventos de vento mais extremos ocorridos nos últimos 31 anos. A ZCIT esta mais deslocada para norte em JJA, logo os eventos extremos que ocorrem nos litorais das regiões Norte e Nordeste estão relacionados aos alísios e ao ASAS, sendo os ventos máximos 15 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. No litoral Sudeste e Sul, a posição do cinturão dos ciclones a norte é a maior contribuição nos eventos extremos.

Nos percentis do campo de HSG (Figura 6.22), nota-se que as ondas provenientes dos ciclones de latitudes média são maiores que as produzidas pelos alísios e ASAS, mesmo esses estando mais intensos em JJA. No P50 e P70, a HSG observada varia entre 2 e 2,5 em todo o litoral brasileiro. No P90 e P95, os 10% e 5% dos eventos extremos de ondas são mais significativos no litoral das regiões Sul e Sudeste, sendo os valores de até 4 m. No litoral voltado para África, as maiores alturas são da ordem de até 3,5 m, já no voltado para o HN, as ondas atingem máximos entre 2 e 3 m.

Os máximos de HSG são mostrados no P99, onde nos litorais do RS, SC e áreas adjacentes as ondas podem chegar até 6 m. Conforme a latitude diminui, os extremos de ondas também diminuem. Nos litorais do PR até o RJ os máximos de HSG variam entre 3,5 a 5 m, já no litoral do ES até o RN (parte voltada para o continente africano), os extremos são da ordem de 4 m. No litoral voltado para o HN os extremos são de menor magnitude, variam entre 2 e 2,5 m.

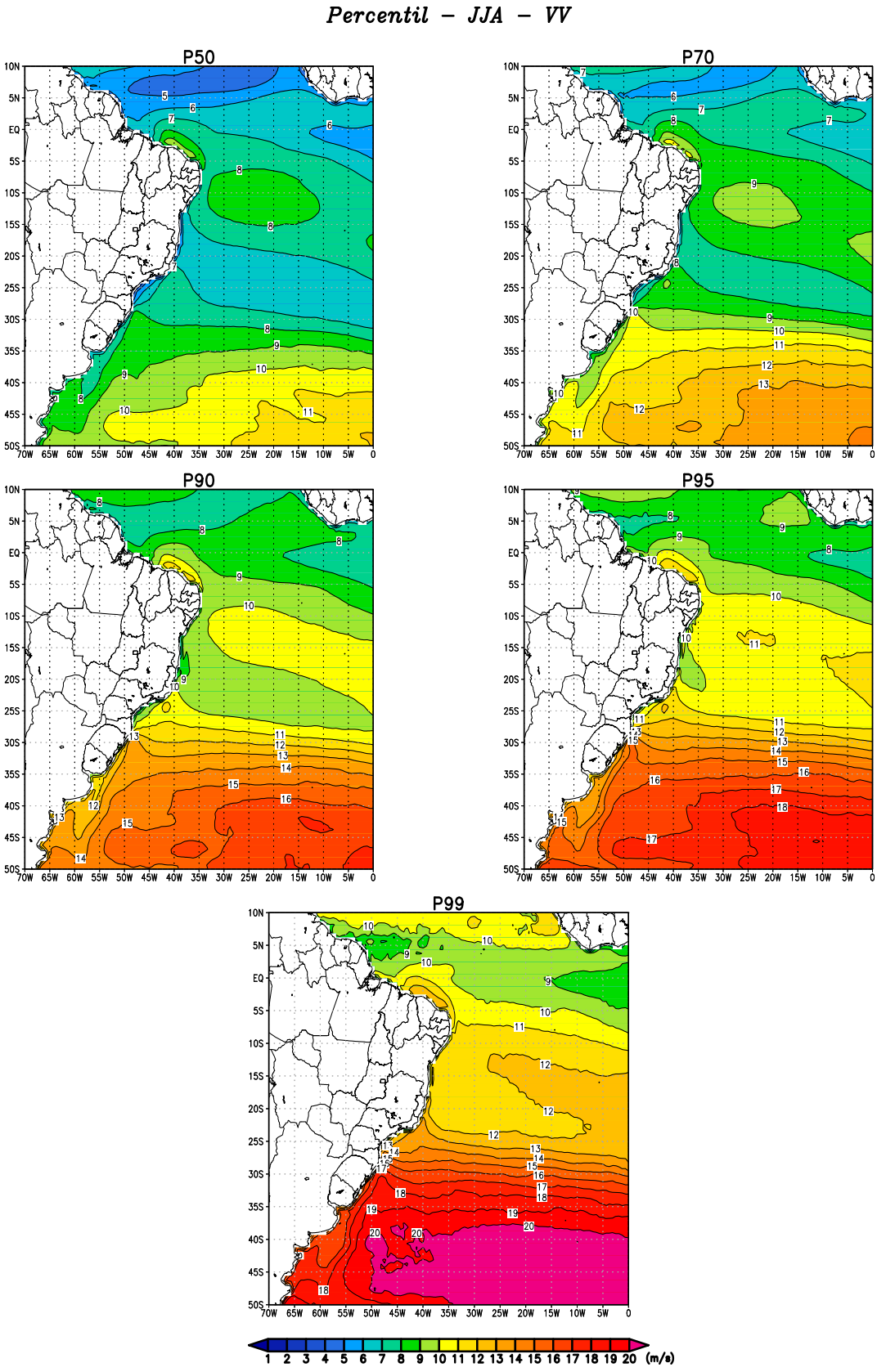

Figura 6.21 - Percentis 50%, 70%, 90%, 95% e 99% da velocidade do vento ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) em JJA entre os anos de 1980 a 2010.

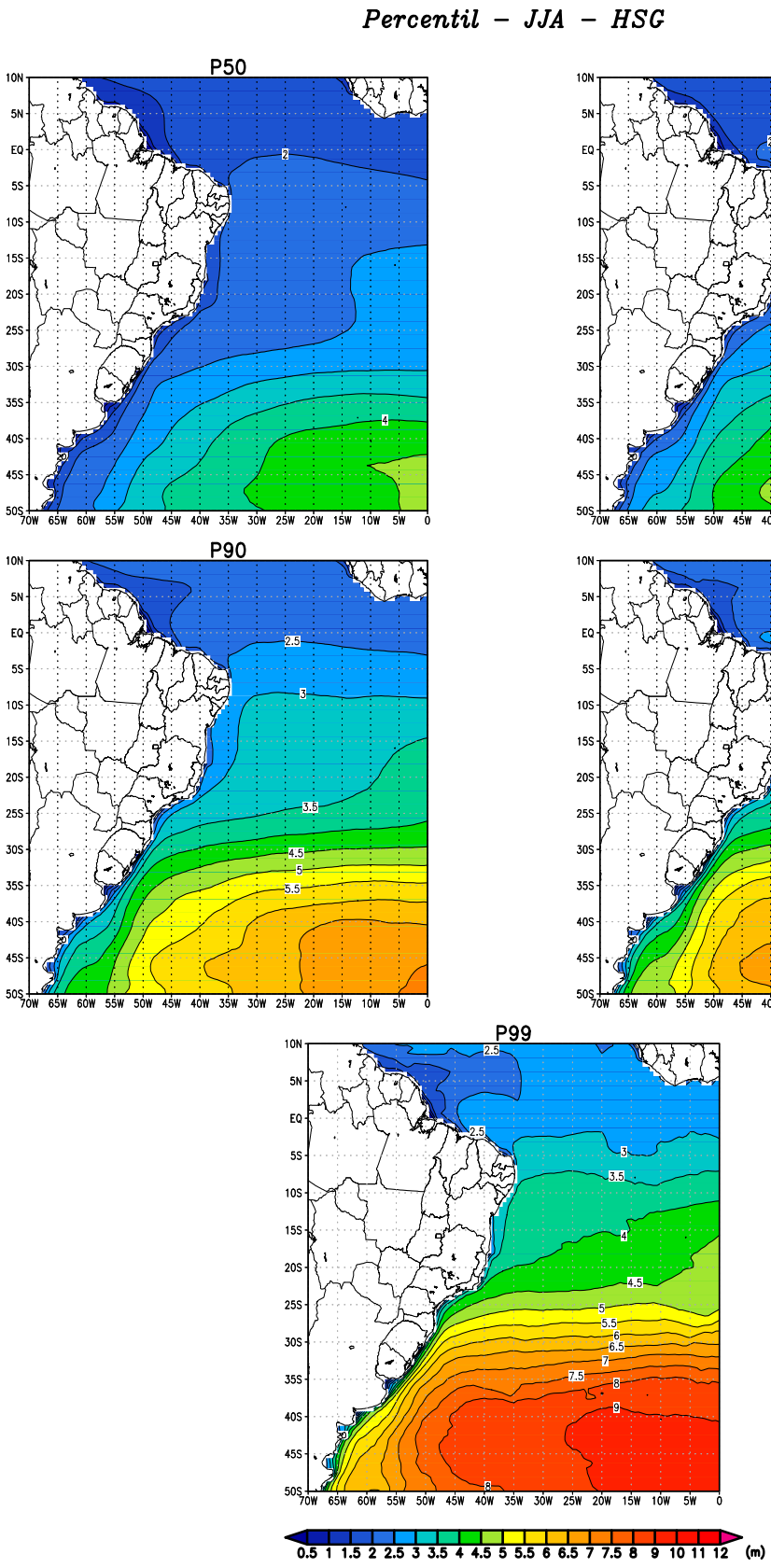

Figura 6.22 - Percentis 50%, 70%, 90%, 95% e 99% de altura significativa da onda (m) em JJA entre os anos de 1980 a 2010.

Por fim, analisando os campos dos percentis do vento em SON (Figura 6.23), observa-se um padrão similar a MAM, no entanto, como trata-se de um período de transição entre inverno e verão, a primavera ainda apresenta características de JJA, ocorrendo assim valores mais significativos que MAM. No litoral de alguns estados do Brasil, como CE, RN e ES, os máximos de vento em SON podem ser maiores que JJA.

No P50 e P70, nota-se valores entre 9 e 11 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ a leste do RS e RJ. O ASAS começa a se deslocar para sudeste e os alísios ficam mais fracos, logo, os extremos também perdem intensidade se comparados com JJA. No P90 e P95, assim como em JJA, nas latitudes ao sul de 35° os ventos máximos podem ultrapassar 18 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. Extremos de vento da ordem de 14 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ ainda ocorrem a leste do RS e RJ, como já observado ao longo do ano sobre o CE e áreas adjacentes.

Analisando os ventos extremos (P99), nas latitudes ao sul de 30°S ocorrem eventos extremos, sendo que a magnitude do vento ser maior que 20 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. Além disso, nota-se a ocorrência de eventos mais significativos sobre o litoral da região Sudeste em SON do que JJA, pois além dos sistemas frontais que ainda penetram mais ao norte, a região a leste de SP e RJ fica mais favorável a formação de ciclones.

Todos os percentis de vento no litoral do CE, PI e a leste de São Luís - MA apresentam valores significativos de ventos em todas as estações anteriores. Entretanto, em SON, um fato interessante é a maior intensidade deles, podendo atingir velocidades de até 14 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ no P99.

Os percentis de ondas em SON (Figura 6.24) também são similares a MAM no P50 e P70, onde observa-se HSG entre 2 e 2,5 m em todo o litoral brasileiro. No P90 e P95, no litoral das regiões Norte e Nordeste os eventos extremos de HSG não apresentam grande variabilidade se comparados com JJA, entretanto, no litoral sul do país, entre ES e RS, a HSG varia entre 3 e 4 m.

No P99 os eventos extremos estão concentrados nas latitudes ao sul de 15°S, sendo que as alturas podem chegar a até 5,5 m nas regiões próximas aos litorais das regiões Sul e Sudeste. No litoral das regiões Norte e Nordeste não há mudanças significativas em comparação a estação anterior (JJA) e os extremos de HSG não ultrapassam o patamar de 3,5 m.

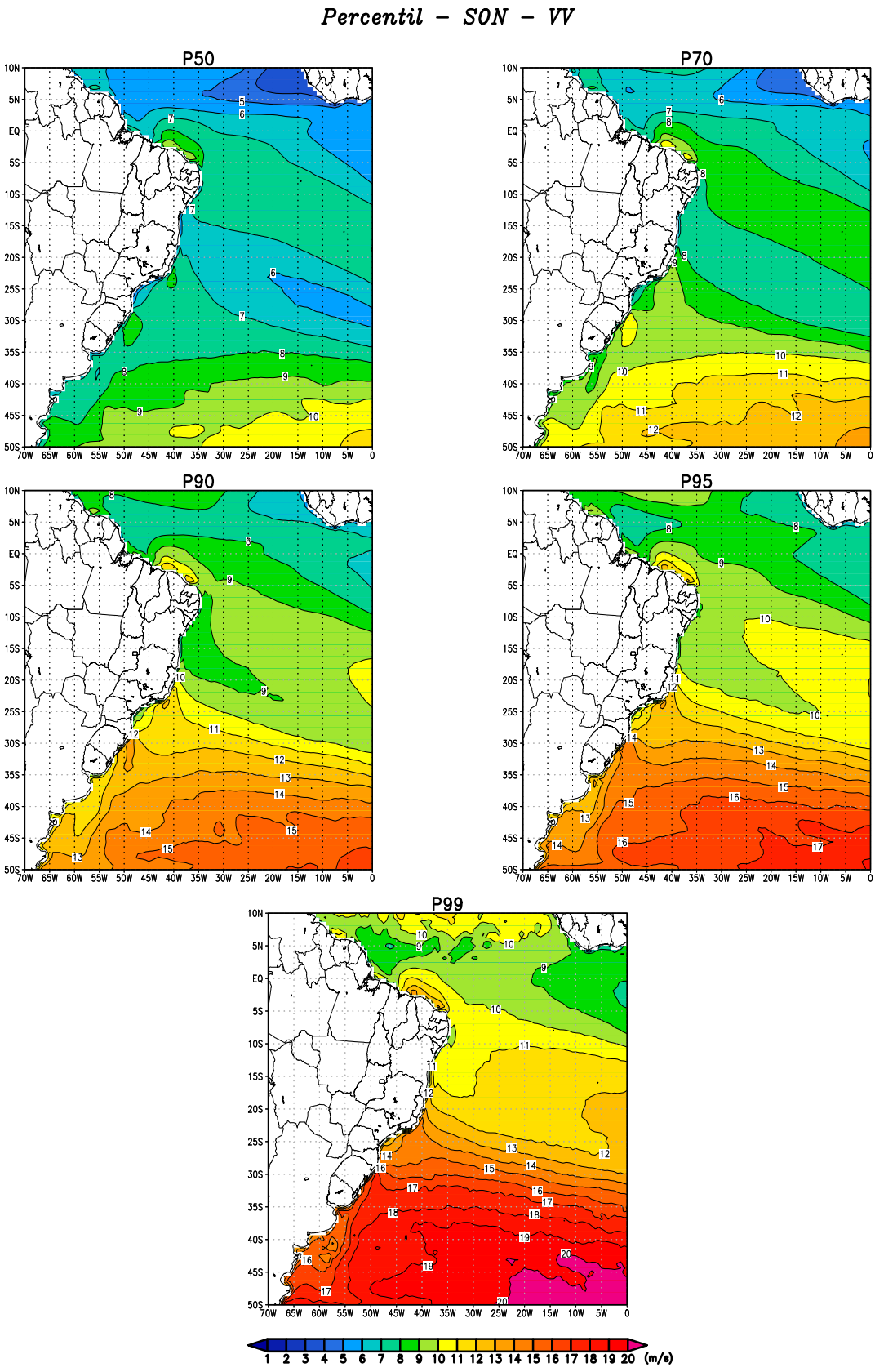

Figura 6.23 - Percentis 50%, 70%, 90%, 95% e 99% da velocidade do vento ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) em SON entre os anos de 1980 a 2010.

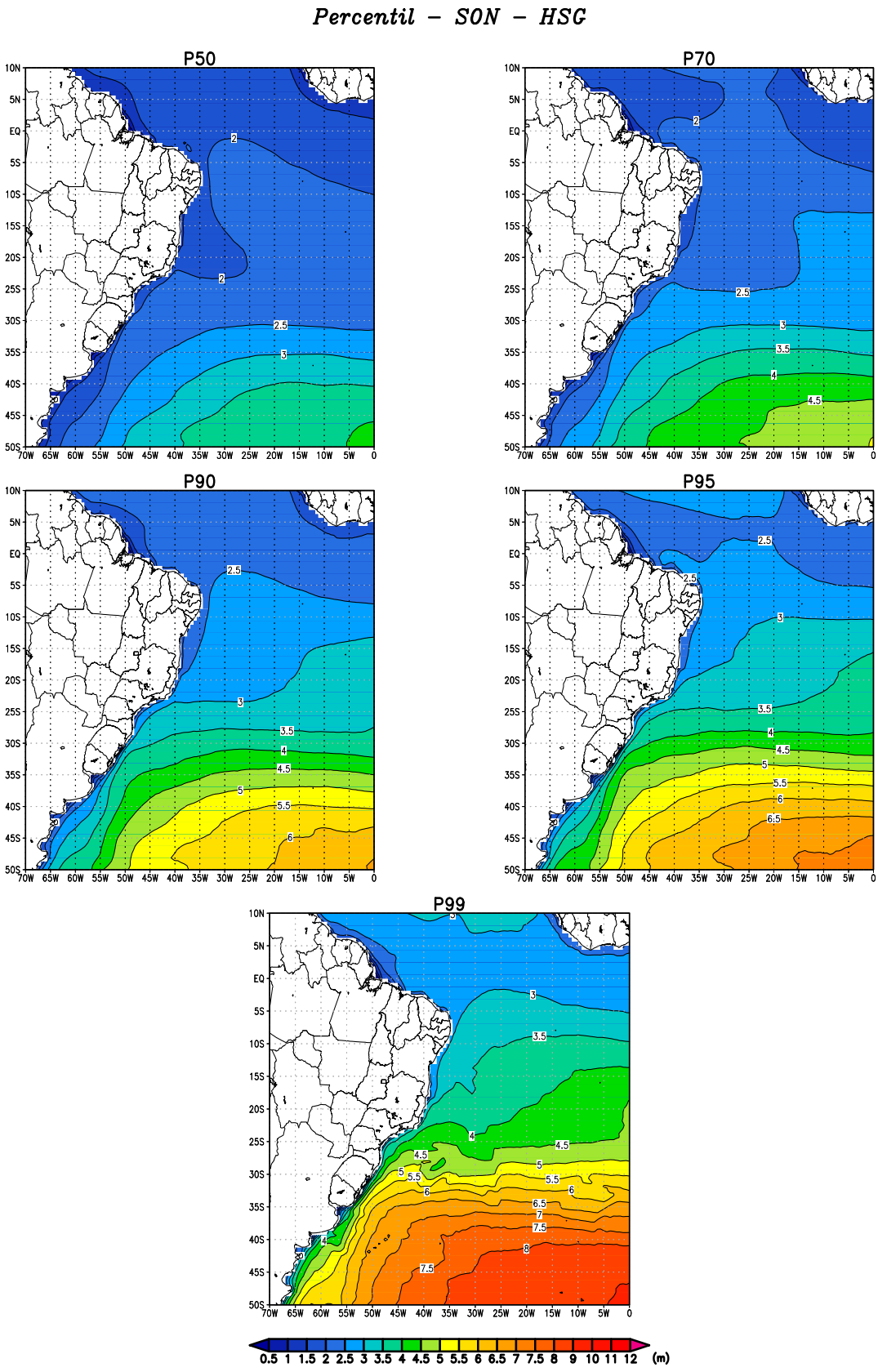

Figura 6.24 - Percentis 50%, 70%, 90%, 95% e 99% de altura significativa da onda (m) em SON entre os anos de 1980 a 2010.

6.3 O clima de ondas no Brasil e as correlações com padrões climáticos

Sobre a AMS, diversos padrões climáticos atuam de forma direta no regime de pressão, ventos, temperatura e precipitação, atuando desde a escala mensal até multidecenal. No Brasil e Atlântico Sul, os eventos climáticos mais importantes são restritos aos fenômenos que atuam nas escalas intrassazonal, como a Oscilação de Madden-Julian (OMJ) (MADDEN; JULIAN, 1994), e interanual, onde o El Niño-Oscilação Sul (ENOS) é classificado como a maior variabilidade climática global (CAVALCANTI et al., 2009). As fases do ENOS ocorrem num período entre 2 e 7 anos (ZHOU et al., 2001).

Segundo Kayano e Kousky (1999), a OMJ é o modo equatorial mais importante na escala intrassazonal e condiciona as estações chuvosas curtas sobre algumas regiões no HS. A OMJ também desempenha um papel importante na modulação da ZCAS e influencia fenômenos de menor frequência, como o ENOS (WEAVER et al., 2011).

O ENOS é uma oscilação oceano-atmosfera que causa diversas mudanças nos padrões climáticos em todo globo. As fases dessa oscilação são conhecidas como El Niño (EN), fase positiva, e La Niña (LN), fase negativa, como demonstrado em Philander (1990), Zhou et al. (2001) e diversos outros trabalhos na literatura. As oscilações do fenômeno, que geralmente atuam de 9 a 12 meses, geram condições de tempo e clima adversas principalmente no HS, como mudanças no regime de precipitação, de umidade, ventos, entre outras. A Figura 6.25 apresenta a classificação dos fenômenos de EN (vermelho) e LN (azul) ao longo das últimas três décadas.

Segundo a classificação de Zhou et al. (2001) e The International Research Institute for Climate and Society (IRI) (2012), os três eventos mais significativos do ENOS estão listadas na Tabela 6.1.

Tabela 6.1 - Classificação dos anos de ENOS mais significativos entre 1980 e 2012.

El Niño	La Niña
1982/83	1988/89
1991/92	1999/2000
1997/98	2007/08

Fonte: Zhou et al. (2001) e The International Research Institute for Climate and Society (IRI) (2012).

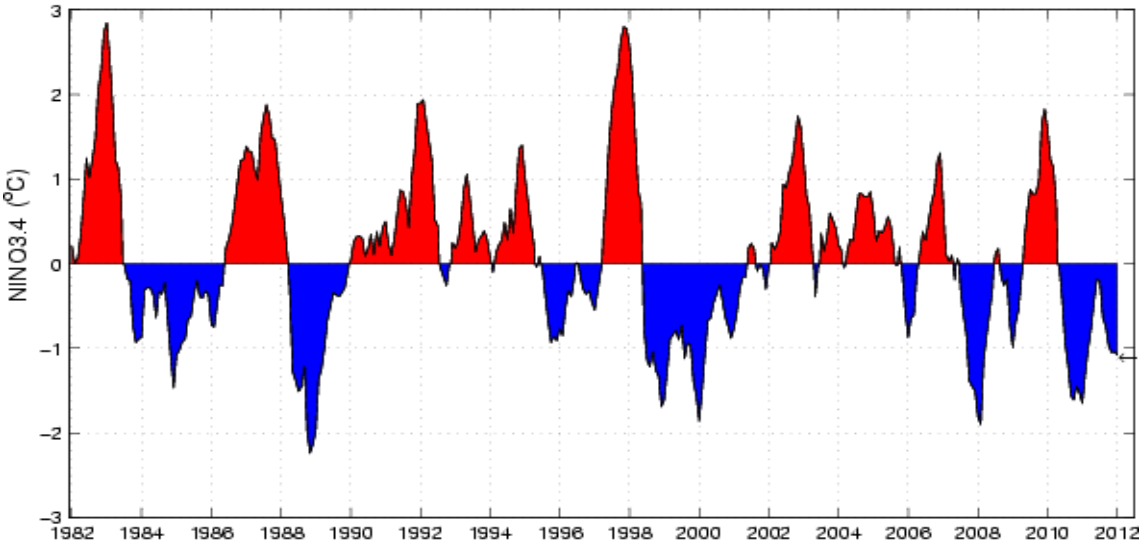

Figura 6.25 - Índice NINO 3.4.
Fonte: The International Research Institute for Climate and Society (IRI) (2012).

Estudos recentes tem relacionado as fases do ENOS com a maior ocorrência de ciclones sobre o sul da AMS e AS. Silva e Ambrizzi (2010) utilizaram um método objetivo para analisar a densidade e pressão central dos ciclones extratropicais através dos dados da R2 no sudeste da AMS e AS durante a ocorrência de EN fortes e fracos. Na Figura 6.26, os autores mostram as anomalias de densidade de sistemas (SD) e pressão central (CP) para os ciclones extratropicais rastreados durante os anos de fortes (Figura 6.26a, b) e fracos (6.26c, d) EN, respectivamente.

Nos anos de fortes EN (Tabela 6.1), Silva e Ambrizzi (2010) observaram anomalias positivas de SD (Figura 6.26a) sobre o Oceano Atlântico na altura de SP e RJ, no nordeste da Argentina e na região da Patagônia Argentina. A CP correspondente (Figura 6.26b) mostra anomalias negativas sobre o centro-sul da região sudeste da AMS com um núcleo mais intenso nas áreas adjacentes ao nordeste da Argentina e numa ampla área sobre o AS. Segundo os autores, a presença de movimento vertical ascendente associado à intensificação da convergência de umidade meridional oriundas do AS e da Amazônia para esta região pode explicar porque ela é favorável a formação de ciclones e, consequentemente, tal padrão pode contribuir para as anomalias positivas de SD e maior ocorrência de ciclones.

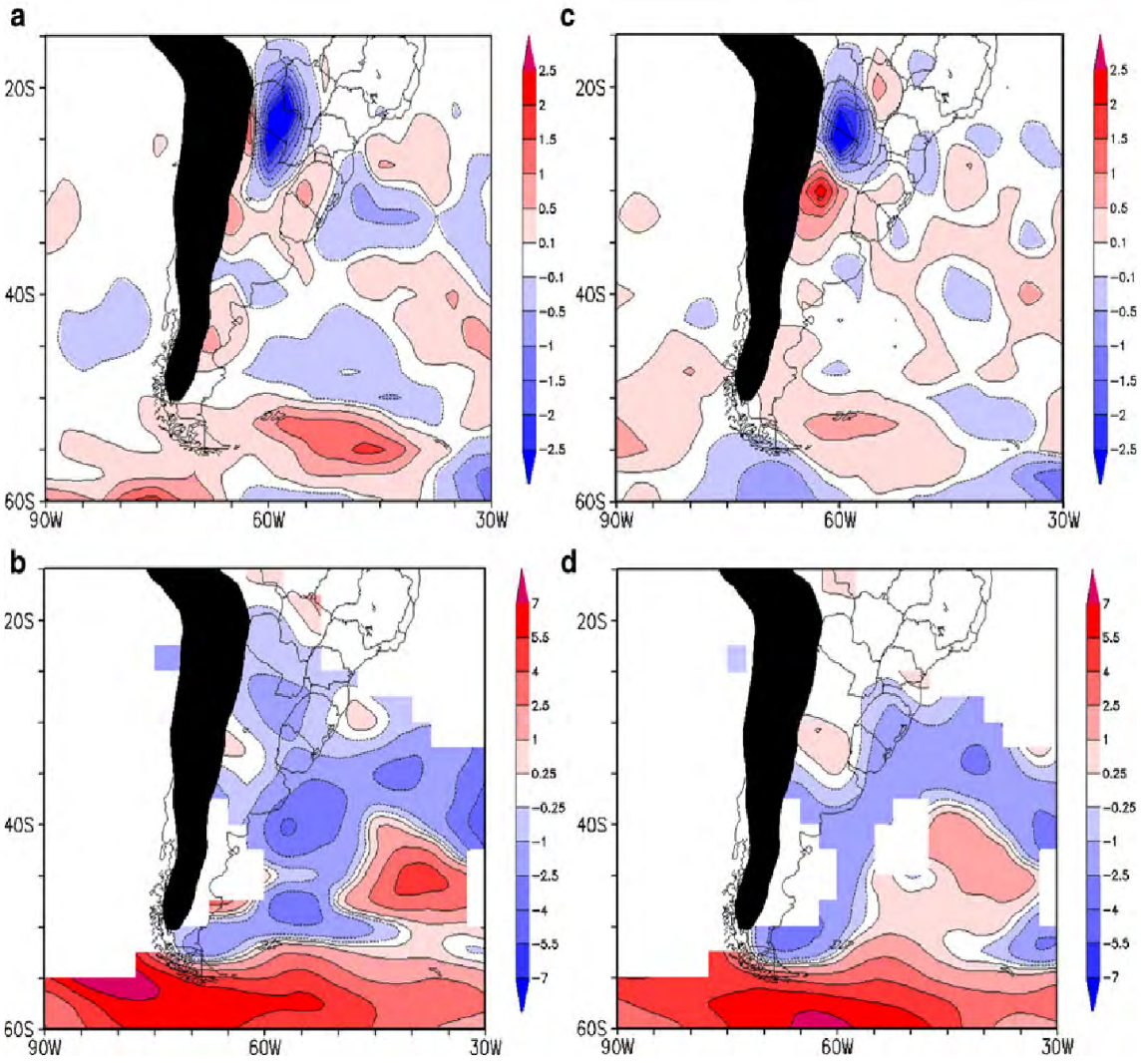

Figura 6.26 - Anomalias de densidade de sistemas (SD) e pressão central (CP) para os ciclones extratropicais rastreados de 1977 a 2000 durante os anos de fortes (Figura 6.26a, b) e fracos (6.26c, d) EN.
Fonte: Silva e Ambrizzi (2010).

Portanto, devido a maior ocorrência e intensidade de ciclones sobre o AS durante anos de EN (SILVA; AMBRIZZI, 2010), os campos de ondas sofrem influência direta tanto na direção quanto na magnitude da HSG. Assim, a fim de identificar as correlações entre o ENSO e a HSG, serão apresentados a seguir as anomalias de HSG simuladas no experimento HWW3 durante os meses de DJF (Figuras 6.27 e 6.28), os quais segundo Zhou et al. (2001) são os de maior impacto do ENSO.

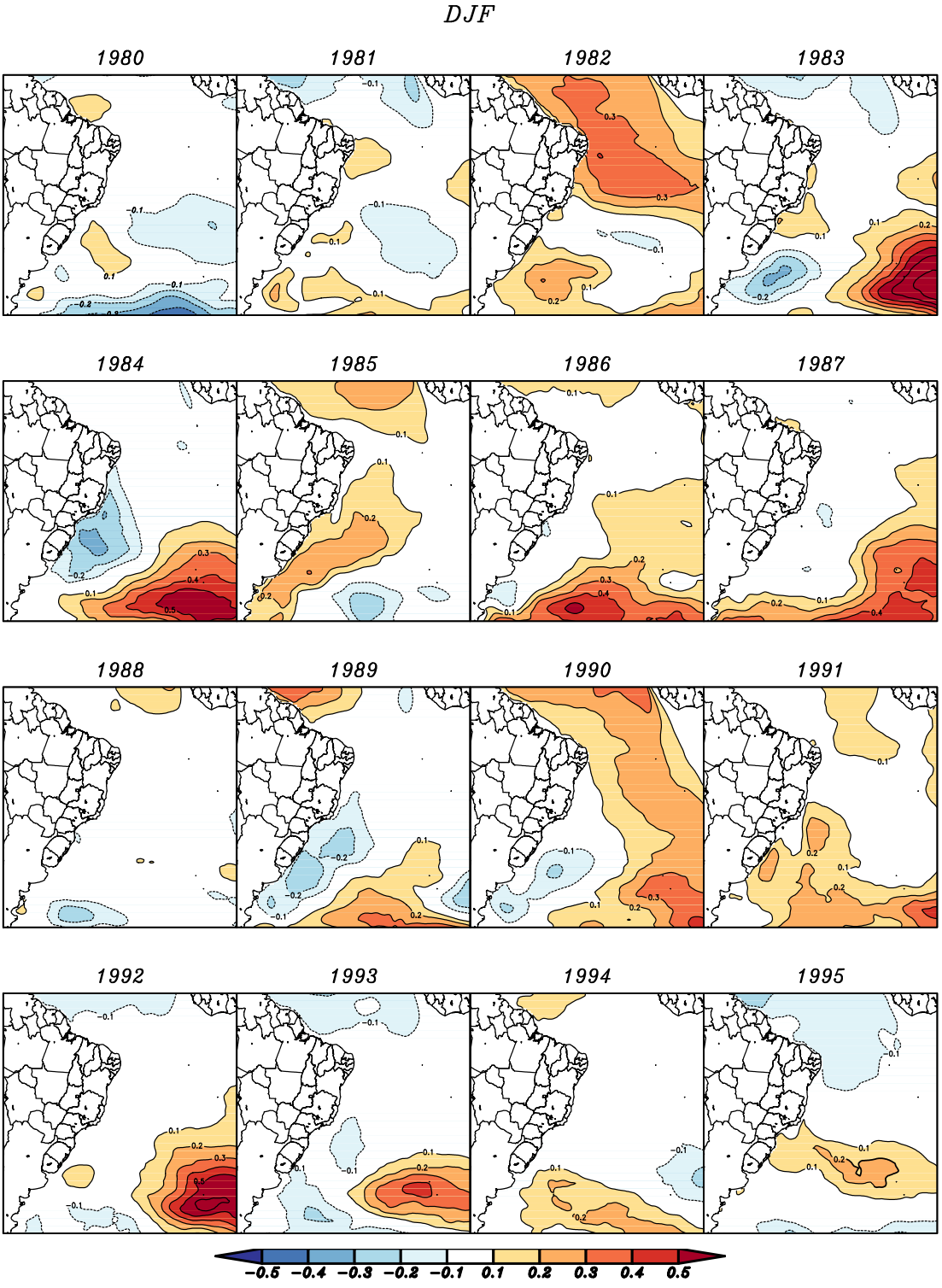

Figura 6.27 - Anomalia de altura significativa das ondas para DJF entre os anos de 1980 e 1995.

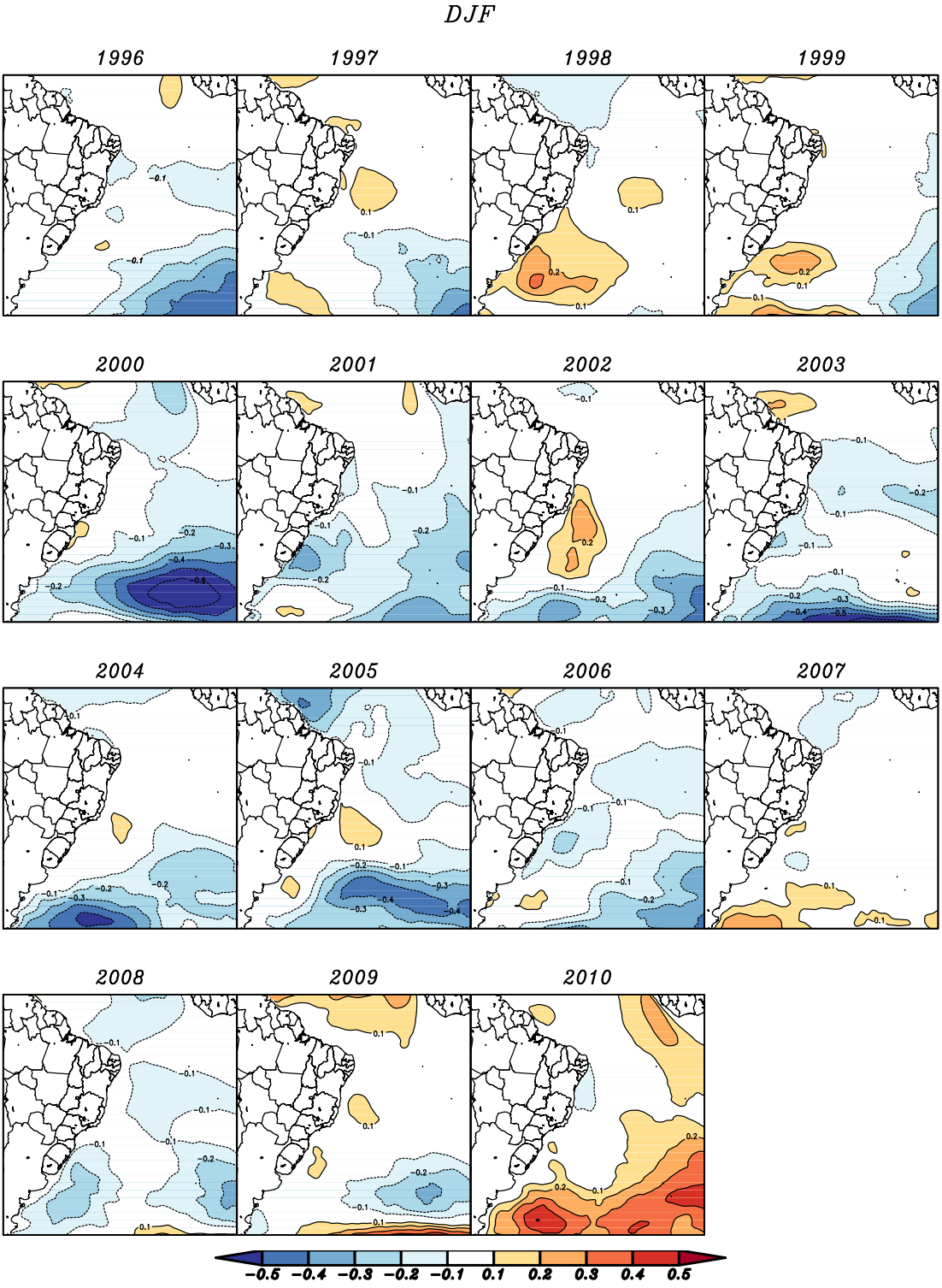

Figura 6.28 - Anomalia de altura significativa das ondas para DJF entre os anos de 1996 e 2010.

As maiores anomalias positivas de HSG observadas no Atlântico Sul e litorais das regiões Sul e Sudeste do Brasil ocorrem nos anos de EN. O primeiro evento de EN no período de estudo (1980-2010) ocorreu entre os anos de 1982 e 1983, e é caracterizado como um dos mais fortes desde as primeiras medições do índice (ZHOU et al., 2001). Na Figura 6.27, observa-se anomalias positivas de HSG em todo o litoral brasileiro em 1982, com destaque especial ao litoral da região Nordeste, onde observa-se anomalias de 0,3 m. Por outro lado, no ano de 1983, as anomalias positivas mais significativas ocorrem nos litorais de SC, PR, SP, RJ, ES e BA, e também no AS, sendo que nesse último os valores estão na ordem de 0.8 m.

Em 1984, um ano de LN fraco, no litoral brasileiro desde o RS até SE são observadas anomalias negativas de -0,3 m. Apesar de 1985 ser considerado um ano neutro, as anomalias são positivas nos litorais das regiões Sul e Sudeste do Brasil. Nos anos de 1986 e 1987 ocorre EN moderado, logo, sobre o AS são observadas anomalias positivas que podem ser explicadas pela maior frequência de ciclogêneses ocorrida nesse período, como demonstrado por Gan e Rao (1991).

Nos anos de LN forte, o padrão de anomalias de HSG inverte se comparadas com os anos de EN. Segundo Zhou et al. (2001) e The International Research Institute for Climate and Society (IRI) (2012), entre o final do ano de 1988 e no ano de 1989 ocorreu o evento de LN mais forte já observado. Em 1989 a anomalia de HSG é negativa no litoral das regiões Sul, onde são observados valores de -0,2 m, e Sudeste, onde as anomalias são de -0,1 m. O ano de 1990 é considerado um ano neutro, no entanto são observadas anomalias positivas em grande parte do AS e no litoral brasileiro voltado para o HN.

Os anos de 1991 e 1992 são classificados como anos de EN forte (ZHOU et al., 2001). Em 1991, as anomalias positivas, de 0,2 m, ocorrem próximas ao litoral do RS, SC, RJ e ES, e em grande parte do AS. Já em 1992, anomalias de 0,5 m são observadas no AS, porém mais afastadas do continente. Após 2 anos neutros, em 1995 ocorre um EN fraco e, por conseguinte, anomalias de 0,1 m são observadas no litoral da região Sul e norte do RJ. Nesse ano nota-se anomalias negativas em grande parte do litoral da Região Nordeste. Uma possível explicação é o fato de parte dela ser voltada para o HN, e, como já visto no clima de ondas (seção 6.1.1), é caracterizado pela influência dos ventos alísios oriundos do HN, os quais ficam mais fracos no Atlântico Tropical durante anos de EN (CAVALCANTI et al., 2009).

Embora 1996 (Figura 6.28) seja considerado um ano de LN fraco, anomalias de -0,1 m são observadas no litoral da BA, SE e AL. No AS, em áreas mais afastadas do continente, nota-se valores de até -0,4 m.

Os anos de 1997 e 1998 são conhecidos como os de maior influência do fenômeno El Niño sobre o clima global, logo, os índices de ENOS positivos são os maiores já observados (THE INTERNATIONAL RESEARCH INSTITUTE FOR CLIMATE AND SOCIETY (IRI), 2012). Analisando o campo de anomalias de 1997, nota-se valores positivos de 0,1 m no litoral do CE, PI, leste de São Luís - MA e no litoral centro-sul da BA. Nas áreas mais afastadas do continente sobre o AS, observa-se valores negativos de até -0,4 m, esses associados ainda ao EN de 1996. Em 1998, as anomalias positivas de mais de 0,3 m são encontradas na região ciclogenética adjacente ao Nordeste da Argentina e a leste do estado de SP. No litoral voltado para o HN e da PB, PE e SE, são observadas anomalias negativas de HSG, que podem estar associadas aos ventos alísios que ficam mais fracos, como já citado anteriormente.

DJF de 1999 é considerado um período de transição entre o forte EN de 1997/98 e o forte LN de 2000/2001, logo, anomalias positivas ainda ocorrem principalmente a leste do Nordeste da Argentina e do Cabo de San Jorge - Argentina. Em 2000 durante o forte LN, nota-se anomalias negativas de mais de -0,6 m no AS, de -0,1 m a leste do Nordeste da Argentina e da Patagônia. No litoral norte do RS, SC e litoral sul de SP nota-se anomalia positiva, o que de fato é um padrão anormal aos casos de LN analisados. Já ano de 2001, observa-se anomalias negativas nas regiões de formação de ciclones e adjacências, no litoral do ES, BA, SE e AL, e por fim, em grande parte do AS.

O ano de 2002 é classificado como EN moderado, logo, anomalias positivas de até 0,2 m ocorrem no litoral sul da BA, ES, norte do RJ e em áreas no AS próximas a região Sudeste e Sul do Brasil. Apesar de 2003 ser classificado como EN fraco, anomalias negativas são observadas em todo o litoral voltado para África. As anomalias significativas observadas em 2004, ano neutro, são da ordem de -0,4 a leste da Argentina e no AS. Os anos de 2005 e 2007, EN fraco, observa-se anomalias positivas nas regiões ciclogenéticas e áreas adjacentes.

Ns anos de 2006 e 2008, de LN moderado e forte respectivamente, nota-se anomalias negativas em grande parte do AS e AT. Os litorais que apresentam anomalias

negativas são da região Sul, Sudeste e o voltado para o HN. Por fim, a temporada 2009/2010 é classificada como EN forte, logo, as anomalias positivas dominam grande parte do AS e AT, sendo que em 2010 são observados valores de até 0,5 m.

De modo geral, sobre as regiões Norte e Nordeste do Brasil, além do ENOS, deve ser levado em consideração a OMJ que atua numa escala de tempo bem menor (30-90 dias). Segundo Weaver et al. (2011), a OMJ tem impactos significativos no sistema climático influenciando o ENOS e as ciclogênesis tropicais. Stopa et al. (2012) mostrou correlações positivas da média diária das alturas de ondas e dos índice da OMJ, assim, mostrando de forma direta o impacto desse fenômeno de escala intrassazonal no padrão de ondas no litoral voltado para o HN.

6.4 Considerações finais

Neste capítulo foram apresentados os resultados estatísticos do experimento numérico HWW3, o qual teve por objetivo estudar o padrão sazonal de ventos e HSG, mapear os extremos significativos e encontrar as características da componente climática e sua influência no extenso litoral brasileiro.

A Figura 6.29 resume o clima de ondas no litoral brasileiro, que segundo os padrões e extremos estudados na seção 6.1 e 6.2, respectivamente, pode ser dividido em 5 regiões:

a) Litoral voltado para o HN (LHN): abrange o litoral do Amapá (AP), PA, MA, CE e parte do RN. O clima de ondas é quase constante e ocorrem poucos eventos extremos ao longo do ano, o que de fato caracteriza a região. O padrão de ventos também é quase constante devido aos alísios e o posicionamento da ZCIT, a qual em DJF está mais ao sul (ventos alísios do HN intenso) e JJA mais ao norte (ventos alísios do HS intenso). Além dos padrões principais de ventos observados, também devem ser considerados fenômenos na escala temporal de dias como as ondas de leste, na escala intrassazonal, a OMJ, e na escala interanual, o fenômeno ENOS. A frequência de eventos extremos de HSG é muito baixa sobre LHN, logo ela é classificada como categoria 1 de intensidade.

b) Litoral região Nordeste voltado para África (LNA): composta pelo litoral leste do RN, PB, PE, AL, SE e BA (com excessão do litoral sul). O clima de ondas tem pouca variação anual, ao redor de 1 m, e ocorrem poucos

Figura 6.29 - Mapa do clima e extremos de alturas de ondas proposto para o litoral brasileiro obtido através do estudo estatístico do experimento HWW3 entre os anos de 1980 e 2010. A escala de 1 (azul) para 5 (vermelho) representa os litorais com menor e maior intensidade de eventos extremos de ondas.

eventos extremos. O padrão de ventos apresenta baixa variação anual devido aos ventos alísios, a ZCIT e ao ASAS. No LNA, fenômenos como as ondas de leste são muito importantes no padrão de ventos, assim como a OMJ e o ENOS. A frequência de eventos extremos de ondas é baixa sobre LNA, no entanto, maior que o LHN, pois além da influência dos sistemas do HN que são mais intensos em DJF, ela também recebe ondas oriundas das latitudes médias no HS durante JJA, como foram apresentadas

pela análise do período de pico. O LNA foi classificado como categoria 2 de intensidade de eventos extremos. Em termos de energia das ondas, esse litoral é o que apresenta menor variação anual e plataforma continental estreita, logo, como já observado nos trabalhos de Carvalho (2010) e Dias da Silva e Innocentini (2011), que utilizaram dados da R2/NCEP e ERA-40/ECMWF, respectivamente, é considerado o melhor local para a instalação de usinas de ondas. Um fato importante é que em todas as estações do ano a energia da onda observada é maior em média 4 kW/m que os estudos anteriores.

c) Litoral sul da BA até o norte do RJ (LER): região que abrange o litoral sul da BA, ES e norte do RJ (até a altura do município de Campo dos Goytacazes). O clima de ondas nessa região apresenta características dos sistemas que atuam no LNA e nas latitudes médias, como sistemas frontais e ciclones extratropicais. Em DJF, grande parte das ondas são oriundas do ASAS e dos ciclones que se formam a leste de SP e RJ. Já em JJA, o ASAS e os ventos alísios tem maior contribuição, no entanto, o padrão de ondas é caracterizado pelos ventos intensos dos ciclones de latitudes médias e pela maior frequência de sistemas frontais. O LER foi classificado como categoria 3 de intensidade de eventos extremos, pois em JJA a frequência de eventos extremos de ondas é moderada, podendo chegar a mais de 4 m. Durante os anos de LN nota-se anomalias negativas nesse litoral, o que pode ser uma resposta direta a menor ocorrência de ciclogêneses no litoral de SP. No entanto, em eventos de LN fortes, casos extremos de ondas podem ocorrer no LER devido a maior incursão de sistemas frontais em latitudes tropicais (AGUIAR, 2006). Em anos de EN, anomalias positivas são observadas principalmente no ES e estão associadas a maior ocorrência de ZCAS, a qual intensifica a convecção sobre o Atlântico Sudoeste (FERREIRA et al., 2004), e também a maior ocorrência de ciclogêneses principalmente no litoral de SP durante DJF nos anos de EN (SILVA; AMBRIZZI, 2010).

d) Litoral centro-sul do RJ até norte de SC (LRS): faixa litorânea que abrange o centro-sul do RJ, SP, PR e litoral norte de SC (ao norte de Florianópolis). O padrão de ondas nessa região é bem definido, sendo JJA (DJF) os de maiores (menores) HSG observadas. O regime de ventos segue o mesmo padrão, com JJA caracterizado pelos ventos do ASAS, de sistemas fron-

tais que penetram mais em direção a latitudes tropicais, das ciclogêneses do Nordeste da Argentina e ciclones de latitudes médias, que nesta época do ano podem estar de 5 a 10° ao norte da posição climatológica (CAVALCANTI et al., 2009). Além de JJA, durante a primavera (SON) são observados ainda muitos eventos extremos de ondas, o que faz LRS ser classificado como categoria 4 de intensidade de eventos extremos, podendo atingir mais de 5 m. Entre o final de maio a outubro, observa-se a ocorrência do fenômeno de ressaca, que em geral, acontece devido a passagem de frentes frias e, consequentemente, dos fortes ventos ocasionados ao sistema. Nos anos de EN, nota-se anomalias positivas de HSG no LRS devido a maior ocorrência de ciclogênesis no AS, como demonstrado no trabalho de Silva e Ambrizzi (2010).

e) Litoral sul de SC e RS (LSR): abrange o litoral sul de SC e RS. Assim como no LRS, o LSR também apresenta um clima de ondas bem definido, sendo o litoral onde são observadas a maior quantidade de eventos extremos e alturas de ondas de mais de 6 m. O LSR é classificado como categoria 5 de intensidade de eventos extremos, pois além do elevado padrão de HSG, pode ocorrer também sistemas raros e mais energéticos, como por exemplo, o furacão Catarina. O clima de ondas é similar ao LRS, no entanto, sofre menos influência do ASAS e maior contribuição de ventos dos ciclones que se formam a leste do RS e Nordeste da Argentina em JJA. Assim, esse litoral é também o de maior variabilidade sazonal observada no extenso litoral brasileiro. O padrão de energia das ondas é baixo em DJF e MAM, por utro lado, em JJA e SON são observados valores maiores que no LNA. Portanto, devido a variabilidade de energia e a larga plataforma continental, não é recomendada a instalação de usinas de ondas no LSR, assim como observado por Carvalho (2010). No LSR, a variabilidade das anomalias de HSG são bem evidentes e podem ser explicadas pelo variação do ENSO, onde observa-se anomalias positivas/negativas de HSG durante os eventos de EN/LN.

A nova classificação do clima de ondas sugerida neste trabalho é similar à descrita nos trabalhos de Silveira (1964), Suguio et al. (1985), Moyses e Goya (2005) entre outros autores, as quais são baseadas principalmente em critérios geomorfológicos. No entanto, a nova classificação leva em consideração o potencial energético, a ocorrên-

cia de eventos extremos e os atenuantes climáticos de cada região, assim permitindo uma visão mais completa do clima de ondas no litoral brasileiro.

Finalmente, é importante ressaltar que há uma correlação direta entre a variabilidade do ENOS e as HSG principalmente no LHN, LRS e LSR. Em anos de EN pode-se inferir que os processos costeiros sejam mais intensos devido a maior disponibilidade de energia das ondas. Em uma escala de tempo menor, a brisa, as ondas de leste e a OMJ podem explicar os máximos de vento observados no litoral do CE, PI e a leste de São Luís - MA, em algumas estações do ano. Entretanto, para se ter resultados mais conclusivos sobre esse tipo de anomalia encontrada, torna-se necessário a análise de outras variáveis meteorológicas, como a pressão, vento em níveis da atmosfera, entre outras.

Em geral, o aumento no padrão de EO aqui observado se comparado a outros estudos, como o de Carvalho (2010) e Dias da Silva e Innocentini (2011), pode estar relacionado as condições iniciais do CFSR, onde foram considerada as tendências de aumento de CO_2 que pode ter impactado os ventos na região tropical e em latitudes médias (SAHA et al., 2010).

7 CLASSIFICAÇÃO DE EVENTOS SEVEROS

Neste capítulo são apresentados os resultados do algoritmo de classificação, o qual foi utilizado para a seleção de eventos severos no ponto de latitude 22,092°S e longitude 319,933°, esse sendo o mais próximo possível da Baía do Espírito Santo.

7.1 Algoritmo de seleção de eventos severos

Em síntese, o objetivo desse algoritmo[1] é a classificação e ordenação de eventos acima de um determinado limiar de altura significativa da onda utilizando as simulações do experimento HWW3 como base de dados. No ínicio foi utilizado o critério de Hanson e Phillips (1999) aplicado por Carvalho (2010) que classifica as frequências de pico por direção, de maneira que torna possível associá-la ao sistema meteorológico gerador. Entretanto, o objetivo dessa etapa era classificar os eventos mais significativos de HSG e não as frequências de pico, sendo assim uma outra abordagem foi necessária. Para tal, foi desenvolvido um programa de classificação de altura de onda e período de pico nas linguagens de programação *Korn Sheel* e *GrADS Script*, o qual funciona da seguinte forma:

- Passo 1: leitura dos dados do experimento HWW3 no ponto mais próximo da área de estudo (BES) no primeiro tempo de dados (01 de Janeiro de 1979 às 00Z).
- Passo 2: se a HSG for maior ou igual ao limiar pré-estabelecido em função do clima de ondas (seção 6.3), então o valor é guardado, se não, retorna e lê o próximo valor. Os limiares são:
  a) maior ou igual a 3 metros;
  b) maior ou igual a 4 metros;
  c) maior ou igual a 5 metros.
- Passo 3: a cada iteração o programa guarda as informações de altura e período de pico da onda dos eventos selecionados em um arquivo texto.
- Passo 4: o processo iterativo no tempo ocorre até o último dia de dados (31 de Dezembro de 2010 às 21Z).

[1] conjunto de instruções necessárias para a execução de determinada atividade.

- Passo 5: as datas e horas selecionadas são classificadas e ordenadas na forma crescente.

- Passo 6: após a classificação, o programa realiza uma contagem dos eventos por ano e se a altura da onda persiste por até 2 dias, apenas um evento é contabilizado. No entanto, em casos acima de 2 dias, uma marcação é realizada no arquivo de saída.

Ao término da execução, os arquivos de saída foram analisados manualmente e eventos com duração acima de 2 dias foram analisados em função do PP e contabilizados na classificação geral. Por fim, também foi desenvolvido um programa para classificar os eventos severos de altura das ondas na ordem decrescente, ou seja, do de maior para menor intensidade.

Na Figura 7.1 são exibidas as informações do número de casos selecionados por ano em função da classificação de altura significativa de ondas. É importante ressaltar que na classificação dos casos acima de 3 m estão contidos os de 4 e 5 m, logo na de 4 m estão contidos os de 5 m. No ponto estudado próximo a BES observa-se em média mais de 10 casos acima de 3 m durante os anos de 1979 e 2010. Os anos de 1984, 1989, 2001, 2006 e 2010 ocorreram mais de 16 casos de ondas acima de 3 m. Em 1984, as ondas acima de 3 m são correlacionadas diretamente com a maior ocorrência de ciclogêneses no Atlântico Sudoeste (GAN; RAO, 1991). Nos anos de 1989, 2001 e 2006, como descrito na seção 6.3, houve a ocorrência do fenômeno LN de intensidade moderada a forte, logo o maior número de casos pode estar correlacionados com o maior número de sistemas frontais que adentram o continente, se deslocando mais rapidamente em direção as regiões tropicais (AGUIAR, 2006). Já em 2010, a maior ocorrência de sistemas acima de 3 m está correlacionada com o maior de número de ciclogêneses que se desenvolvem no litoral de SP e RJ nos anos de EN (REBOITA et al., 2010).

Nos anos de 1981 a 1983, 1987, 1989, 1994 a 1997, 1999, 2006, 2007, 2009 e 2010 são observados mais de 3 casos de ondas acima de 4 m. Nesses anos também houve a ocorrência dos fenômenos de EN e LN de forma moderada a forte, o que mostra uma correlação direta dos fenômenos de clima com os eventos severos de ondas.

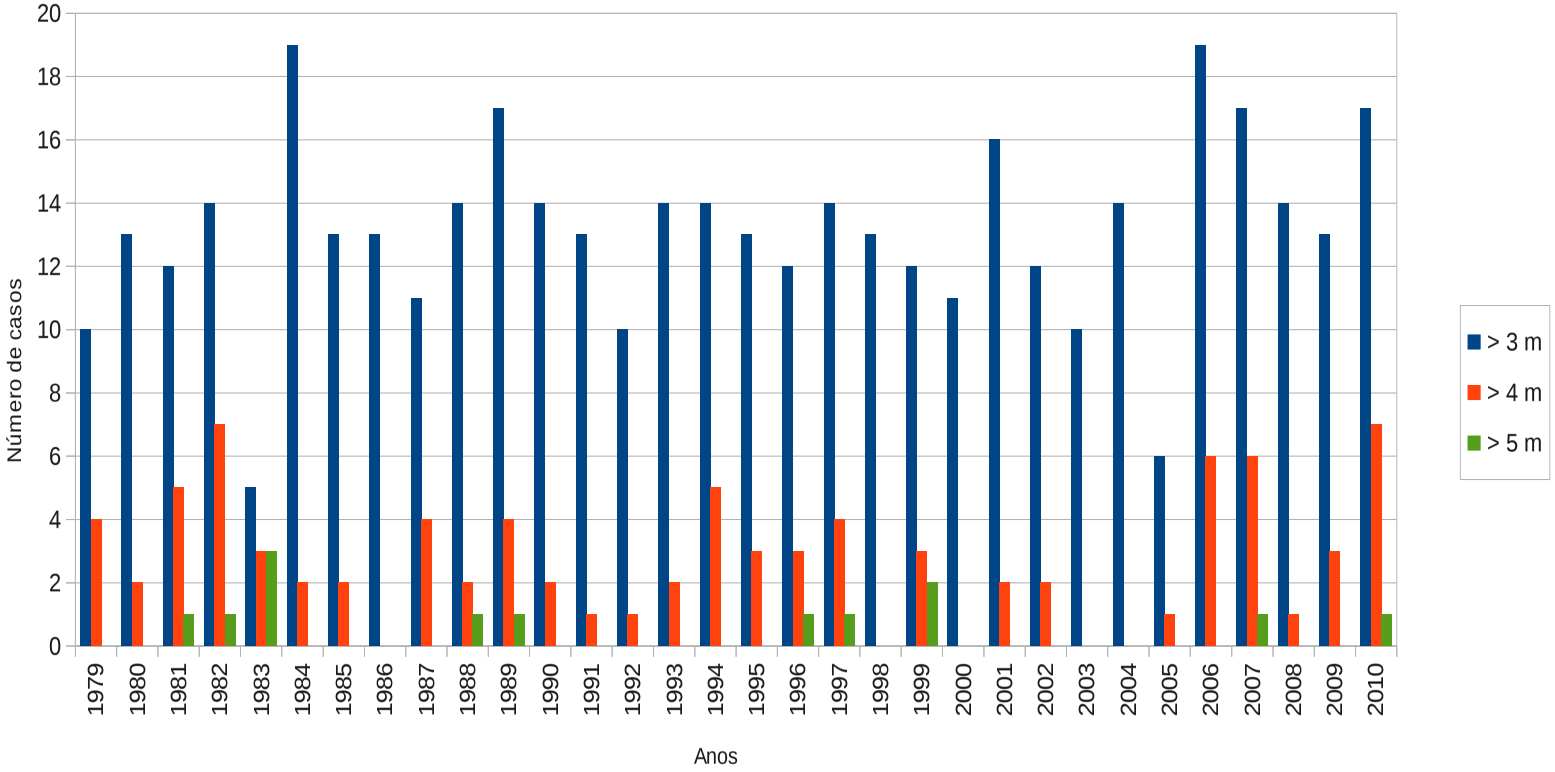

Figura 7.1 - Gráfico do número de casos selecionados em função da altura significativa de ondas (m) entre os anos de 1979 a 2010 acima de 3 (azul), 4 (laranja) e 5 (verde) metros.

Os eventos mais extremos de ondas, maiores que 5 metros, ocorreram nos anos de 1981 a 1983, 1988, 1989, 1996, 1997, 1999, 2007 e 2010, sendo em média um caso por ano. Segundo a classificação do The International Research Institute for Climate and Society (IRI) (2012), 1982/1983, 1997 e 2010 são anos de maior intensidade do fenômeno EN, por outro lado, 1988/1989 é a temporada do maior LN já ocorrido desde o início das medições. Portanto, há uma forte tendência a ocorrer eventos severos de HSG na área estudada em anos de maior influência da oscilação ENOS.

7.2 Descrição geral dos casos severos

Nesta seção serão analisados os resultados da classificação dos dez eventos mais significativos de HSG no ponto próximo a BES. Será realizada uma descrição geral do campo de ondas e vento, explicando assim as causas da agitação marítima e a condição de tempo associada. A identificação do fenômeno meteorológico foi baseada na análise do vento e pressão do CFSR e, quando possível, na análise de cartas sinóticas do CPTEC (2012) e Marinha do Brasil (2012).

Os resultados da análise são exibidos na Tabela 7.1. De maneira geral, todos os casos selecionados apresentam o padrão de fortes ventos sobre o AS, assim como uma ampla pista para a propagação das ondas, que em alguns casos, são provenientes de latitudes médias. O padrão dos eventos severos de ondas selecionados pode ser classificado em três tipos de sistemas meteorológicos atuantes:

a) frentes frias;

b) anticiclones;

c) ciclogêneses.

Portanto, visando realizar uma descrição mais detalhada dos eventos e posteriormente identificar os processos costeiros atuantes na BES, baseado nos sistemas meteorológicos mais atuantes nos 10 casos mais significativos, foram escolhidos três casos severos de ondas:

a) Caso 1: 09 de abril de 2010;

b) Caso 2: 26 de setembro de 1983;

c) Caso 5: 18 de abril de 1981.

Tabela 7.1 - Descrição geral dos 10 casos mais significativos de ondas no ponto -22,092°S e 319,933°.

Nome	**Data**	**Sistema meteorológico**	**Descrição geral do caso**
Caso 1	09/04/2010	Frente fria	O SF que se encontrava sobre a cidade de Vitória-BA e o ciclone associado ocasionaram ondas de mais de 5 m a leste do ES.
Caso 2	26/09/1983	Anticiclone amplificado	Entre os dias 25 e 27/09, o amplo anticiclone que se formou sobre o AS ocasionou fortes ondas no litoral da região Sudeste e Sul do Brasil.
Caso 3	11/08/1988	Ciclogênese a leste do RS.	Os fortes ventos devido ao ciclone que se formou a leste do RS induziu a formação de ondas que se propagaram até o litoral do RN.
Caso 4	01/06/1997	Ciclogênese a leste de SC.	Devido ao forte ciclone formado no dia 29/05, no dia 01/06 o WW3 simulou ondas de quase 5 m a leste do ES.
Caso 5	18/04/1981	Ciclone, cavado e ciclogênese a leste de SP.	Entre os dias 16 e 17/04, um forte ciclone extratopical de latitudes médias e uma ciclogênese embebida num cavado proporcionaram uma ampla pista para a geração de ondas que se propagaram até latitudes tropicais.
Caso 6	22/07/1996	Ciclogênese no Nordeste da Argentina	A forte ciclogênese formada no dia 20/07 deu origem a uma frente fria que se deslocou para o oceano. Associado a esse sistema, ondas de mais de 4 metros atingiram o litoral da região Sul e Sudeste do Brasil.
Caso 7	21/09/1982	Ciclogênese a leste do RS.	O ciclone que se formou no dia 19/09 a leste do RS originou um sistema frontal de fraca intensidade que se deslocou rapidamente pelo AS. Nos dias 21 e 23/09 o modelo de ondas simulou fortes ondas em todo o litoral brasileiro.
Caso 8	25/09/1999	Ciclogênese formada na altura de SP no AS.	O ciclone que se formou em alto mar e teve duração de apenas 3 dias, no entanto, ondas de mais de 4 metros antingiram o litoral brasileiro voltado para leste entre os dias 24/09 e 26/09, principalmente RJ e ES.
Caso 9	31/05/1999	Ciclogênese no Nordeste da Argentina e SF	A ciclogênese formada no Nordeste da Argentina originou uma frente fria que se deslocou pelo centro-sul do Brasil entre os dias 29/05 e 02/06. Por conseguinte, ondas de mais de 5 m foram simuladas no litoral do RJ.
Caso 10	04/08/1983	Ciclogênese a leste de SC.	Formado no dia 03/08, o ciclone se deslocou rapidamente para o AS. Os fortes ventos formaram uma ampla pista de ondas e no dia 04/08 o modelo WW3 simulou ondas de mais de 4 metros no litoral do ES.

Como descrito na Tabela 7.1, o padrão dos eventos extremos é observado como componente do clima e dos extremos sazonais de ondas, como descritos na seção 6.3 e 6.2, respectivamente.

Assim, para facilitar a discussão desses 3 casos e da taxa de transporte de sedimentos, os resultados do domínio Global do experimento HWW3, assim como o BES do experimento SWAN, serão analisados no capítulo 8.

7.3 Considerações finais

Neste capítulo foram apresentados os resultados do algoritmo de classificação de eventos severos de ondas e a descrição geral desses. O algoritmo se mostrou eficiente na seleção dos eventos, no entanto deficiente na identificação de casos com mais de 2 dias. Nesses casos os eventos foram selecionados manualmente e contabilizados na classificação geral.

A classificação dos eventos severos de ondas por classes (3, 4 e 5 metros) e por anos se mostrou conclusiva, pois durante anos de fenômeno EN a ocorrência de eventos mais significativos, acima de 5 metros, é maior. Por outro lado, apesar de os anos de LN moderado e forte apresentarem anomalias negativas de HSG (seção 6.3), os fortes sistemas frontais que penetram pelo continente em direção as latitudes tropicais e o ciclone associado geram ondas entre 3 e 4 metros.

Um outro padrão importante observado é que em anos com maior ocorrência de ciclogêneses, como por exemplo 1984 (GAN; RAO, 1991), ocorrem mais casos severos de ondas.

8 ESTUDO DA REGIÃO COSTEIRA: BAÍA DO ESPÍRITO SANTO

Neste capítulo serão apresentados os resultados referentes às simulações dos três eventos mais significativos selecionados próximos à costa e o transporte de sedimentos em pontos da Baía do Espírito Santo (BES).

Foram simulados os casos: - caso 1, de 09 de abril de 2010; - caso 2, de 26 de setembro de 1983 e; - caso 5, de 18 de abril de 1981. Em todos casos foram utilizados os modelos WW3, SWAN e ESTSED nos domínios, resoluções e pontos apresentados na Figura 8.1, como descrito na metodologia (capítulo 3). Os casos foram selecionados de acordo com a classificação apresentada na Tabela 7.1 e nos pricipais sistemas meteorológicos atuantes no Espírito Santo, ambos apresentados no capítulo 7.

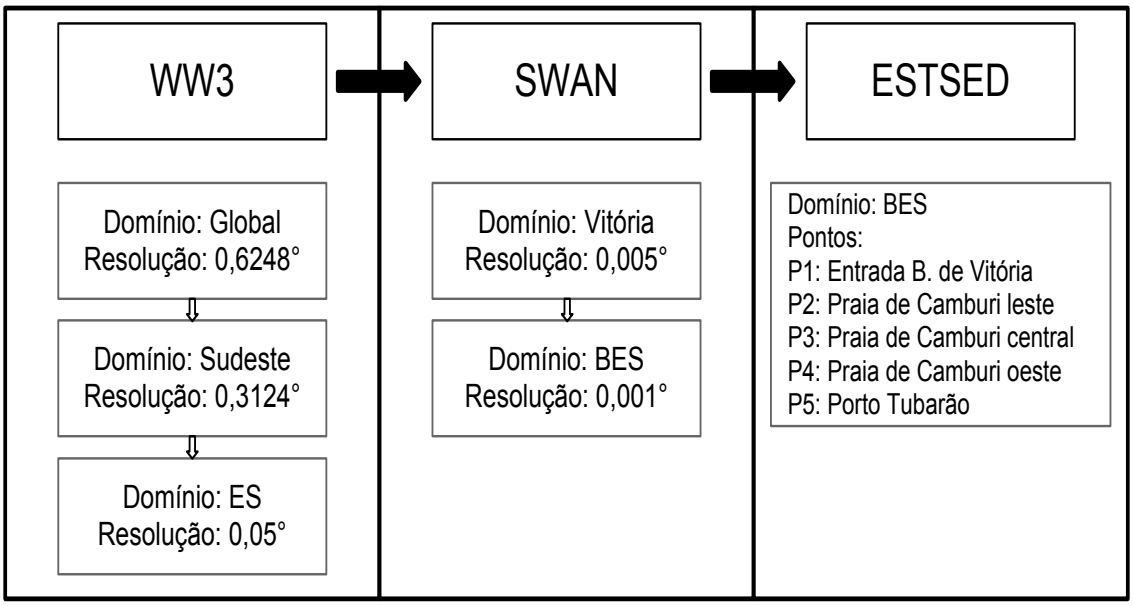

Figura 8.1 - Domínios, resolução espacial e pontos utilizados para a simulação dos três casos selecionados na BES com os modelos WW3, SWAN e ESTSED.

Para a realização das simulações de transporte de sedimentos longitudinal (TSL) na BES foi utilizado o modelo ESTSED com o diâmetro médio (d_{50}) da areia apresentados na Tabela 8.1. Os valores utilizados foram baseados nos estudos de Prata (2005) (realizou experimentos de campo na praia de Camburi - Vitória - e encontrou que a variação média da areia é de 0,125 a 1 mm) e Carmo (2006) (realizou experimentos em 64 pontos na BES e concluiu que a variação do diâmetro médio da areia é de

menos de 0,125 mm (areia muito fina) a até 2 mm (areia muito grossa)).

Tabela 8.1 - Informações do diâmetro médio da areia utilizado nas simulações do modelo ESTSED.

Sedimento	d_{50} (mm)
Areia fina	0,2
Areia média	0,5
Areia grossa	1,0

Para sintetizar a exibição dos resultados dos modelos de onda e do ESTSED, eles serão apresentados na área sobre a AMS (domínio Global HWW3), BES (SWAN) e nos 5 pontos escolhidos para o cálculo do TSL na BES (ESTSED). Serão analisados também para cada caso os campos de pressão ao nível do mar e vento oriundos da reanálise CFSR, entretanto somente o último será exibido de forma a facilitar as discussões. Em todos os casos será discutido primeiro os resultados do campo de ventos, ondas e por último o transporte de sedimentos.

8.1 Estudo dos três eventos severos selecionados

8.1.1 Caso 1 - 09 de abril de 2010

O caso 1 trata-se de uma frente fria associada a um forte ciclone no Atlântico Sudoeste que se deslocou pelo sudeste do Brasil e permaneceu estacionária sobre o norte do ES e sul da BA, ocasionando assim ondas acima de 8 m no AS.

Na Figura 8.2 são apresentadas a velocidade e direção do vento do CFSR entre os dias 05 e 13 de abril de 2010. Nos dia 05 e 06 de abril de 2010 não são observados ventos fortes sobre o litoral do ES, no entanto segundo o boletim técnico do CPTEC (CPTEC, 2012) a frente estacionária atuava principalmente sobre o litoral norte do ES e sul da BA. No dia 07 observa-se a intensificação dos ventos na área de confluência próxima ao litoral do ES, sendo observado velocidades de até 15 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. No dia 08, a frente fria se deslocou até o leste da BA se acoplando a frente estacionária que atuava desde o dia 06. Essa frente estava associada a um forte ciclone que se formou no Atlântico Sudoeste e ventos de até 24 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ foram observados nos campos da reanálise CFSR (Figura 8.2). Uma extensa pista de ventos se formou atingindo os litorais de SC, PR, SP, RJ e ES, onde a valocidade atingiu até 15 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. No dia

09, dia de maior intensidade do caso, uma área de baixa pressão de núcleo menor que 995 hPa e um extenso cavado se formaram sobre o AS (figura não apresentada), assim como também observado no boletim técnico do CPTEC (2012) da referida data. Ventos acima de 24 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ foram simulados na região do ciclone e na área de confluência entre o anticlone a leste do Uruguai e o ciclone na altura de SC no AS. Nos dias 12 e 13 de abril, observa-se que os ventos mais intensos ficaram restritos a latitudes médias, no entanto ainda havia núcleos com mais de 10 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ a leste do ES.

Na Figura 8.3 são apresentadas a altura significativa (m) e direção das ondas entre os dias 05 e 13 de abril de 2010. Entre os dias 05 e 06 foram observados valores de HSG de até 2 m no litoral do ES. No dia 07, devido a passagem de uma outra frente fria sobre o Sudeste do Brasil, o ciclone a leste do RJ formou uma extensa pista de ventos, sendo observado ondas de até 2,5 m próximo ao ES. No dia 08 foram registradas ondas acima de 6 metros em alto mar segundo o boletim de aviso da Marinha do Brasil, enquanto no campo de ondas simulado observou-se valores acima de 8 metros no AS. No dia 09, dia de maiores ondas no litoral do ES, observa-se alturas entre 4 e 5,5 m. Ainda nesse dia foi observado o fenômeno de ressaca principalmente nos litorais de SP, RJ e ES, segundo o boletim de aviso de mau tempo da Marinha do Brasil. No dia 10, observa-se que o ciclone começa a perder intensidade e, consequentemente, os ventos e ondas também ficam menores, porém nota-se ainda valores de até 4 metros nos litorais do RJ e ES. No dia 11, ondas de 3 a 3,5 m ainda atingiam o litoral do ES, geradas pelo ciclone e também pelo anticiclone migratório mais ao norte, próximo ao RS e SC. Nos dias 12 e 13 observam-se uma queda significativa da HSG nos litorais das regiões Sul e Sudeste do Brasil, apresentando alturas entre 1,5 e 2,5 m.

Na Figura 8.4 é apresentada a evolução da HSG e PP entre os dias 05 e 13 de abril de 2010 no ponto latitude 22,092°S e longitude 319,933°, o qual foi escolhido para o monitoramento devido sua proximidade com a área de estudo. Nota-se que o período de atuação dos sistemas meteorológicos descritos anteriormente é de 2 dias antes e depois das maiores HSG observadas, assim, o caso 1 foi definido entre os dias 07 e 11 de abril de 2010. A direção da HSG e do PP são em média de sul/sudeste nesses 5 dias, sendo o dia 09 de maiores HSG observadas entre 09 e 15 Z. O dia 09 de abril de 2010, de acordo com a seleção de casos severos de ondas, foi o dia no qual ocorreu a maior HSG no período entre 1979 a 2010 próxima a BES.

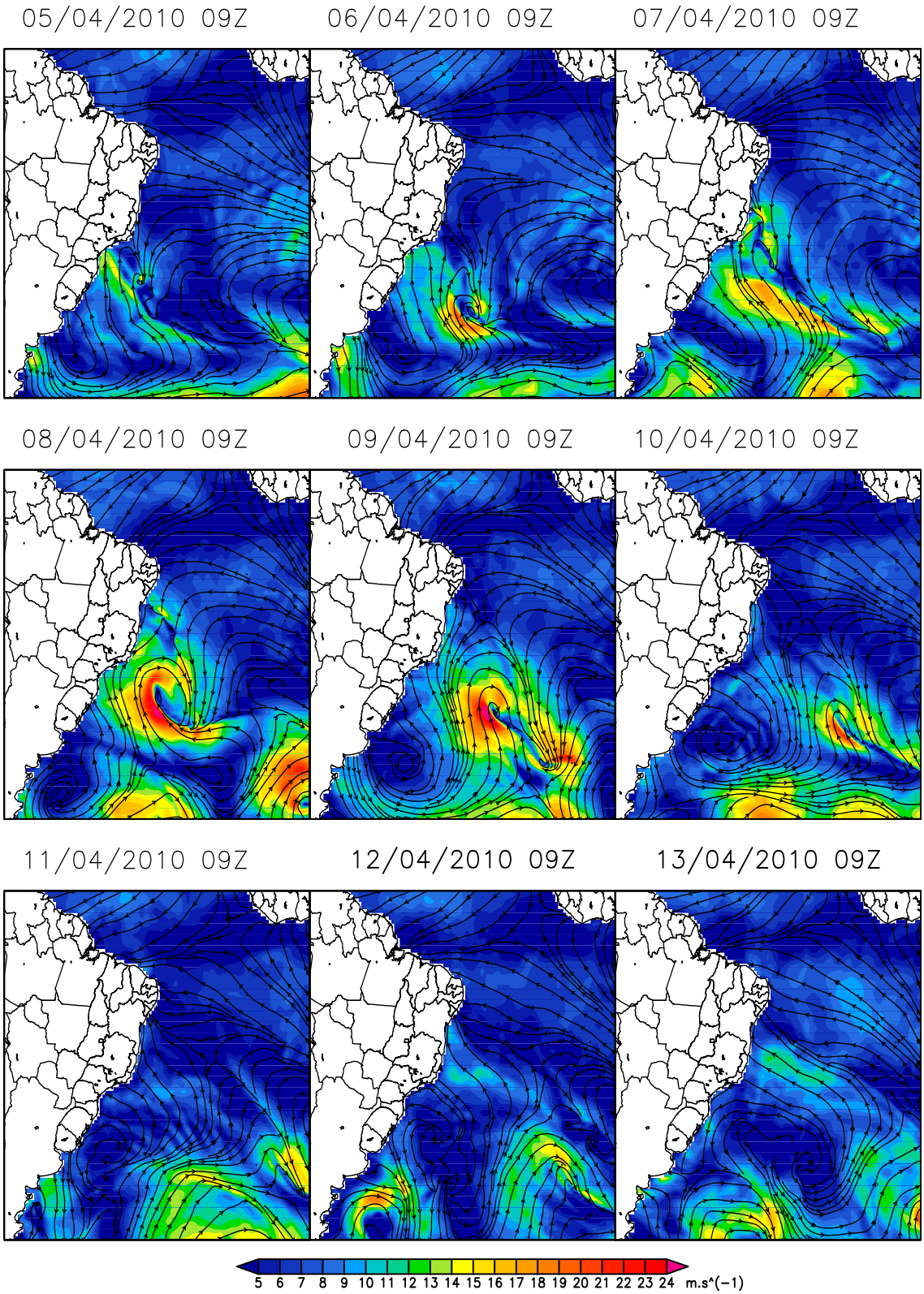

Figura 8.2 - Velocidade ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e linha de corrente do vento da reanálise CFSR entre os dias 05 e 13 de abril de 2010.

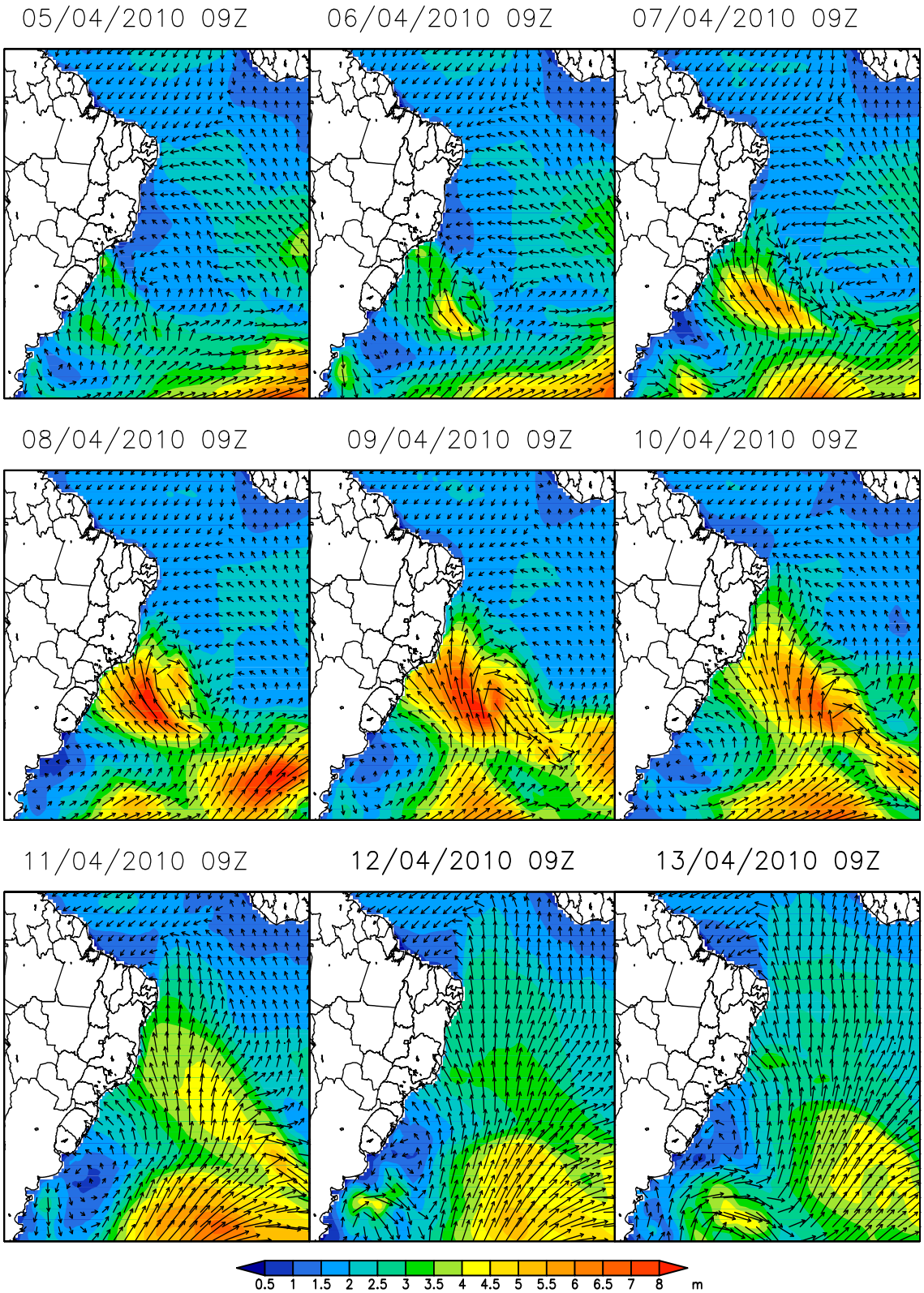

Figura 8.3 - Altura significativa (m) e direção das ondas do modelo WW3 - domínio Global - entre os dias 05 e 13 de abril de 2010.

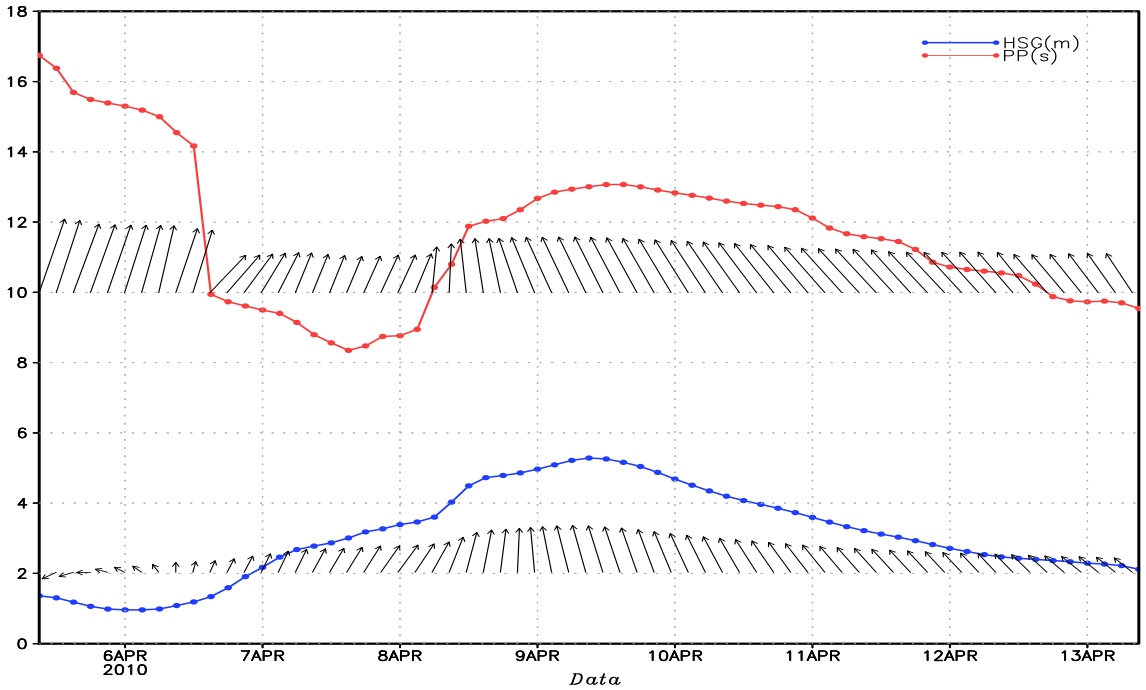

Figura 8.4 - Evolução da altura significativa (m) e direção da onda (azul) e período (s) e direção de pico (vermelho) do modelo WW3 - domínio Global - entre os dias 05 e 13 de abril de 2010 no ponto latitude 22,092°S e longitude 319,933°.

Para a análise do campo de ondas do modelo SWAN é importante ressaltar que a grade está rotacionada em aproximadamente 45° para esquerda em relação a posição norte e para a visualização mais detalhada do caso as figuras são exibidas a cada 3 horas. Na Figura 8.5 são apresentadas a HSG (m) e direção das ondas do modelo SWAN no domínio BES no dia 09 de abril de 2010. Observa-se o padrão de direção das ondas de leste durante todo o dia. Nota-se também que há uma tendência de aumento da HSG, sendo de 2,4 m até às 03Z e aumentando no decorrer das horas do dia. Mesmo sendo estes os menores valores encontrados no dia, são acima da média observada na região, que é de 1 a 2 m. Desde às 09Z são observadas alturas de até 3,6 m na BES, logo, nota-se que o padrão continua se intensificando e atinge até 3,9 m em pontos próximos a entrada da baía nos horários de 12 e 15Z. A partir das 18Z a HSG começa a diminuir e mantém a tendência observada até às 00Z do dia seguinte. De maneira geral, a simulação do SWAN na BES apresenta bons resultados, como observados também no estudo de Piumbini (2009). Na Figura 8.5 nota-se que os efeitos como refração com o fundo devido a elevação gradual da batimetria e a difração devido ao Porto de Tubarão são representados. Tais efeitos também foram observados por Mello e Gonzales (1995) na BES.

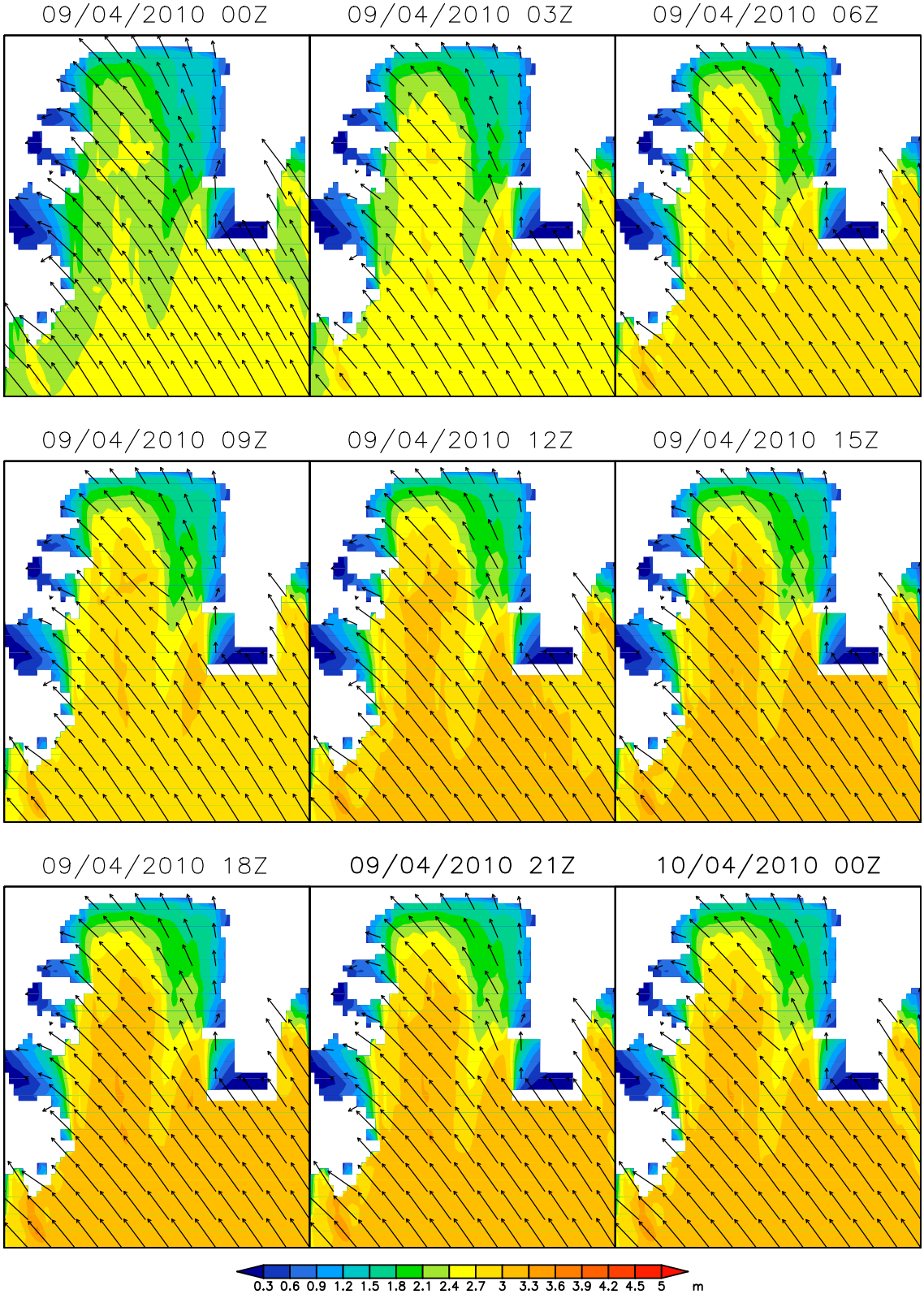

Figura 8.5 - Altura significativa (m) e direção das ondas do modelo SWAN - domínio BES - no dia 09 de abril de 2010.

A respeito do transporte de sedimentos longitudinal, como as equações de Kamphuis (1991) e Bayram et al. (2007) são inversamente proporcionais ao diâmetro médio do sedimento (d_{50}), para sintetizar a discussão dos casos serão apresentados os gráficos para areia com diâmetro médio, ou seja, d_{50} igual a 0,5 mm. A escala da fórmula Cerc84 é 10 vezes maior do que as apresentadas nos gráficos (Figura 8.6) devido a um ajuste para exibição dos dados na mesma ordem das demais equações. A superestimativa dos resultados da fórmula Cerc84 é esperada como já observado em uma série de estudos, como os de Wellen et al. (2000), Smith et al. (2009), McAvoy e Rodger (2011) entre outros. Neste trabalho, baseados principalmente nos estudos de Albino et al. (2006) e Carmo (2006) que identificaram áreas de erosão e progradação costeira na BES, quando o TSL apresentar valores positivos (TSL para direita) serão associados ao processo de progradação costeira e quando negativo (TSL para esquerda) a erosão costeira.

Na Figura 8.6 são apresentados os gráficos da estimativa de transporte de sedimentos longitudinal calculados pelo modelo ESTSED para a areia com diâmetro médio (vide Tabela 8.1) nos pontos P1, P2, P3, P4 e P5 entre os dias 05 e 13 de abril de 2010. Em todos os pontos observam-se variações mínimas até às 00Z do dia 08 de abril de 2010.

No ponto P1 (Figura 8.6), entrada da Baía de Vitória (BVT), a partir das 15Z o TSL simulado pelas fórmulas Cerc84, Kamp91 e Bayr07 tende a apresentar valores positivos, ou seja, transporte para direita. Observa-se nos resultados da fórmula de Bayr07 que os valores de TSL são mais significativos entre o dia 09 às 18Z e 10 às 06Z, sendo de aproximadamente 900 $m^3\,3hr^{-1}$. Os máximos de TSL das demais equações são observados nesse mesmo horário, sendo Kamp91 de aproximadamente 1200 $m^3\,3hr^{-1}$ e Cerc84 de até 9000 $m^3\,3hr^{-1}$. Esse padrão de TSL positivo das fórmulas persiste até o fim do período de análise, entretanto Cerc84 e Kamp91 apresentam uma queda menos acintosa.

No ponto P2 (Figura 8.6), parte oeste da praia de Camburi, observa-se que a partir do dia 07 os resultados das três formulações começam a apresentar valores de TSL negativos, sendo que a partir das 15Z do dia 08 de abril de 2010 os valores de TSL decaem significativamente. No dia 08 às 21Z o TSL de Bayr07 apresenta seu mínimo valor no período analisado, sendo este de -70 $m^3\,3hr^{-1}$ e permanecendo nesta ordem até o dia 12. Nesse mesmo horário nota-se o TSL de Kamp91 de até -30 $m^3\,3hr^{-1}$, tais valores persistindo nesta mesma ordem até o dia 12 às 00Z. A curva apresentada

nos resultados da fórmula Cerc84 segue a mesma tendência de Bayr07, no entanto os valores são 10 vezes maiores.

No ponto P3 (Figura 8.6), parte central da praia de Camburi, os resultados foram convergentes entre as fórmulas. Assim como no ponto P2, a partir do dia 07 os resultados começam a apresentar TSL negativo, entretanto os valores mais significativos são observados no dia 09 às 21Z. Nesse horário Bayr07 apresenta TSL de -160 $m^3\,3hr^{-1}$ e Cerc84 de -1600 $m^3\,3hr^{-1}$, sendo que em ambas os valores começam a tender a 0 a partir do 11, padrão observado até o fim do período de análise. Os valores de TSL de Kamp91 são menos expressivos, sendo o máximo TSL negativo de até -50 $m^3\,3hr^{-1}$ nos dias 09 e 10. A partir do dia 11 nota-se que assim como as demais formulações, os resultados tendem a 0.

No pontos P4 (Figura 8.6), parte leste da praia de Camburi, as três formulações apresentam tendencias semelhantes indicando TSL positivo. Nota-se que os valores de TSL tendem a serem positivos a partir do dia 07 e máximos entre os dias 09 e 10 de abril de 2010. Neste período, Bayr07 resulta em valores de TSL entre 40 e 50 $m^3\,3hr^{-1}$, Kamp91 de em média 70 $m^3\,3hr^{-1}$ e Cerc84 de aproximadamente 600 $m^3\,3hr^{-1}$. A partir do dia 11 o TSL das três formulações tende a 0, sendo Kamp91 o que apresenta uma curva mais acintosa.

No ponto P5 (Figura 8.6), atrás do Porto de Tubarão, os resultados de TSL apresentam características similares ao ponto P4. Desta forma, os valores positivos mais expressivos são observados também no dia 09, sendo Bayr07 de até 85 $m^3\,3hr^{-1}$, Kamp91 próximo a 150 $m^3\,3hr^{-1}$ e Cerc84 de até 1200 $m^3\,3hr^{-1}$. A partir do dia 10 nota-se que o TSL decai significativamente até o fim do período analisado.

De modo geral, as formulações Bayr07, Kamp91 e Cerc84 apresentam curvas com tendência similares em todos os casos mesmo Cerc84 sendo da ordem de 7 a 10 vezes maior, o que pode estar relacionado diretamente à características como diâmetro médio do sedimento, rampa praial e outras considerações inseridas na fórmula Kamp91 (WELLEN et al., 2000) e Bayr07. Assim, nota-se também que quando o TSL de Kamp91 é negativo os valores são menos expressivos se comparados com as demais formulações.

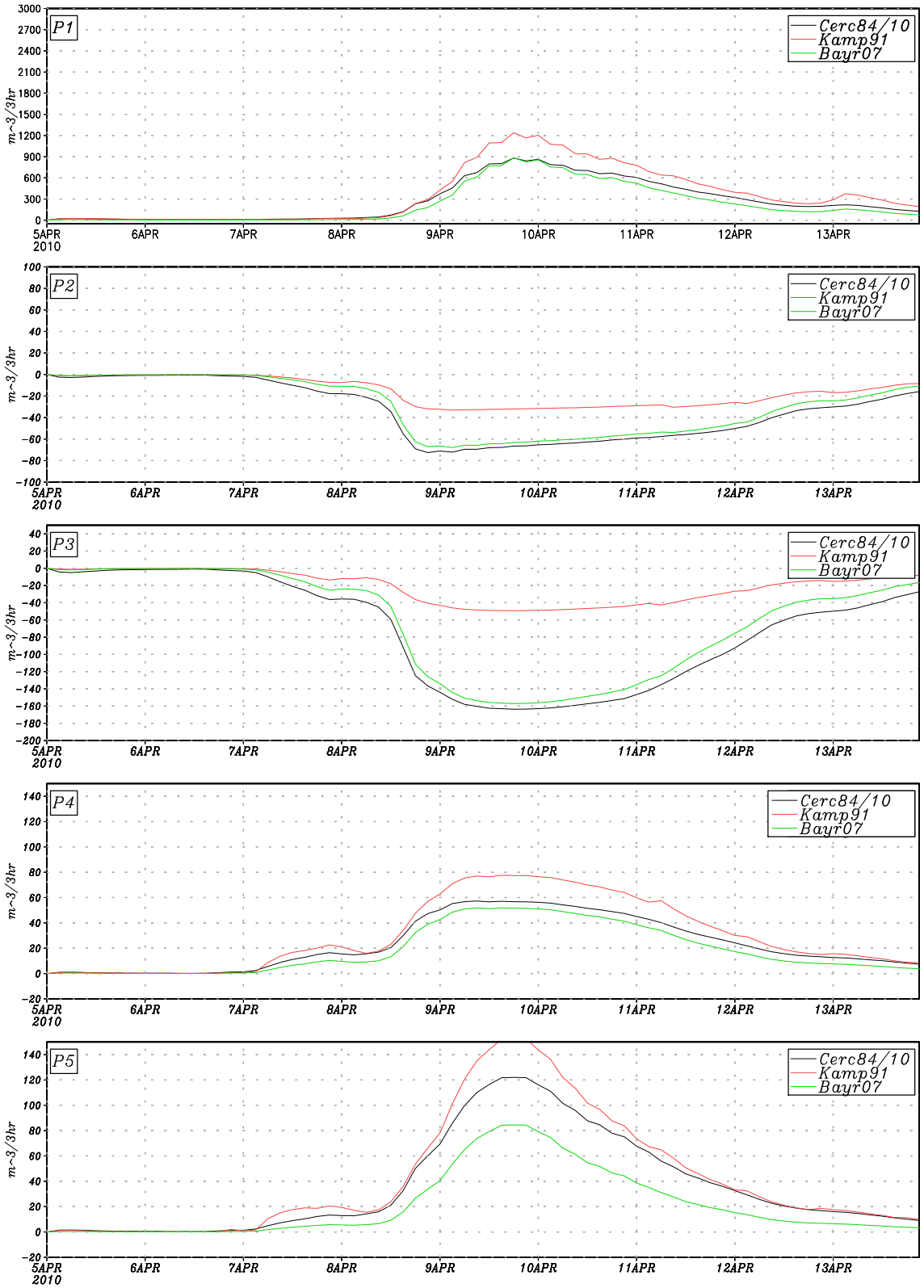

Figura 8.6 - Transporte de sedimentos longitudinal oriundo do modelo ESTSED para d_{50}=0,5 mm nos pontos P1, P2, P3, P4 e P5 entre os dias 05 e 13 de abril de 2010.

Conforme descrito na análise do campo de ondas, os principais dias de atuação do sistema meteorológico que gerou fortes ondas na BES foram entre 07 e 11 de abril de 2010, assim, na Tabela 8.2 são apresentadas as taxas de TSL estimadas durante a ocorrência do caso 1 para os três d_{50} listados na Tabela 8.1.

De acordo com a Tabela 8.2, a estimativa do TSL nos pontos P1, P4 e P5 apresentam transporte para direita, assim, pode-se inferir baseado nos estudos de Albino et al. (2006) e Carmo (2006) o processo costeiro de progradação costeira. Por outro lado, nos ponto P2 e P3 todas as equações utilizadas para a estimativa do TSL no modelo ESTSED apontam transporte para esquerda, podendo assim associá-lo o processo costeiro inverso, erosão.

Tabela 8.2 - Taxa líquida do TSL ($m^3\,3hr^{-1}$) entre os dias 07 e 11 de abril de 2010 nos pontos P1, P2, P3, P4 e P5.

D_{50}	**0,2 mm**		**0,5 mm**			**1 mm**	
	Kamp91	*Bayr07*	*Cerc84*	*Kamp91*	*Bayr07*	*Kamp91*	*Bayr07*
P1	23561,40	30176,00	143527,00	18737,70	12744,40	15756,50	10962,10
P2	-973,81	-3066,03	-16626,70	-774,44	-1500,51	-651,22	-1340,44
P3	-1429,19	-6921,53	-37811,40	-1136,60	-3456,01	-955,76	-3101,67
P4	2152,86	2137,62	12949,20	1712,11	1094,04	1439,71	987,34
P5	3174,80	2600,14	21068,80	2524,83	1306,44	2123,12	1174,17

8.1.2 Caso 2 - 26 de setembro de 1983

O caso 2 é caracterizado por um forte anticiclone no Atlântico Sul que inibiu a formação de ciclogêneses e a incursão de sistemas frontais. Esse sistema permaneceu atuando por vários dias, o que ocasionou fortes ondas nos litorais das regiões Sudeste e Sul do Brasil. A análise dos campos de pressão e vento em altos níveis (figuras não apresentadas) permitiu identificar um bloqueio atmosférico neste caso.

Na Figura 8.7 são apresentadas a velocidade ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e direção do vento do CFSR entre os dias 22 e 30 de setembro de 1983. Observa-se no dia 22 ventos próximo a 10 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ no litoral do ES devido a um anticiclone com núcleo a leste do RS. No dia 23, os ventos ficaram mais intensos na região Sul do Brasil devido a intensificação do anticiclone, enquanto que no ES os vento perderam intensidade, sendo observados valores de 8 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. No dia 24 o anticiclone se intensificou e o núcleo foi observado

mais a leste no AS, consequentemente os ventos ficaram mais intensos. A extensa pista a leste de SP observada no dia anterior se manteve. No dia 25 fortes ventos de nordeste foram observados a leste das regiões Sul e Sudeste do Brasil, com a intensidade variando entre 10 e 15 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. No dia 26 o anticiclone se intensificou novamente e foi observado um núcleo com valores acima de 1035 hPa (figura não apresentada). Na borda do anticiclone desde o litoral do ES até o RS observa-se ventos acima de 12 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. Nos dias 27 e 28 o padrão se manteve semelhante aos dias anteriores, com ventos acima de 13 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ que manteve a ampla pista a leste do ES sobre o AS. Nos dois últimos dias do caso 2, 29 e 30 de setembro de 1983, o anticiclone e os ventos perderam intensidade.

Na Figura 8.8 são apresentadas a altura significativa (m) e direção das ondas entre os dias 22 e 30 de setembro de 1983. Nos dias 22, 23 e 24 não foram observadas ondas significativas no litoral do ES, no entanto, conforme o anticiclone foi se intensificando os litorais do RS, SC, PR, SP e RJ apresentaram alturas de mais 5 m. No dia 25 observa-se um aumento da HSG da ordem de 1 m no litoral do ES devido a intensificação do anticiclone no AS. Nos dias 26, 27 e 28, observam-se ondas acima de 5 metros devido a persistência e maior intensidade do anticiclone sobre o AS. No dia 29 as ondas perderam intensidade devido enfraquecimento do anticiclone, mesmo assim ainda nota-se HSG acima de 4 metros nos litorais do RS, RJ, ES e BA. Ainda nesse dia nota-se também ondas acima de 8 m em uma ampla área no AS devido a confluência dos ventos do anticiclone e dos ciclones de latitudes médias. No dia 30, devido a extensa pista de ventos sobre o AS, ondas de 3,5 m ainda eram observadas em todo o litoral brasileiro voltado para a África.

Na Figura 8.9 é apresentada a evolução da HSG e PP no ponto latitude 22,092°S e longitude 319,933°. Nota-se que o período de atuação do sistema descrito anteriormente é do dia 25 a 30 de setembro de 1983, sendo que nesses dias foram observados valores de HSG maiores que 3,5 m, com o máximo ocorrido no dia 26, com aproximadamente 5,5 m de altura. A direção da HSG e do PP são em média de leste/nordeste nesses 6 dias, devido a permanência do padrão de vento sobre o AS. É importante ressaltar que o caso 2 foi de maior persistência da HSG acima de 5 metros, desde o fim do dia 25 até o do dia 28.

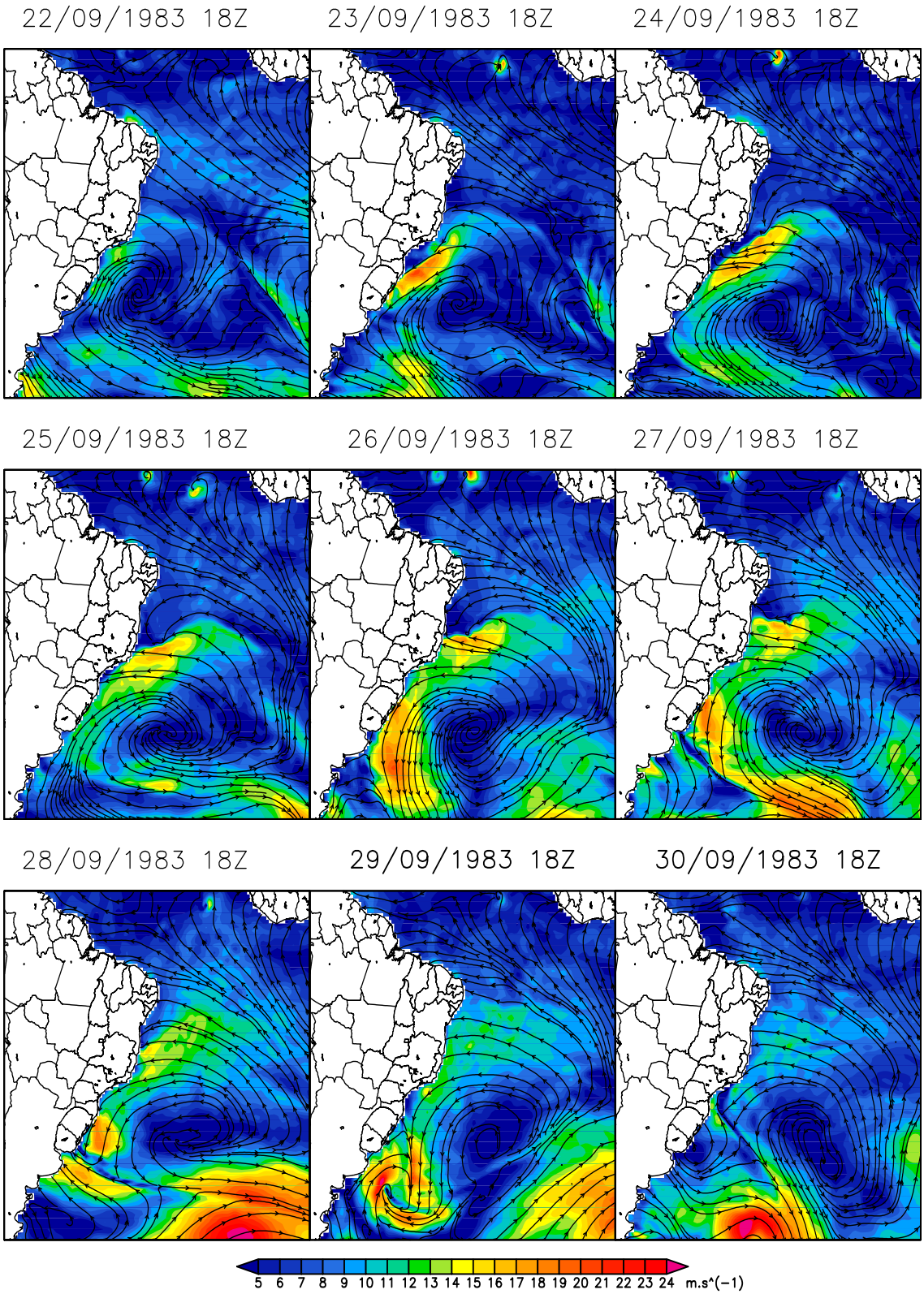

Figura 8.7 - Velocidade ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e linha de corrente do vento da reanálise CFSR entre os dias 22 e 30 de setembro de 1983.

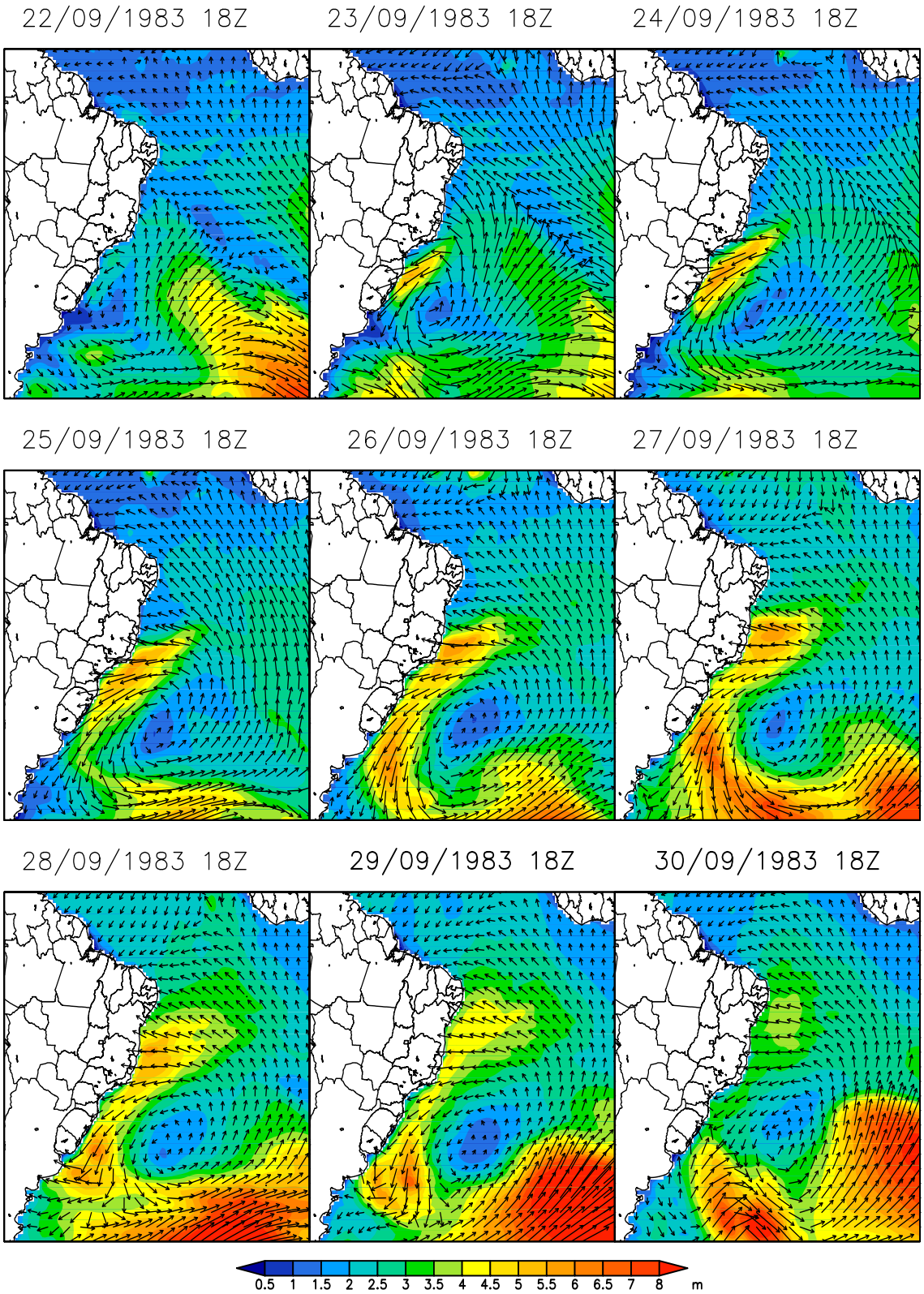

Figura 8.8 - Altura significativa (m) e direção das ondas do modelo WW3 - domínio Global - entre os dias 22 e 30 de setembro de 1983.

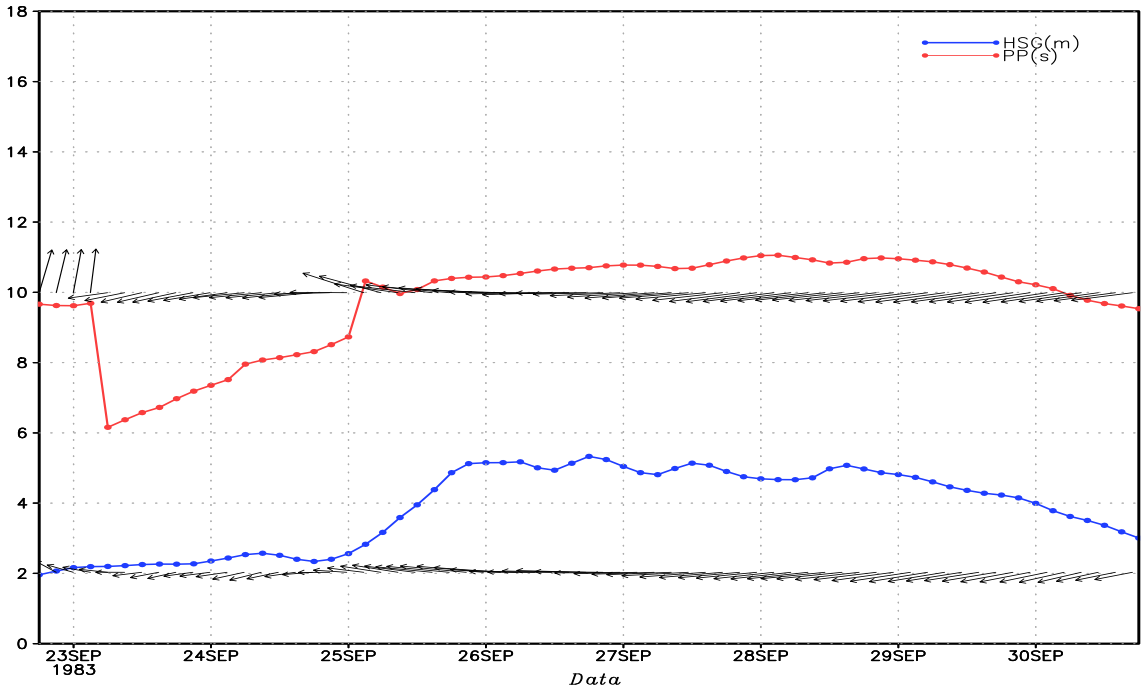

Figura 8.9 - Evolução da altura significativa (m) e direção da onda (azul) e período (s) e direção de pico (vermelho) do modelo WW3 - domínio Global - entre os dias 22 e 30 de setembro de 1983 no ponto latitude 22,092°S e longitude 319,933°.

Para a análise do campo de ondas do modelo SWAN é importante ressaltar que a grade está rotacionada em aproximadamente 45° para esquerda em relação a posição norte e, para a visualização mais detalhada do caso, as figuras são exibidas a cada 3 horas.

Na Figura 8.10 observa-se o campo de ondas do modelo SWAN para o dia 26 de setembro de 2010, onde a direção das ondas é de leste durante boa parte do dia, mudando para de nordeste nos três últimos horários. Nota-se que o comportamento das ondas na BES está diretamente condicionado à forma da baía e direção delas em águas profundas (*offshore*). Das 00Z até 15Z foram observadas ondas de até 3,6 m, enquanto que nos horário seguintes são notados valores acima de 4 m na entrada da BES, sendo esse local o de maior atuação. De acordo com as simulações do modelo SWAN, o caso 2 (Figura 8.10) apresentou ondas maiores que o caso 1 (Figura 8.5), fato que está diretamente relacionado com a intensidade do sistema anticiclônico atuante no período, que formou uma extensa pista de ventos e se fez presente por quase 6 dias sobre o AS. Como mencionado anteriormente, o quebra-mares do Porto de Tubarão tem influência direta na difração das ondas na BES.

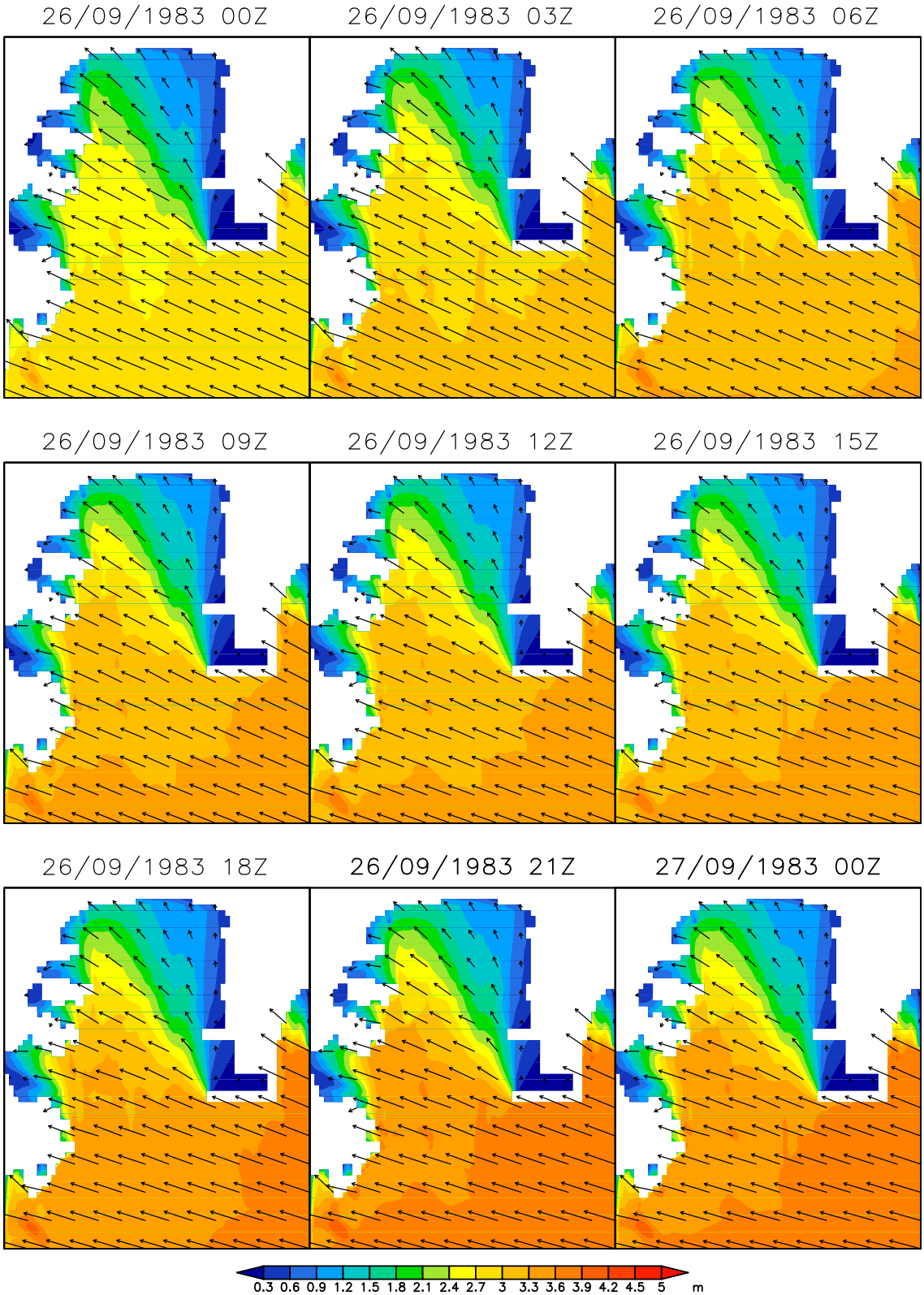

Figura 8.10 - Altura significativa (m) e direção das ondas do modelo SWAN - domínio BES - no dia 26 de setembro de 1983.

Na Figura 8.11 são apresentados os gráficos da estimativa de transporte de sedimentos longitudinal calculados pelo modelo ESTSED para a areia com diâmetro médio (Tabela 8.1) nos pontos P1, P2, P3, P4 e P5 entre os dias 22 e 30 de setembro de 1983. Vale a pena ressaltar que no período entre os dias 22 e 25 às 00Z não foram observados valores de TSL expressivos.

No ponto P1 (Figura 8.11), a partir das 09Z do dia 25 o TSL simulado pelas fórmulas Cerc84, Kamp91 e Bayr07 tende a apresentar valores positivos mais significativos devido a maior incidência das ondas, conforme apresentado anteriormente na Figura 8.10. Observa-se também que todas as formulações apresentam os máximos de TSL no dia 26 às 21Z, sendo Bayr07 de até 1800 $m^3\,3hr^{-1}$, Kamp91 de aproximadamente 2700 $m^3\,3hr^{-1}$ e Cerc84 de 11000 $m^3\,3hr^{-1}$. O padrão de TSL positivo das fórmulas persiste acima de 300 $m^3\,3hr^{-1}$ até o fim do período analisado, caracterizando assim o caso 2 como o de maior TSL observado, fato que demonstra a dependência das ondas no transporte de sedimentos.

No ponto P2 (Figura 8.11) nota-se que a partir do dia 25 os resultados das três formulações começam a apresentar TSL negativo. A partir das 00Z do dia 26 de setembro de 1983 são observados os valores de TSL negativo mais expressivos, onde Bayr07 apresenta seu mínimo valor no período analisado, de aproximadamente -35 $m^3\,3hr^{-1}$. Até o dia 29 Bayr07 apresenta valores abaixo de -20 $m^3\,3hr^{-1}$. Entre os dias 26 e 29 nota-se no TSL de Kamp91 valores abaixo de -15 $m^3\,3hr^{-1}$. Os resultados da fórmula Cerc84 seguem a mesma tendência de Bayr07, no entanto os valores são 10 vezes maiores.

No ponto P3 (Figura 8.11) observa-se TSL negativo em todos os resultados. A partir do dia 25 nota-se que as curvas de TSL de Bayr07 e Cerc84 decaem significativamente, enquanto Kamp91 apresenta uma queda menos expressiva. No dia 26 são observados os valores de TSL negativo mais representativos, sendo Bayr07 de em média -80 $m^3\,3hr^{-1}$, Kamp91 de -30 $m^3\,3hr^{-1}$ e Cerc84 de -1000 $m^3\,3hr^{-1}$. A partir do dia 27 observa-se que as curvas de TSL de todas as formulações tendem a zero.

No ponto P4 (Figura 8.11) em todo o período analisado as formulações apresentam resultados de TSL é positivo. Como notado na análise dos pontos anteriores, o valores de TSL mais expressivos são observado no dia 26. A formulação de Bayr07 resulta no TSL de aproximadamente de 20 $m^3\,3hr^{-1}$. Entretanto em Cerc84 e Kamp91 os resultados de TSL são mais elevados que Bayr07, sendo observados valores de até

30 e 200 $m^3\,3hr^{-1}$, respectivamente. O padrão de TSL observado nas três formulações continua positivo até o fim do período analisado, quando então começa a se aproximar de zero.

No último ponto, P5 (Figura 8.11), os resultados de TSL apresentam características similares ao ponto P4, no entanto são pouco menos expressivos. Assim, os resultados de TSL positivo mais significativos são observados também no dia 26, onde Bayr07 apresenta TSL de até 12 $m^3\,3hr^{-1}$, Kamp91 de aproximadamente 30 $m^3\,3hr^{-1}$ e Cerc84 de até 250 $m^3\,3hr^{-1}$. A partir do dia 27 esse padrão apresenta queda gradativa até chegar próximo a zero no dia 30 de setembro de 1983.

No caso 2 nota-se que houve mais transporte de sedimentos na entrada da BVT (ponto P1) do que no caso 1, logo, a direção das ondas e a forma da BES tem influência direta no transporte de sedimentos. Nota-se também que o quebra-mares do Porto de Tubarão tem papel importante no clima de ondas, como também observado por Mello e Gonzales (1995), e também na diminuição do transporte de sedimentos nos pontos P2, P3, P4 e P5 durante casos extremos com a direção das ondas de leste/nordeste.

Na Tabela 8.3 são apresentadas as taxas de TSL estimadas durante os dias 26 e 30 de setembro de 1983 para os três d_{50} (Tabela 8.1), onde segundo a descrição dos campos de ondas e vento foram os dias de maior influência do sistema anticiclônico no AS. Assim, nos pontos P1, P4 e P5 todas as formulações utilizadas para a estimativa do TSL pelo modelo ESTSED apresentaram transporte para direita e pode-se associar baseado nos estudos de Albino et al. (2006) e Carmo (2006) o processo de progradação costeira. Entretanto, os pontos P2 e P3 apresentam TSL negativo (transporte para esquerda) e o processo costeiro de erosão. Por fim, nota-se que devido a intensidade e direção das ondas a taxa de TSL no ponto P1 é bem mais expressiva que no caso 1.

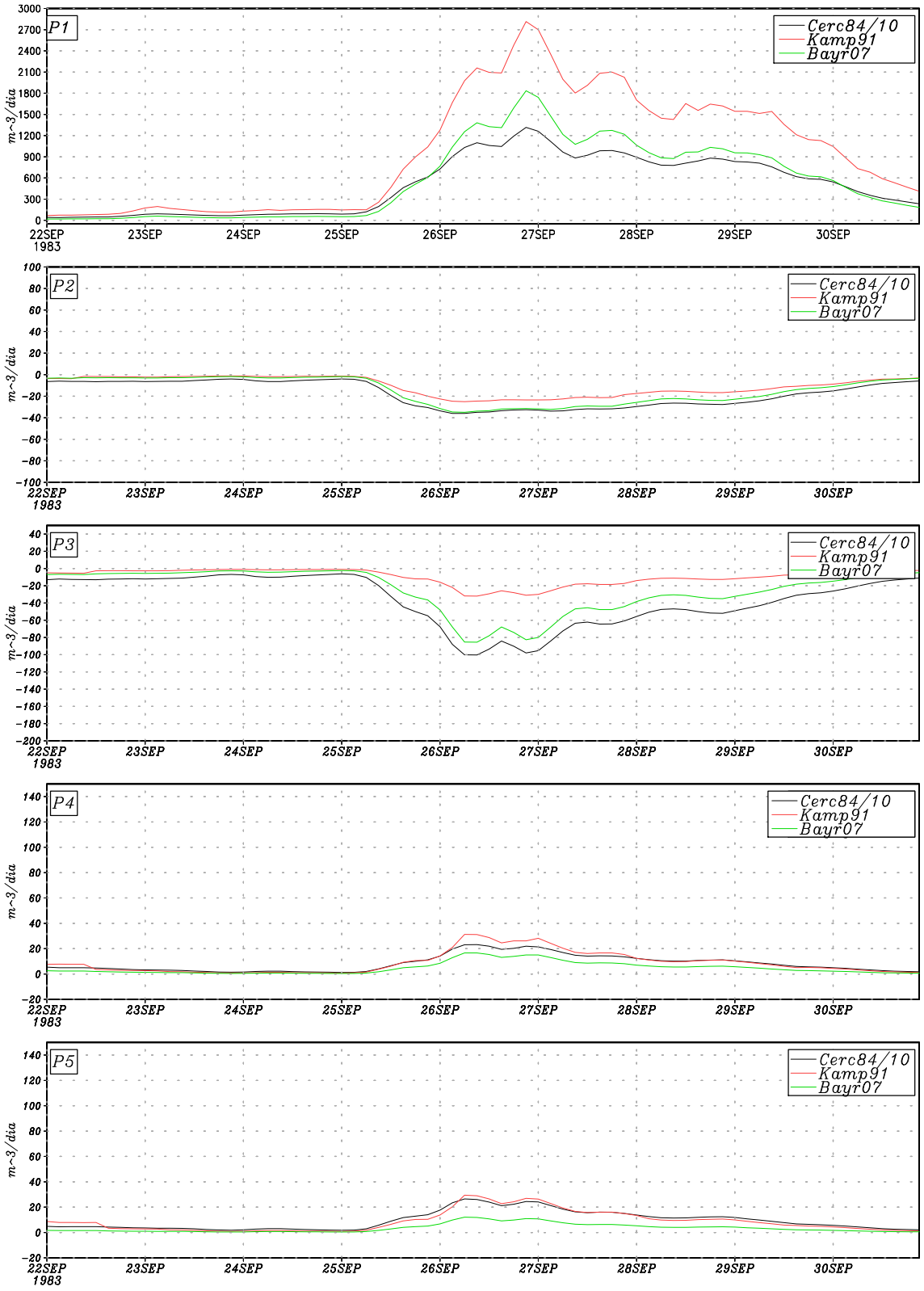

Figura 8.11 - Transporte de sedimentos longitudinal oriundo do modelo ESTSED para d_{50}=0,5 mm nos pontos P1, P2, P3, P4 e P5 entre os dias 22 e 30 de setembro de 1983.

Tabela 8.3 - Taxa líquida do TSL ($m^3\,dia^{-1}$) entre os dias 22 e 30 de setembro de 1983 (Caso 2) nos pontos P1, P2, P3, P4 e P5.

D_{50}	**0,2 mm**		**0,5 mm**			**1 mm**	
	Kamp91	*Bayr07*	*Cerc84*	*Kamp91*	*Bayr07*	*Kamp91*	*Bayr07*
P1	81386,30	102849,00	331572,00	64724,10	39113,30	54426,30	32596,40
P2	-868,14	-1992,59	-10921,30	-690,41	-961,14	-580,56	-855,68
P3	-776,46	-3098,50	-22894,70	-617,50	-1655,25	-519,25	-1507,68
P4	695,39	526,31	4974,45	553,02	301,55	465,03	278,57
P5	669,67	372,84	5653,72	532,57	220,40	447,84	204,81

8.1.3 Caso 5 - 18 de abril de 1981

O caso 5 trata-se de um forte ciclone extratropical no Atlântico Sul e uma ciclogênese embebida num extenso cavado que se formou a leste de SP. Esse ciclone deslocou pelo litoral até o sul da BA, quando começou a perder intensidade e analisando o campo de pressão (figura não apresentada), pode-se inferir que já se encontrava em estágio de oclusão. As ondas observadas nesse caso tem contribuição do ciclone extratropical e principalmente da ciclogênese que se formou a leste de SP e posteriormente atuou no litoral do ES.

Na Figura 8.12 são apresentadas a velocidade ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e direção do vento do CFSR entre os dias 14 e 22 de abril de 1981. No dia 14 observa-se que os ventos mais significativos são observados sobre o AS na altura de SP e leste da Argentina. No dia 15 o ciclone extratropical se desloca no sentido leste gerando ventos acima de 18 $\mathrm{m\,s^{-1}}$, já o cavado se desloca para leste, assim contribuindo para a manutenção das pistas de ventos observadas. No dia 16, um amplo cavado atuava sobre o Sul e Sudeste do Brasil. Ventos de até 14 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ são observados a leste de SC. No dia 17, ainda sobe atuação do extenso cavado e agora de uma ciclogênese, ventos acima de 16 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ são observados a leste de SP. Nesse dia uma baixa relativa de 1008 hPa se formou a leste de SP segundo o campo de pressão do CFSR (figura não apresentada). No dia 18 o ciclone que se formou a leste de SP embebido num cavado agora atuava sobre o ES, gerando ventos acima de 18 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. No dia 19, tal ciclone continuou a se deslocar para norte com menor intensidade. No dia seguinte, ventos de menos de 9 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ oriundos daquele ciclone ainda são observados a leste do ES e BA. Nos dias 21 e 22 de abril, o ciclone torna-se mais fraco e não são observados ventos com intensidades significativas sobre o ES.

Na Figura 8.8 são apresentadas a altura significativa (m) e direção das ondas entre os dias 14 e 22 de abril de 1981. Nos dias 14 e 15 observam-se que não há ondas com alturas signifitivas em todo o litoral brasileiro. No dia 16 ondas de até 3 m são observados próximos ao litoral do ES devido a extensa pista que atuava desde o dia 14. No dia 17 observa-se ondas de 4 m próximas ao litoral de SP, geradas tanto pelo forte ciclone extratropical que atuava no dia 16 quanto pelo ciclone em formação. Por outro lado, as ondas que atingiam o litoral do ES ainda eram oriundas da pista formada no dia 14. No dia 18 foi observado a maior HSG do caso 5. No litoral do ES são observadas ondas de até 5 m principalmente na região de atuação do ciclone, sendo esse padrão permanecendo até o dia 19. No dia 20 nota-se uma queda da HSG na ordem de 2 m, fato que relacionado diretamente ao enfraquecimento do ciclone. Nos dias 21 e 22 não são observadas ondas com intensidades significativas sobre o ES.

Na Figura 8.4 é apresentada a evolução da HSG e PP no ponto latitude 22,092°S e longitude 319,933° entre os dias 14 e 22 de abril de 1981. Observa-se que o caso 5 foi curto, apresentanto ondas acima de 3 m apenas nos dias 17 e 18, nos quais se nota a influência direta do ciclone que se formou a leste de SP, deslocou pelo litoral no sentido norte e atuou sobre o ES, conforme a descrição do caso acima. De modo geral, a direção do PP e HSG se mantiveram de sul/sudeste em todos os dias analisados, sendo que os maiores PP foram observados no dia 16, reflexo do ciclone extratropical que atuava no AS.

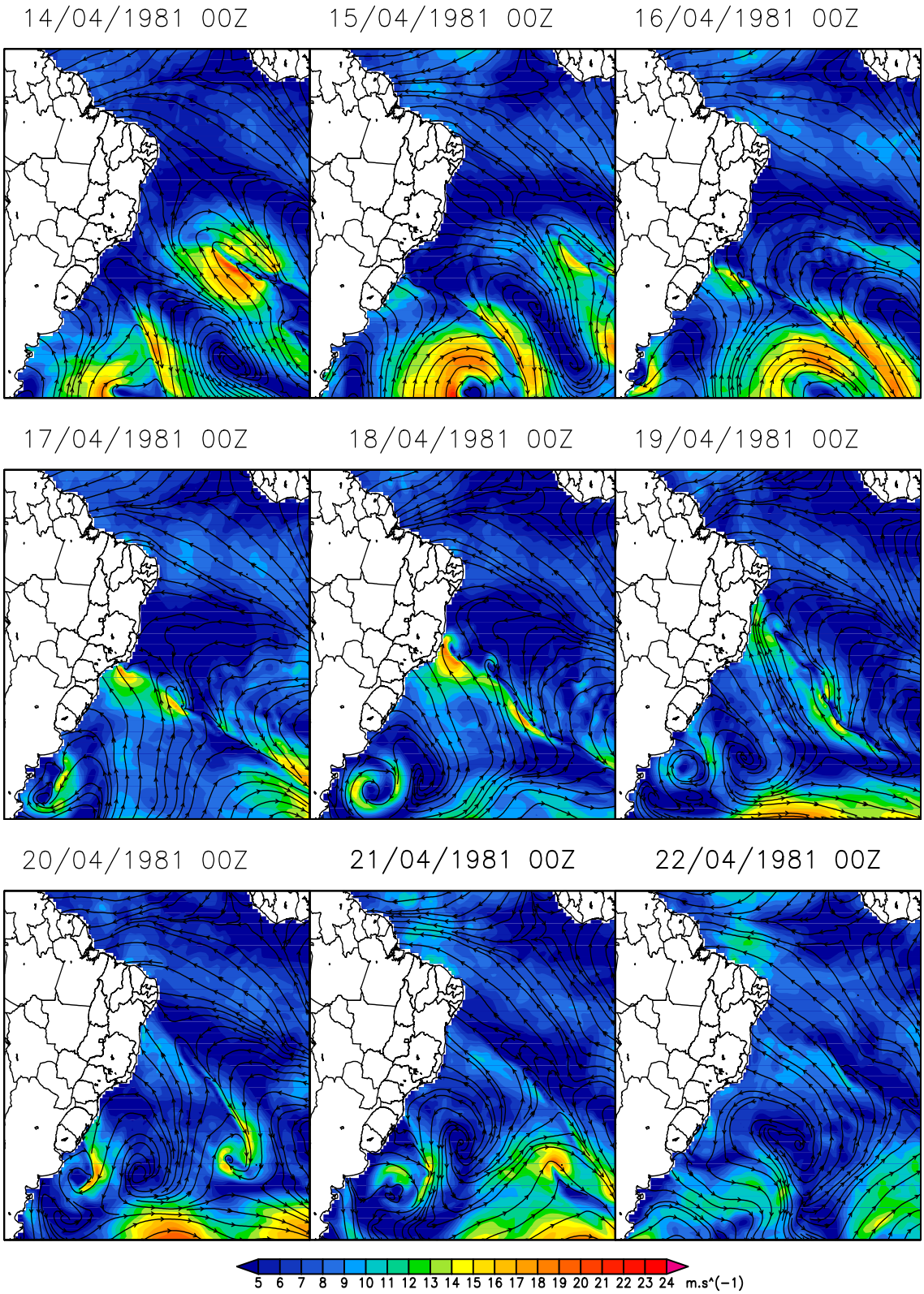

Figura 8.12 - Velocidade ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) e linha de corrente do vento da reanálise CFSR entre os dias 14 e 22 de abril de 1981.

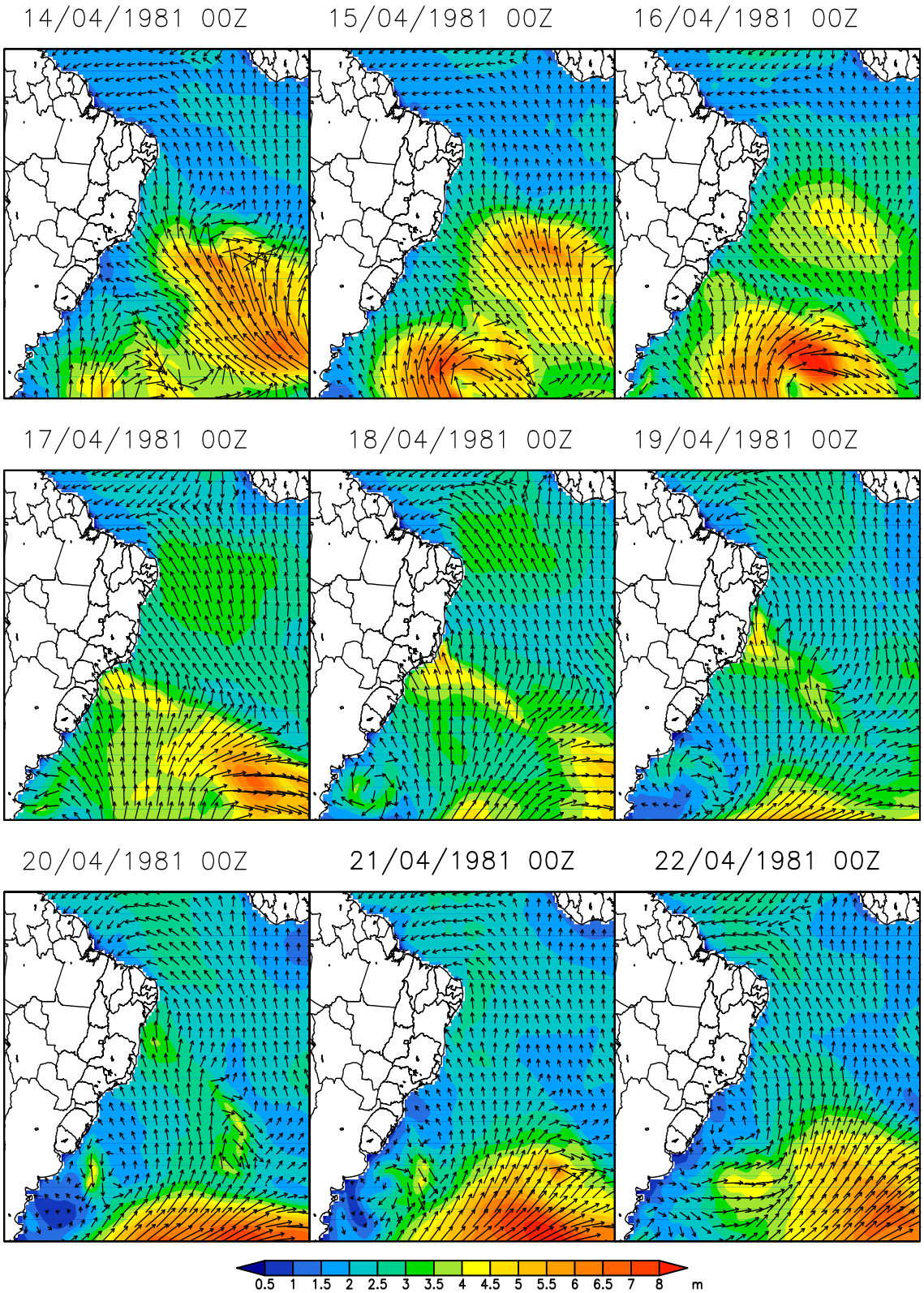

Figura 8.13 - Altura significativa (m) e direção das ondas do modelo WW3 - domínio Global - entre os dias 14 e 22 de abril de 1981.

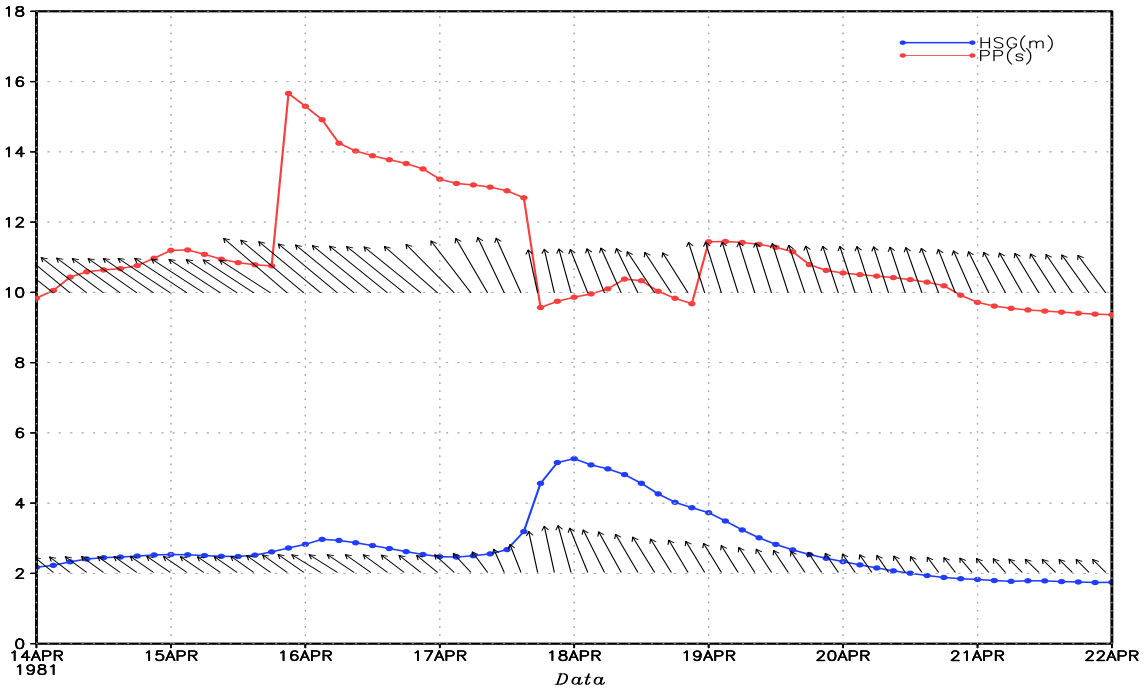

Figura 8.14 - Evolução da altura significativa (m) e direção da onda (azul) e período (s) e direção de pico (vermelho) do modelo WW3 - domínio Global - entre os dias 14 e 22 de abril de 1981 no ponto latitude 22,092°S e longitude 319,933°.

Como mencionado na análise do caso 2, é importante ressaltar que no campo de ondas do modelo SWAN a grade está rotacionada aproximadamente 45° para esquerda em relação a posição norte e, para a visualização mais detalhada do caso, as figuras são exibidas a cada 3 horas.

No caso 5 (Figura 8.15) foram observadas ondas de alturas menos significativas que os casos 1 (Figura 8.5) e 2 (Figura 8.10) nas simulações do modelo SWAN na BES, o que está relacionado diretamente à curta duração do sistema ciclônico que se formou e atuou principalmente entre os dias 17 e 19 de abril no litoral do Brasil.

Na Figura 8.15 observa-se que as ondas tinham no geral direção de leste durante o dia 18 de abril de 1981. No horário das 06Z são observadas alturas de 3,6 m principalmente na entrada da BES, sendo esse padrão mantido até às 15Z. A partir das 18Z as ondas começam a diminuir de magnitude até às 00Z do dia 19 o que, como descrito anteriormente, está ligado diretamente pela passagem e perda de intensidade do ciclone que atuou sobre o ES.

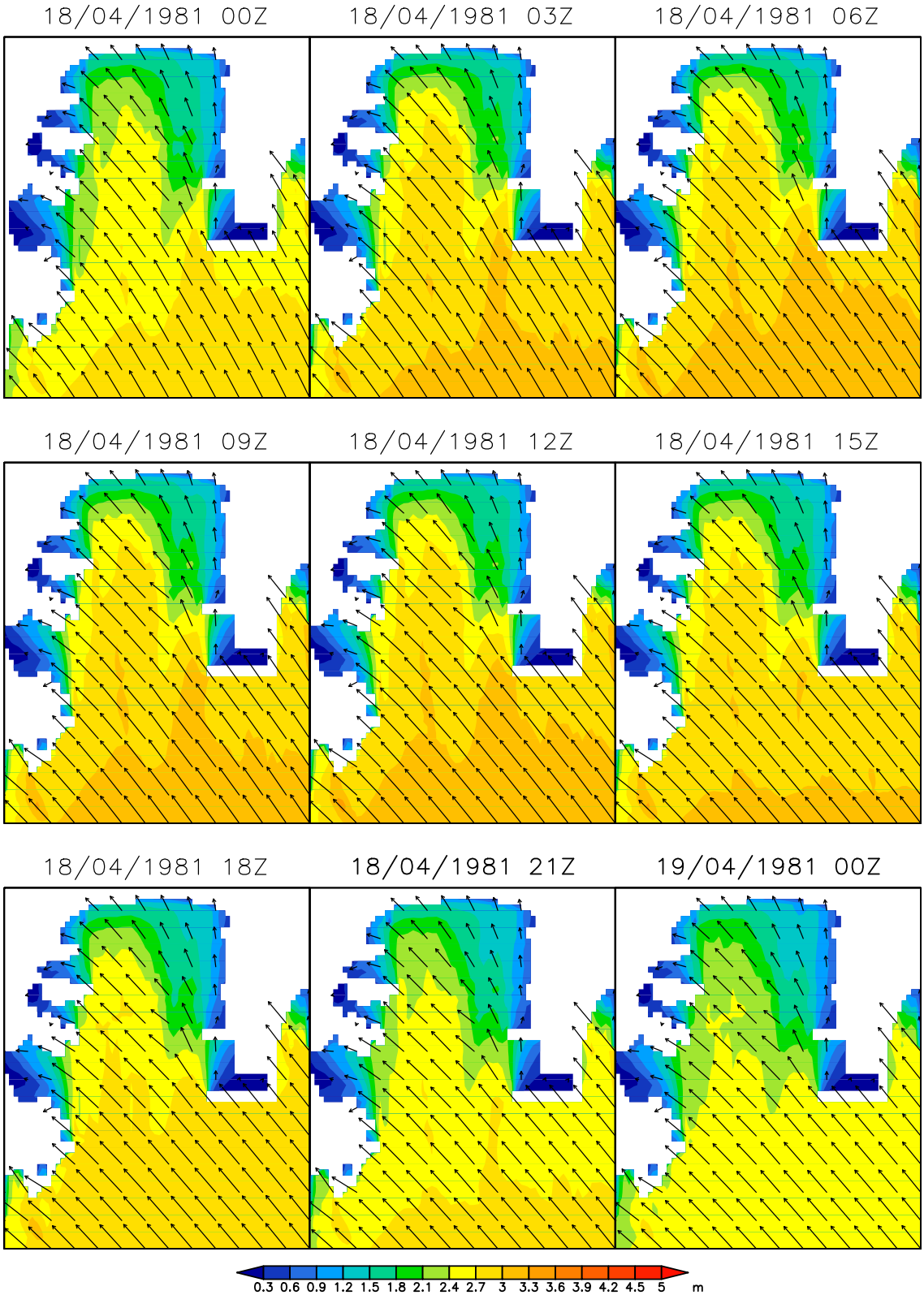

Figura 8.15 - Altura significativa (m) e direção das ondas do modelo SWAN - domínio BES - no dia 18 de abril de 1981.

Na Figura 8.16 são apresentados os gráficos da estimativa de transporte de sedimentos longitudinal calculados pelo modelo ESTSED para a areia com diâmetro médio (Tabela 8.1) nos pontos P1, P2, P3, P4 e P5 entre os dias 14 e 22 de abril de 1981.

Na entrada da BVT, ponto P1 (Figura 8.16), nota-se que todas as formulações tendem a apresentar TSL positivo durante o período analisado. Desde o dia 14 até o dia 16 observa-se que o TSL começa a aumentar, chegando às 09Z do dia 16 a valores de 300 $m^3\,3hr^{-1}$ na fórmula de Bayr07, de 550 $m^3\,3hr^{-1}$ em Kamp91 e de até 5000 $m^3\,3hr^{-1}$ em Cerc84. Após esse horário, o TSL tende a diminuir até às 18Z do dia 17 de abril de 1981. A partir das 21Z o TSL começa a aumentar novamente, fato que ocorre devido a intensificação das ondas pela passagem do ciclone conforme descrito anteriormente. Assim, no dia 18 às 12Z são observados os valores mais significativos de TSL, sendo Bayr07 de até 750 $m^3\,3hr^{-1}$, Kamp91 próximo a 1200 $m^3\,3hr^{-1}$ e Cerc84 de aproximadamente 7500 $m^3\,3hr^{-1}$. A partir das 15Z o TSL começa a diminuir de forma acintosa, sendo observado valores menos expressivos até o fim do período analisado.

No ponto P2 (Figura 8.16) observa-se TSL negativo em todos os casos analisados. As formulações apresentam TSL médio de -30 $m^3\,3hr^{-1}$ em Bayr07, de -20 $m^3\,3hr^{-1}$ em Kamp91 e de -300 $m^3\,3hr^{-1}$ em Cerc84, do dia 14 até às 15Z do dia 17. A partir das 18Z as formulações apresentam uma queda expressiva, assim, o dia 18 é o que apresenta TSL negativo mais significativo, sendo Bayr07 de -60 $m^3\,3hr^{-1}$, Kamp91 de aproximadamente -35 $m^3\,3hr^{-1}$ e Cerc84 de até -650 $m^3\,3hr^{-1}$. Esse padrão é observado até o dia 19 às 09Z, onde os valores começam a tender a zero até o dia 22.

Na parte central da praia de Camburi, ponto P3 (Figura 8.16), as características de TSL observadas são similares ao ponto P2, no entando são mais expressivas. Assim como em P2, o TSL negativo é observado durante todo o período analisado, sendo o dia 18 de valores mais significativos. Nesse dia Bayr07 apresenta TSL de -150 $m^3\,3hr^{-1}$, Kamp91 de em média -50 $m^3\,3hr^{-1}$ e Cerc84 de aproximadamente -1500 $m^3\,3hr^{-1}$. A partir do 19 nota-se que os valores de TSL tornam-se menos expressivos tendendo a zero no fim do dia 22 de abril de 1981.

No ponto P4 as três formulações convergem para um TSL positivo (Figura 8.16). Nota-se que os valores tendem a ser mais significativos a partir do dia 17 de abril de 1981. No período de máximos, dia 18 às 03Z, Bayr07 resulta em valores de TSL

próximos a 60 $m^3\,3hr^{-1}$, Kamp91 de em média 90 $m^3\,3hr^{-1}$ e Cerc84 de aproximadamente 600 $m^3\,3hr^{-1}$. A partir do dia 19 observa-se uma queda expressiva do TSL nas três formulações, sendo Kamp91 o que apresenta uma curva mais acintosa.

No ponto P5 (Figura 8.6) os resultados de TSL apresentam características similares ao ponto P4. Desta forma, os resultados de TSL positivo mais expressivos são observados também no dia 18 às 03Z, sendo Bayr07 de 70 $m^3\,3hr^{-1}$, Kamp91 de até 150 $m^3\,3hr^{-1}$ e Cerc84 de até 1000 $m^3\,3hr^{-1}$. A partir das 06Z nota-se que o TSL decai significativamente até o fim do período analisado nas três formulações, sendo próximo a zero no dia 22 de abril de 1981.

Como observado principalmente no caso 2, a direção das ondas e a forma da BES tem influência direta no transporte de sedimentos. Entre os dias 17 às 15Z e 19 às 18Z, nota-se que a mudança do padrão de ondas, que antes do dia 17 eram oriundas principalmente do ciclone extratropical (ondas de sudeste) e depois passaram a ser influenciados pela ciclogênese (ondas de nordeste e mais intensas), influenciou o TSL na BES.

Na Tabela 8.4 são apresentadas as taxas de TSL estimadas durante os dias 17 e 19 de abril de 1981 para os três d_{50} (Tabela 8.1), onde segundo a descrição do campo de ondas e vento foram os dias de maior influência da ciclogênese que deslocou a partir do litoral de SP até o sul da BA. Nota-se que devido a direção das ondas o TSL é menor no ponto P1 e maior nos pontos P4 e P5 se comparados com o caso 2. Nos pontos P1, P4 e P5 todas as fórmulas utilizadas para a estimativa do TSL pelo modelo ESTSED apresentaram transporte para direita, assim, baseado nos estudos de Albino et al. (2006) e Carmo (2006) pode-se inferir o processo costeiro de progradação costeira. Por outro lado, nos ponto P2 e P3 o TSL estimado no modelo ESTSED aponta transporte para esquerda, podendo assim associá-lo o processo costeiro inverso, erosão.

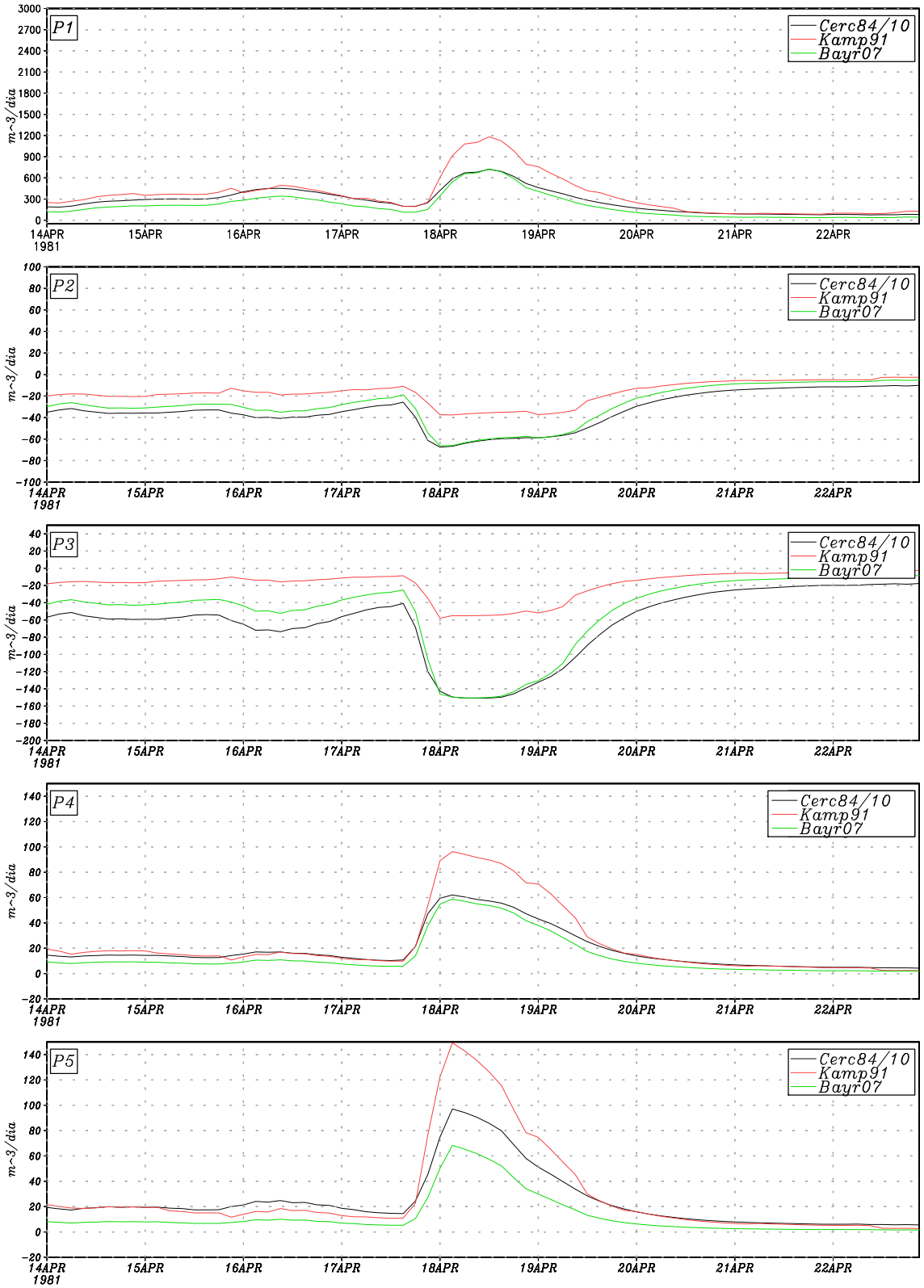

Figura 8.16 - Transporte de sedimentos longitudinal oriundo do modelo ESTSED para d_{50}=0,5 mm nos pontos P1, P2, P3, P4 e P5 entre os dias 14 e 22 de abril de 1981.

Tabela 8.4 - Taxa líquida do TSL ($m^3\,dia^{-1}$) entre os dias 17 e 19 de abril de 1981 (Caso 5) nos pontos P1, P2, P3, P4 e P5.

D_{50}	**0,2 mm**		**0,5 mm**			**1 mm**	
	Kamp91	*Bayr07*	*Cerc84*	*Kamp91*	*Bayr07*	*Kamp91*	*Bayr07*
P1	14951,90	16678,80	76962,40	11890,80	6820,88	9998,94	5812,93
P2	-673,86	-1963,18	-9599,27	-535,90	-914,84	-450,64	-807,65
P3	-915,68	-4103,94	-20777,20	-728,21	-1962,49	-612,35	-1743,53
P4	1355,84	1298,00	7338,51	1078,26	638,03	906,71	570,55
P5	1736,13	1233,77	9626,56	1380,69	596,67	1161,02	531,53

8.2 Considerações finais

Baseado na estimativa do TSL para os casos 1, 2 e 5, observou-se que as formulações de Bayr07 e Cerc84 apresentam curvas similares principalmente quando o TSL é negativo, no entanto Cerc84 é da ordem de 7 a 10 vezes maior, fato que pode estar relacionado diretamente à características como diâmetro médio do sedimento, rampa praial e outras considerações inseridas na fórmula Kamp91 (WELLEN et al., 2000) e Bayr07. Observou-se também que a fórmula de Kamphuis (1991) tende a apresentar valores menos expressivos quando o TSL é negativo se comparada a de Bayram et al. (2007). Como mencionado na metodologia, a fórmula de Bayram et al. (2007) é mais sofisticada em termos físicos pois leva em consideração características do sedimento transportado e o transporte paralelo por uma corrente média devido a quebra das ondas. Portanto, na teoria a fórmula Bayr07 é a mais recomendada para aplicações na BES.

É importante ressaltar que as fórmulas aplicadas no modelo ESTSED tem o objetivo de estimar o TSL, estando então sujeitas a erros. Deve-se ressaltar também que efeitos como a interação com o transporte perpendicular, condições morfológicas, maré e vento não são consideradas nas formulações, entretanto podem influenciar de forma direta o transporte de sedimentos longitudinal. Apesar das três equações serem validadas em diversos estudos como em Bayram et al. (2007), Smith et al. (2009), Tomasicchio et al. (2012), entre outros, não foram encontrados dados de campo sobre a BES para a validação desse estudo.

Na Tabela 8.5 são apresentados os processos costeiros associados a estimativa de TSL no modelo ESTSED. No ponto P1, nos três casos analisados observou-se o

processo de progradação principalmente quando a direção das ondas é do quadrante leste, mostrando assim uma tendência de transporte de sedimentos da plataforma continental para dentro da BES e da BVT, como observado também no estudo de Carmo (2006). Nos pontos P4 e P5 observou-se também o processo de progradação costeira e está relacionado com a difração das ondas devido ao quebra-mares do Porto de Tubarão. Os pontos P2 e P3 foram classificados como de erosão costeira e está relacionado também ao Porto de Tubarão, fato que como observado por Albino et al. (2006) alterou a morfologia do fundo da BES e o padrão de direção das ondas incidentes.

Tabela 8.5 - Processos costeiros associados a estimativa de TSL do modelo ESTSED resultante dos casos 1, 2 e 5.

	Caso 1	**Caso 2**	**Caso 5**	**Processo costeiro**
P1	Progradação	Progradação	Progradação	Progradação
P2	Erosão	Erosão	Erosão	Erosão
P3	Erosão	Erosão	Erosão	Erosão
P4	Progradação	Progradação	Progradação	Progradação
P5	Progradação	Progradação	Progradação	Progradação

Os resultados de TSL e os processos costeiros inferidos nesse estudo necessitam ser validados com dados de campo para uma maior representatividade dos processos costeiros atuantes na BES.

9 CONCLUSÃO

Neste trabalho foram investigados o padrão sazonal do clima de ondas, os eventos extremos no litoral brasileiro e o transporte de sedimentos longitudinal durante a ocorrência de eventos extremos na Baía do Espírito Santo, todos através de simulações numéricas. Essas análises se mostraram de grande relevância uma vez que há poucos trabalhos na literatura que abordam o clima de ondas e o transporte de sedimentos longitudinal no HS, especialmente no Brasil. Outro ponto importante a ser destacado é que este trabalho, diferente de outros anteriores, abrangeu o clima de ondas por estações do ano e investigou os fatores climáticos que influenciam as ondas e possivelmente o transporte de sedimentos no litoral brasileiro.

A análise do *hindcast* WW3 proporcionou a visualização dos principais padrões do clima de ondas global, a distribuição das ondas no globo e como estas variam na escala intrasazonal. As principais regiões com máximos de alturas de ondas foram identificadas nos cinturões de latitudes médias, sendo mais ativa no hemisfério de inverno devido a intensificação dos ventos e dos ciclones extratropicais, como também observado por (CHAWLA et al., 2012). O hemisfério sul apresentou maiores alturas de ondas durante o ano, por outro lado, o hemisfério norte tem maior variabilidade entre verão e inverno. Os ventos alísios apresentaram um papel importante na manutenção do clima de ondas das regiões tropicais. Fenômenos de escala climática como as monções asiáticas foram simulados pela reanálise CFSR e consequentemente pelo modelo WW3, mostrando a influência no comportamento das ondas oceânicas. Fenômenos de menor escala como furacões foram previstos e simulados no campo de ondas, no entanto o *hindcast* WW3 não conseguiu prever a intensidade das ondas devido a subestimativa dos ventos a 10 m da superfície do CFSR (SAHA et al., 2010).

A validação dos resultados do *hindcast* WW3 com dados de boias do NDBC se mostrou condizente com as cinco regiões estudadas no Atlantico e Pacífico, sendo altamente satisfatória se comparada com validações do modelo operacional do NCEP, como a de Tolman (2002b) e Chawla et al. (2009). As técnicas de validação de modelos de ondas utilizadas nesse trabalho foram aplicadas por diversos autores e centros de pesquisa ao redor do mundo (SAULTER, 2012). O modelo WW3 representou muito bem o clima de ondas das regiões estudadas, identificando as principais variações sazonais e anuais, como mostrado também por Chawla et al. (2012). Assim, os resultados do experimento HWW3 podem ser considerados como o estado da arte

na representação do clima de ondas global, pois utiliza como forçantes o vento e gelo do mais atualizado sistema de reanálise, o CFSR/NCEP (SAHA et al., 2010), e a versão mais atualizada do modelo de terceira geração WW3.

Um estudo mais detalhado do clima de ondas e da distribuição de eventos extremos no litoral brasileiro revelou uma nova classificação, a qual pode ser dividida em cinco partes:

a) Litoral voltado para o HN (LHN): abrange o litoral do Amapá (AP), PA, MA, CE e parte do RN. O clima de ondas é quase constante e ocorrem poucos eventos extremos ao longo do ano, o que de fato caracteriza a região. A frequência de eventos extremos de HSG é muito baixa sobre LHN, logo ela é classificada como categoria 1 de intensidade.

b) Litoral região Nordeste voltado para África (LNA): composta pelo litoral leste do RN, PB, PE, AL, SE e BA (com excessão do litoral sul). O clima de ondas tem pouca variação anual, ao redor de 1 m, e ocorrem poucos eventos extremos. A frequência de eventos extremos de ondas é baixa sobre LNA, assim, foi classificado como categoria 2 de intensidade de eventos extremos. Em termos de energia das ondas, esse litoral é o que apresenta menor variação anual e plataforma continental estreita, logo, como já observado nos trabalhos de Carvalho (2010) e Dias da Silva e Innocentini (2011) é considerado o melhor local para a instalação de usinas de ondas.

c) Litoral sul da BA até o norte do RJ (LER): região que abrange o litoral sul da BA, ES e norte do RJ (até a altura do município de Campo dos Goytacazes). O clima de ondas nessa região apresenta características dos sistemas que atuam no LNA e nas latitudes médias, como sistemas frontais e ciclones extratropicais. O LER foi classificado como categoria 3 de intensidade de eventos extremos, pois em JJA a frequência de eventos extremos de ondas é moderada, podendo chegar a mais de 4 m.

d) Litoral centro-sul do RJ até norte de SC (LRS): faixa litorânea que abrange o centro-sul do RJ, SP, PR e litoral norte de SC (ao norte de Florianópolis). O padrão de ondas nessa região é bem definido, sendo JJA (DJF) os de maiores (menores) HSG observadas. Além de JJA, durante a primavera (SON) são observados ainda muitos eventos extremos de ondas, o que faz LRS ser classificado como categoria 4 de intensidade de eventos extremos,

podendo atingir mais de 5 m. Entre o final de maio a outubro, observa-se a ocorrência do fenômeno de ressaca, que em geral, acontece devido a passagem de frentes frias e, consequentemente, dos fortes ventos ocasionados ao sistema.

e) Litoral sul de SC e RS (LSR): abrange o litoral sul de SC e RS. Assim como no LRS, o LSR também apresenta um clima de ondas bem definido, sendo o litoral onde são observadas a maior quantidade de eventos extremos e alturas de ondas de mais de 6 m. O LSR é classificado como categoria 5 de intensidade de eventos extremos, pois além do elevado padrão de HSG, pode ocorrer também sistemas raros e mais energéticos, como por exemplo, o furacão Catarina. Assim, o LSR é também o de maior variabilidade sazonal observada no extenso litoral brasileiro.

Além da nova classificação do clima de ondas no litoral brasileiro, a análise sazonal proporcionou também a identificação dos fenômenos de escala climática que influenciam o campo de ondas no Atlântico Sul, como a Oscilação Madden-Julian e o El Niño Oscilação Sul. A influência dos fenômenos climáticos sobre o clima de ondas é um tópico ainda pouco explorado, o que ressalta a relevância dos resultados apresentados neste trabalho. Na escala interanual, as anomalias de HSG indicaram uma inversão do sinal, positiva para anos de El Niño e negativa para anos de La Niña, o que é consistente com resultados de trabalhos anteriores sobre a maior ocorrência de ciclogêneses no Atlântico Sul, como o de Silva e Ambrizzi (2010).

Após descrever o clima de ondas e selecionar a área de estudo, a Baía do Espírito Santo, foi desenvolvido um algoritmo para a classificação de eventos severos de ondas por classes (3, 4 e 5 metros) e por anos, a qual se mostrou conclusiva pois em anos do fenômeno EN a ocorrência de eventos mais significativos, acima de 5 metros, é maior. Por outro lado, apesar de os anos de LN moderado e forte apresentarem anomalias negativas de HSG (seção 6.3), os fortes sistemas frontais que penetram pelo continente em direção as latitudes tropicais associados a um ciclone geram ondas entre 3 e 4 metros. Um outro padrão importante observado é que em anos com maior ocorrência de ciclogêneses, como por exemplo 1984 (GAN; RAO, 1991), ocorrem mais casos severos de ondas.

Foram então selecionados 3 casos para a simulação das ondas em águas rasas com o modelo SWAN e a estimativa do transporte de sedimentos longitudinal com o modelo

ESTSED. Nessa análise foram abordados diferentes aspectos acerca das simulações numéricas, como os efeitos de difração das ondas ocorridas devido ao quebra-mares do Porto de Tubarão, a refração das ondas em águas costeiras e a importância da direção das ondas. Em função disso, os experimentos de estimativa do TSL indicaram que as características das ondas que adentram a BES e a BVT tem um papel muito importante no transporte de sedimentos longitudinal. Foi identificado que a entrada da BVT (ponto P1), parte leste da praia de Camburi (Ponto 4) e a área atrás do Porto de Tubarão (Ponto 5) apresentam TSL positivo (TSL para direita) e podem ser associados a um perfil de progradação costeira, por outro lado, a parte oeste e central da praia de Camburi, pontos 2 e 3 respectivamente, apresentam TSL negativo (TSL para esquerda) e são associados a um perfil de erosão costeira. Mesmo não sendo possível realizar a validação dos resultados devido a indisponibilidade de dados de campo, os processos costeiros associados a estimativa do TSL com o modelo ESTSED estão em concordância com os trabalhos de Albino et al. (2006) e Carmo (2006).

Finalmente, sugere-se como pesquisa para trabalhos futuros medidas do transporte de sedimentos na BES para a validação das equações do USACE (1984), Kamphuis (1991) e Bayram et al. (2007) utilizadas no modelo ESTSED. Uma outra linha de pesquisa seria a inclusão de efeitos como a interação com o transporte perpendicular, maré, características morfológicas do fundo e vento nas formulações, os quais podem influenciar de forma direta o transporte de sedimentos longitudinal. Notou-se também que as formulações apresentam certas tendências no transporte de sedimentos, assim, uma terceira linha de pesquisa seria a utilização de métodos matemáticos e computacionais para encontrar novos coeficientes de calibração.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, A. S. **Utilização de imagens de satélites no estudo das ciclogêneses e ciclones e suas influências sobre o estado do Rio Grande do Sul em episódios de El niño e La niña forte.** Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul, 2006. 136, 140

ALBINO, J.; GIRARDI, G.; NASCIMENTO, K. A. **Erosão e progradação do litoral brasileiro**: Espírito Santo. [S.l.: s.n.], 2006. 227-264 p. 51, 63, 152, 155, 162, 171, 174, 178

ALBINO, J. et al. **Processos atuais de sedimentação marinha e praial do litoral de Vitória, ES.** Espírito Santo: FACITEC e Prefeitura Municipal de Vitória, 2001. (Relatório n. 198.2506/ 2000). 61

BATTJES, J. A. Shallow water wave modelling. In: INT. SYMP. WAVES - PHYSICAL AND NUMERICAL MODELLING, 1994, Vancouver, Canada. Vancouver, 1994. p. 1–23. 20, 50

BATTJES, J. A.; JANSSEN, J. P. F. M. Energy loss and set-up due to breaking of random waves. In: 16TH INT. CONF. COASTAL ENG. [S.l.], 1978. ASCE, p. 569–587. 35

BAYRAM, A.; LARSON, M.; HANSON, H. A new formula for the total longshore sediment transport rate. **Coastal Engineering**, v. 54, p. 700–710, 2007. 56, 57, 59, 61, 62, 152, 173, 178

BIDLOT, J. R. Present status of wave forecasting at ECMWF. In: 2012 ECMWF WORKSHOP ON "OCEAN WAVES". Reading, United Kingdom, 2012. p. 42. 44

BJERKNES, V.; SOLBERG, H. Life cycle of ciclones and the polar front theory of atmospheric circulation. **Geofysiske Publikasjoner**, v. 3, n. 1, p. 3–18, 1922. 9

BOOIJ, N.; HOLTHUIJSEN, L.; RIS, R. The SWAN wave model for shallow water. In: PROC. 25TH INT. CONF. COASTAL ENGNG. Orlando, USA, 1996. p. 668–676. 22, 52

BRUUN, P. Sea-level rise as a cause of shore erosion. **Journal of the Waterways and Harbors Division**, v. 88, p. 117–130, 1962. 26

CANCIAN, T. B. **Evolução recente e predição da linha de costa da praia de Camburi - Vitória - ES**. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, Espírito Santo, 2009. 190, 191, 192, 193, 194

CARMO, D. A. **Aplicação do modelo de tendências granulométricas (GSTA) para determinação do padrão de transporte de sedimento na Baía do Espírito Santo, Vitória - ES**. 62 p. Dissertação (Monografia) — Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, Espírito Santo, 2006. 145, 152, 155, 162, 171, 174, 178

CARVALHO, J. T. **Simulação da distribuição de energia das ondas oceânicas ao largo do litoral brasileiro**. 167 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010-10-04 2010. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19/2010/09.27.19.33>. Acesso em: 13 fev. 2012. 2, 31, 47, 136, 137, 138, 139, 176

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; SILVA DIAS, M. A. F. **Tempo e Clima no Brasil.** São Paulo, Brasil: Oficina de Textos, 2009. 463 p. 13, 93, 94, 99, 104, 105, 127, 132, 137

CHAWLA, A.; STIVE SPINDLER, D. M.; TOLMAN, H. L. Validation of a thirty year wave hindcast using the Climate Forecast System Reanalysis winds. **Ocean Modelling**, 2012. 43, 82, 88, 91, 175

CHAWLA, A.; TOLMAN, L. H.; HANSON, J. L.; DEVALIERE, E.-M.; GERALD, V. M. Validation of a Multi-Grid WAVEWATCH III Modeling System. In: 11TH WAVES FORECASTING AND HINDCASTING WORKSHOP. Halifax Nova Scotia, 2009. 91, 175

COOPER, J. A. G.; PILKEY, O. H. Sea-level rise and shoreline retreat: time to abandon the bruun rule. **Global and Planetary Change**, v. 43, n. 3-4, p. 157–171, 2004. ISSN 0921-8181. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818104001195>. 27

COWELL, P. J.; STIVE, M. J. F. et al. The Coastal-Tract (Part 2): Applications of aggregated modelling to lower-order coastal change. **J. Coast. Res.**, v. 19, n. 4, p. 828–848, 2003. 27

CPTEC. **Boletim Técnico**: Grupo de previsão de tempo. Cachoeira Paulista, 2012. Disponível em: <http://tempo.cptec.inpe.br/bol_tecnico.shtml>. Acesso em: 11 de Setembro de 2012. 142, 146, 147

Dias da Silva, P. E.; INNOCENTINI, V. Climatologia da energia de ondas para o atlântico sul entre os anos de 1960 a 2000. In: IV SIC - SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE CLIMATOLOGIA. João Pessoa, Paraíba, Brasil, 2011. 14, 136, 138, 176

DILLENBURG S.R.; HESP, P. **Geology and Geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil**. Berlim: Springer, 2009. 253-288 p. Lecture Notes in Earth Sciences, Vol. 107. 1, 23

EMANUEL, K. A. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. **Nature**, v. 436, p. 686–688, 2005. 13, 41

ESCOBAR, G. et al. **Meteorologia Sinótica Prática**: Ciclogêneses na América do Sul. Cachoeira Paulista, pages = 37,: CPTEC, 2010. 104, 118

FERREIRA, N. J.; SANCHES, M. B.; Silva Dias, M. A. F. Composição da Zona de Convergência do Atlântico sul em períodos de El Niño e La Niña. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 1, p. 89–98, 2004. 136

FLORENZANO, T. G. **Geomorfologia**: Conceitos e tecnologias atuais. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. 318 p. 3

FOLHA DE SÃO PAULO. **Ondas gigantes provocam prejuízos em Fernando de Noronha (PE).** 2013. Disponível em: <http://www1.folha.uol.com.br/cotidiano/1215980-ondas-gigantes-provocam-prejuizos-em-fernando-de-noronha-pe.shtml>. Acesso em: 17 de Janeiro de 2013. 8

GALLEGO, D.; RIBERA, P.; GARCIA-HERRERA, R.; HERNANDEZ, E.; GIMENO, L. A new look for the Southern Hemisphere jet stream. **Climate Dynamics**, Springer Berlin / Heidelberg, v. 24, p. 607–621, 2005. ISSN 0930-7575. 10.1007/s00382-005-0006-7. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-005-0006-7>. 13

GAN, M.; RAO, V. Surface Ciclogenes over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 1293–1303, 1991. 9, 10, 104, 132, 140, 144, 177

HALLDIN, M. **Intertropical Convergence Zone**. 2012. Disponível em: <http://en.wikipedia.org/wiki/Intertropical_Convergence_Zone>. Acesso em: 10 de Dezembro de 2012. 12

HANSON, J. L.; PHILLIPS, O. M. Wind Sea Growth and Dissipation in the Open Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 29, n. 33, p. 1633–1643, 1999. 18, 47, 139

HASSELMANN, K. et al. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). **Ergaenzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift**, v. 12, p. 95, 1973. 7, 22, 34

HASSELMANN, S.; HASSELMANN, K. Computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum, Part I: A new method for effcient computations of the exact nonlinear transfer integral. **Journal of Physical Oceanography**, v. 15, p. 1369–1377, 1985. 22, 35

HOLTHUIJSEN, L.; HERMAN, A.; BOOIJ, N. Phase-decoupled refraction-diffraction for spectral wave models. **Coastal Engineering**, v. 49, n. 4, p. 291 – 305, 2003. ISSN 0378-3839. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383903000656>. 21

HOLTHUIJSEN, L.; RIS, R.; BOOIJ, N. A verification of the third-generation wave model SWAN. In: 5TH INTERNATIONAL WORKSHOP ON WAVE HINDCASTING AND FORECASTING. Melbourne, Florida, 1998. p. 223–230. 52

HOLTHUIJSEN, L. H. **Waves in Oceanic and Coastal Waters**. New York: Cambridge, 2007. 405 p. 1, 5, 6, 15, 16, 17, 18, 20

HSU S.A.; MARTIN, M.; BLANCHARD, B. An evaluation of the USACE deepwater wave prediction techniques under hurricane conditions during Georges in 1998. **Journal of Coastal Research**, v. 16, p. 823–829, 2000. 13

IG. **Ressaca nas praias do Rio de Janeiro.** 2011. Disponível em: <http://especiais.ig.com.br/zoom/ressaca-nas-praias-do-rio-de-janeiro>. Acesso em: 25 de Novembro de 2012. 8

INNOCENTINI, V.; PRADO, S. C. S. C.; PEREIRA, C. S.; ARANTES, F. O.; BRANDÃO, I. N. Ocorrência de vagas no arquipélago de São Pedro e São Paulo: caso de 24 de outubro de 1999. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 16, n. 2, p. 177–186, 2001. 12, 14

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Censo 2010**. Brasil, 2010. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br>. Acesso em: 02 de Novembro de 2012. 48

_____. **Estimativa Populacional 2011**. Brasil, 2011. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br>. Acesso em: 02 de Novembro de 2012. 49

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate change 2007**: the physical science basis. contribution of working group i to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge, United Kingdom, 2007. Disponível em: <http://www.grida.no/publications/other/ipcc_tar/>. 2, 13

KAMPHUIS, J. Alongshore sediment transport rate. **J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng**, v. 117, n. 6, p. 624–640, 1991. 57, 59, 62, 152, 173, 178

KAYANO, M.; KOUSKY, V. Intraseasonal (30-60 day) variability in the global tropics: principal modes and their evolution. **Tellus**, v. 51A, p. 373–386, 1999. 127

KIM, Y. **Handbook of Coastal and Ocean Engineering**. California State University, Los Angeles, USA: World Scientific, 2009. 1190 p. 13, 27, 28, 29, 30, 55

KOMAR, P. D.; GAUGHAN, M. K. Airy wave theory and breaker height. In: PROCEEDINGS OF THE 13TH COASTAL ENGINEERING CONFERENCE. USA: American Society of Civil Engineers, 1973. p. 405–418. 58, 63

KOMEN, G.; CAVALERI, L.; DONELAN, M.; HASSELMAN, K.; HASSELMAN, S.; JANSSEN, P. **Dynamics and Modelling of Ocean Waves.** Cambridge: Cambridge University Press, 1994. 15

MADDEN, R.; JULIAN, P. Observations of the 40-50-day tropical oscillation - A review. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 814–837, 1994. 127

MARINHA DO BRASIL. **Carta Sinótica**. Rio de Janeiro, Brasil, 2012. Disponível em: <https://www.mar.mil.br/dhn/chm/meteo/prev/cartas/cartas.htm>. Acesso em: 10 de Setembro de 2012. 142

MCAVOY, L.; RODGER, D. **Coffs harbour sediment modelling and investigation.**: Griffith university. Gold Coast, Australia, 2011. 61, 152

MCTAGGART-COWAN, R.; BOSART, L.; DAVIS CHRISTOPHER, A.; ATALLAH, E.; GYAKUM, J.; EMANUEL, K. Analysis of Hurricane Catarina (2004). **Monthly Weather Review**, American Meteorological Society, v. 134, n. 11, p. 3029–3053, 2006. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1175/MWR3330.1>. 75, 76, 77

MELLO, E.; GONZALES, J. A. Coastal erosion at Camburi Beach (Vitória, Brazil) and its possible relation to port works. In: PROCEEDINGS OF THE COPEDEC IV INTERNATIONAL CONFERENCE ON COASTAL AND PORT ENGINEERING IN DEVELOPMENT COUNTRIES. Rio de Janeiro, 1995. p. 397–411. 51, 61, 150, 162

MILES, J. On the generation of surface waves by shear flows. **Journal of Fluid Mechanical**, University of California, Los Angeles, v. 22, p. 185–204, 1957. 6, 22

MILITELLO, A.; KRAUS, N. Numerical Simulation of Sediment Pathways at an Idealized Inlet and EBB Shoal. **Conference paper**, p. 15, 2003. 2

MOYSES, M. G.; GOYA, S. V. C. Y. Processos costeiros condicionantes do litoral brasileiro. **Revista do Departamento de Geografia (USP)**, v. 17, p. 11–23, 2005. 14, 23, 24, 137

MUEHE, D. Estado morfodinâmico praial no instante da observação: uma alternativa de identificação. **Revista Brasileira de Oceanografia.**, v. 46, n. 2, p. 157–169, 1998. 24

_____. Critérios morfodinâmicos para o estabelecimento de limites da orla costeira para fins de gerenciamento. **Revista Brasileira de Geomorfologia.**, v. 2, n. 1, p. 35–44, 2001. 26

NATIONAL DATA BUOY CENTER. **Handbook of Automated Data Quality Control Checks and Procedures**: Ndbc technical document 09-02. Stennis Space Center, Mississippi, 2009. 3, 81, 82, 84, 88

PHILANDER, S. G. (Ed.). [S.l.]: Academic Press, 1990. 283 p. (International Geophysics, v. 46). ISSN 0074-6142. 127

PHILLIPS, O. On the generation of wave by turbulence wind. **Journal of Fluid Mechanical**, v. 2, p. 417–445, 1957. 6, 22

PIERSON, W. **Practical methods for observing and forecasting ocean waves by means of wave spectra and statistics.** USA: Hydrographic Office, 1995. 491 p. 21

PIUMBINI, P. P. **Clima de ondas de gravidade e estado de agitação marítima em ambientes marinhos do Espírito Santo**. 108 p. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, Espírito Santo, 2009. 150

PONTE, F.; ASMUS, H. Geological framework of the Brazilian continental margin. **Geologische Rundschau**, v. 67, p. 235, 1978. 24

PRATA, P. M. **Variação textural dos sedimentos da praia de Camburi - Vitória - ES após o engordamento artificial**. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, Espírito Santo, 2005. 51, 61, 63, 145

REBOITA, M.; ROCHA, R.; AMBRIZZI, T.; SUGAHARA, S. South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3). **Climate Dynamics**, Springer-Verlag, v. 35, p. 1331–1347, 2010. ISSN 0930-7575. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-009-0668-7>. 10, 104, 140

ROGERS, W.; HWANG, P.; WANG, D. Investigation of wave growth and decay in the SWAN model: three regional-scale applications. **JPO**, v. 33, p. 366–389, 2003. 52

SAHA, S. et al. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **Bulletin American Meteorology Society**, v. 91, n. 10.1175/2010BAMS3001.1, p. 1015–1057, 2010. 33, 65, 77, 81, 88, 92, 138, 175, 176

SAULTER, A. Current and future verification methods. In: 2012 ECMWF WORKSHOP ON "OCEAN WAVES". Reading, United Kingdom, 2012. p. 30. 91, 175

SEMEDO, A. et al. A Global View on the Wind Sea and Swell Climate and Variability from ERA-40. **Journal of Climate**, v. 24, p. 1461–1479, 2011. 2, 73, 93

SHORT, A. D. A survey of australian beaches. In: COASTAL SEDIMENTS 2003. Clearwater, Florida, 2003. 27

SILVA DIAS, P.; SILVA DIAS, M.; SELUCHI, M.; DINIZ, F. O ciclone Catarina: análise preliminar da estrutura, dinâmica e previsibilidade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. Florianópolis, Santa Catarina, 2006. p. 11. 74, 75, 77

SILVA, G.; AMBRIZZI, T. Summertime moisture transport over Southeastern South America and extratropical cyclones behavior during inter-El Niño events. **Theoretical and Applied Climatology**, Springer Vienna, v. 101, p. 303–310, 2010. ISSN 0177-798X. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-009-0218-6>. 14, 128, 129, 136, 137, 177

SILVEIRA, J. D. Morfologia do litoral. **Brasil: a terra e o homem**, v. 1, p. 253–305, 1964. 24, 25, 137

SMITH, E. et al. Dependence of total longshore sediment transport rates on incident wave parameters and breaker type. **Journal of Coastal Research**, v. 25, n. 3, p. 675–683, 2009. 61, 62, 152, 173

SPLINTER, K.; GOLSHANI, A.; STUART, G.; TOMLINSON, R. Spatial and temporal variability of longshore transport along Gold Coast, Australia. In: PROCEEDINGS COASTAL ENGINEERING, 32., 2011, Australia. Australia, 2011. ISSN 2156-1028. Disponível em: <http://journals.tdl.org/icce/index.php/icce/article/view/1163>. 61

STIVE, M. How important is global warming for coastal erosion? **Climatic Change**, Springer Netherlands, v. 64, p. 27–39, 2004. ISSN 0165-0009. 10.1023/B:CLIM.0000024785.91858.1d. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1023/B:CLIM.0000024785.91858.1d>. 27, 28, 55

STOPA, J. et al. Patterns and cycles in the Climate Forecast System Reanalysis wind and wave data. **Ocean Modelling**, v. 755, p. 14, 2012. 98, 134

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.; DOMINGUES, J.; FLEXOR, J.; AZEVEDO, A. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e sua implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências.**, v. 15, n. 4, p. 273–286, 1985. 24, 137

THE INTERNATIONAL RESEARCH INSTITUTE FOR CLIMATE AND SOCIETY (IRI). **ENSO and Climate**. Columbia University, 2012. Disponível

em: <http://iri.columbia.edu/climate/ENSO/globalimpact>. Acesso em: 21 de Dezembro de 2012. 127, 128, 132, 133, 142

TOLMAN, H. L. The numerical model WAVEWATCH: a third generation model for the hindcasting of wind waves on tides in shelf seas. **Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering.**, v. 89-2, p. 72, 1989. ISSN 0169-6548. 22, 32

_____. Effects of numerics on the physics in a third-generation wind-wave model. **Journal Physics Oceanografic**, v. 22, p. 1095–1111, 1992. 32

_____. Alleviating the garden sprinkler effect in wind wave model. **Ocean Mod.**, v. 4, p. 269–289, 2002. 41

_____. **Testing of WAVEWATCH III version 2.22 in NCEPs NWW3 ocean wave model suite.**: Technical note 214. Washington DC, 2002. 91, 175

_____. **User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 2.22.** [S.l.: s.n.], 2002. v. 222, 133 p. 31, 67

_____. **User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 3.14.** [S.l.: s.n.], 2009. v. 276, 194 p. 32, 36, 39, 53, 80, 86, 88

_____. A us nopp project to stimulate wave research. In: 2012 ECMWF WORKSHOP ON "OCEAN WAVES". Reading, United Kingdom, 2012. p. 26. 44, 91

TOLMAN, H. L.; CHALIKOV, D. Source terms in a Third-Generation Wind Wave Model. **Journal Physics Oceanografic**, v. 26, p. 2497–2518, 1996. 35

TOMASICCHIO, G.; DALESSANDRO F. AD BARBARO, G.; MALARA, G. General longshore transport model. **Coastal Engineering**, v. 71, p. 28–36, 2012. 56, 57, 59, 173

USACE. **Shore protection manual.** [S.l.: s.n.], 1984. v. 1, 656 p. 56, 57, 58, 62, 178

van RIJN, L. **Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas**. Netherlands: Aqua Publications, 1993. 715 p. 61

VINOTH, J.; YOUNG, I. Global estimates of extreme wind speed and wave height. **Journal of Climate**, v. 24, p. 1647–1665, 2011. 98

WEAVER, S.; WANG, W.; CHEN, M.; KUMAR, A. Representation of MJO variability in the NCEP Climate Forecast System. **Journal of Climate**, v. 24, p. 4676–4694, 2011. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1175/2011JCLI4188.1>. 127, 134

WEGGEL, J. R. Maximum breaker height. **Journal of the Waterways**, v. 98, p. 529–548, 1972. 58

WELLEN, E.; CHADWICK, A.; MASON, T. A review and assessment of longshore sediment transport equations for coarse-grained beaches. **Coastal Engineering**, v. 40, p. 243–275, 2000. 56, 57, 152, 153, 173

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2nd. ed. [S.l.]: Academic Press, 2006. 649 p. (International Geophysics, v. 91). ISSN 0074-6142. 43

YOUNG, I. Seasonal variability of the global ocean wind and wave climate. **International Journal of Climatology**, v. 19, n. 9, p. 931–950, 1999. ISSN 1097-0088. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199907)19:9<931::AID-JOC412>3.0.CO;2-O>. 21, 39, 41, 42, 73, 94, 98

ZHOU, Y.; HIGGINS, R.; KIM, H.-K. **Relationships Between El Niño-Southern Oscillation and the Arctic Oscillation: A Climate-Weather Link**. NCEP/Climate Prediction Center Atlas 8, 2001. Disponível em: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/outreach/atlas.shtml>. 127, 129, 132

ANEXO A - Evolução da praia de Camburi (Vitória - ES) entre os anos de 1970 a 2007

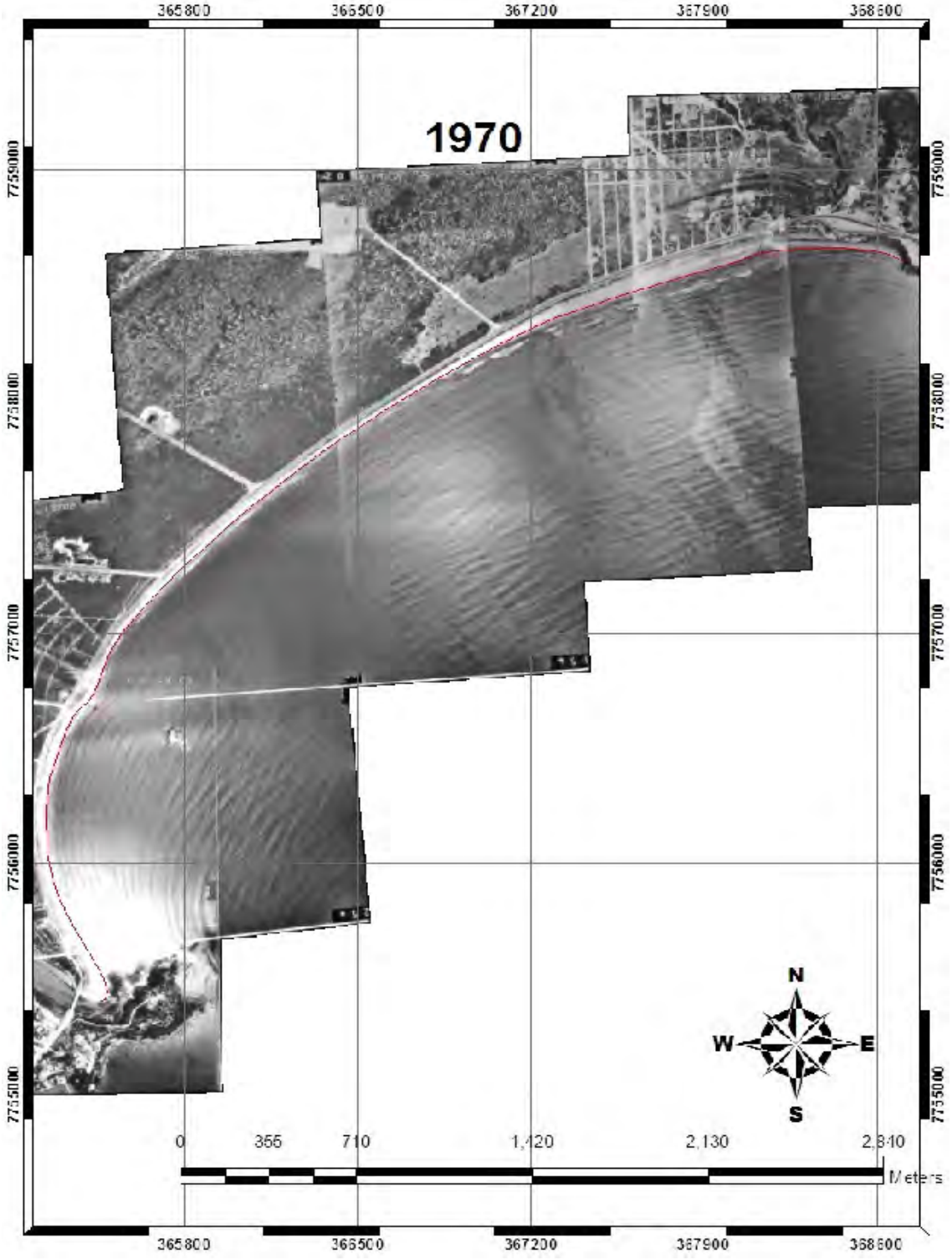

Figura A.1 - Evolução geográfica da praia de Camburi, Baía Espírito Santo - ES. Período: 1970.
Fonte: (CANCIAN, 2009). Fotos aéreas monocromáticas, escala original 1:8.000

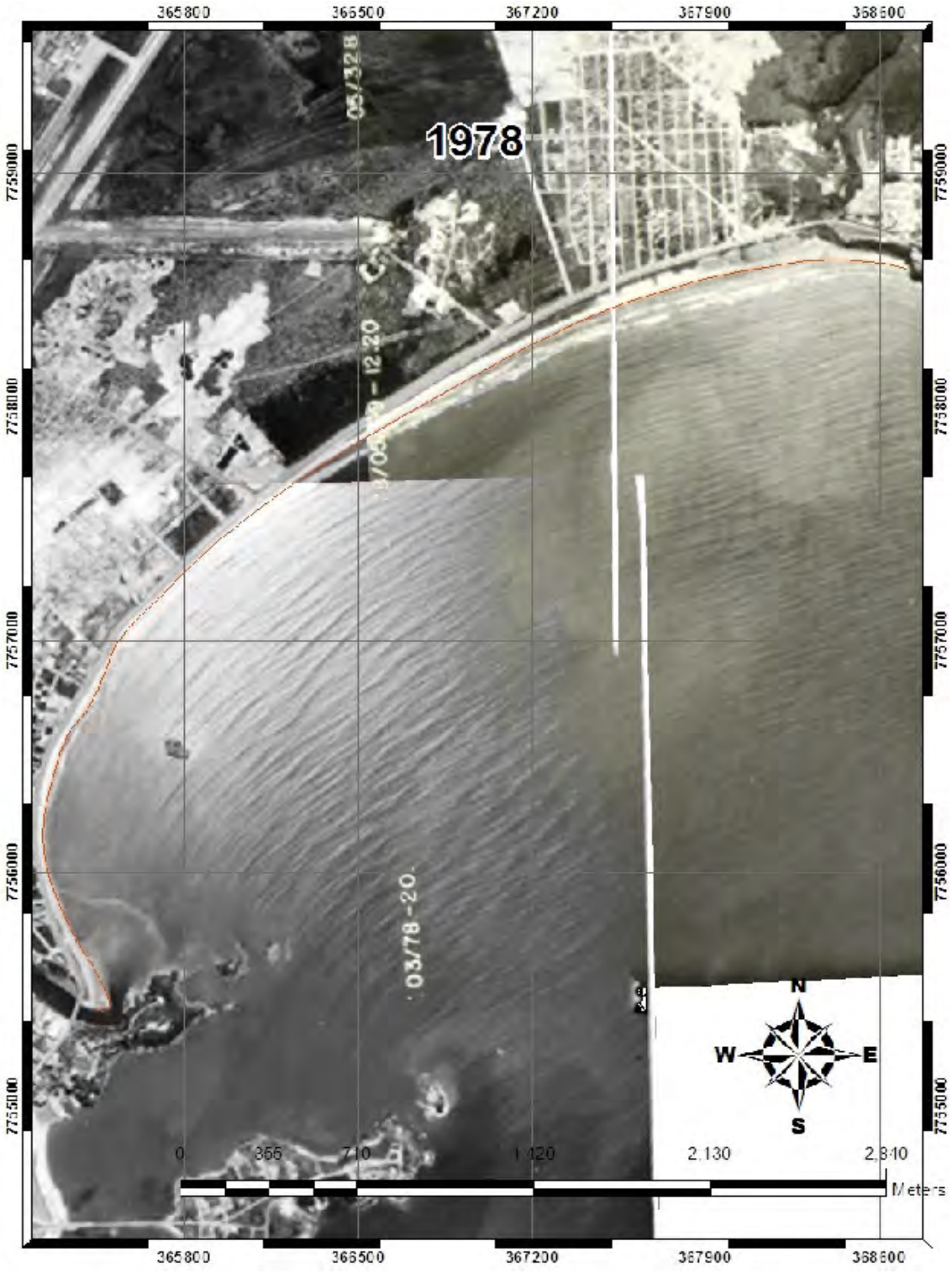

Figura A.2 - Evolução geográfica da praia de Camburi, Baía Espírito Santo - ES. Período: 1978.
Fonte: (CANCIAN, 2009). Fotos aéreas monocromáticas, escala original 1:20.000

Figura A.3 - Evolução geográfica da praia de Camburi, Baía Espírito Santo - ES. Período: 1986.
Fonte: (CANCIAN, 2009). Fotos aéreas monocromáticas, escala original 1:8.000

Figura A.4 - Evolução geográfica da praia de Camburi, Baía Espírito Santo - ES. Período: 1998.
Fonte: (CANCIAN, 2009). Fotos aéreas monocromáticas, escala original 1:10.000

Figura A.5 - Evolução geográfica da praia de Camburi, Baía Espírito Santo - ES. Período: 2007.
Fonte: (CANCIAN, 2009). Imagem georreferenciada

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.