Universidade Federal Fluminense Instituto de Geociências Departamento de Geologia Doutorado em Dinâmica dos Oceanos e da Terra

Jonas Takeo Carvalho

Efeitos da interação onda-corrente na região oceânica sudeste do Brasil

Niterói-RJ

2019

JONAS TAKEO CARVALHO

EFEITOS DA INTERAÇÃO ONDA-CORRENTE NA REGIÃO OCEÂNICA SUDESTE DO BRASIL

Tese apresentada ao Curso de Doutorado em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do Grau de Doutor. Área de Concentração: Oceanografia Física.

Orientador: Prof. Dr. ANDRÉ LUIZ BELÉM

JONAS TAKEO CARVALHO

EFEITOS DA INTERAÇÃO ONDA-CORRENTE NA REGIÃO OCEÂNICA SUDESTE DO BRASIL

Tese apresentada ao Curso de Doutorado em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do Grau de Doutor. Área de Concentração: Oceanografia Física.

Aprovada em 09 de Agesto = de 2019.

BANCA EXAMINADORA Prof. Dr. ANDRÉ LUIZ BELÉM - Orientador - UFF

Prof. Dr. MÁRCIO CATALDI - UFF

Prof. Dr. LUCIANO CARVALHO RAPAGNÃ - UFF

Prof. Dr. LUCIANO PONZI PEZZI - INPE

16

Dra. RAQUEL LEITE MELLO - REMO/CHM

Niterói-RJ

2019

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG Gerada com informações fornecidas pelo autor

C331e Carvalho, Jonas Takeo Efeitos da interação onda-corrente na região oceânica sudeste do Brasil / Jonas Takeo Carvalho ; André Luiz Belém, orientador. Niterói, 2019. 107 p. : il. Tese (doutorado)-Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2019. DOI: http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT .2019.d.29447912818 1. Interação onda-corrente. 2. Modelagem numérica hidrodinâmica e de ondas. 3. Espectro de ondas. 4. Modelagem acoplada. 5. Produção intelectual. I. Belém, André Luiz, orientador. II. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências. III. Título. CDD -

Bibliotecária responsável: Yolle Vacariuc Bittencourt - CRB7/6040

A lingua benigna é árvore de vida, mas a perversidade nela deprime o espírito.

Provérbios 15,4

Dedico esta Tese à minha família, em especial aos meus pais Carlos e Marisa e à minha esposa Vanessa.

Agradecimentos

Agradeço à Deus por prover, em todas as áreas da minha vida, condições para executar os planos previamente traçados, incluindo esta Tese. Agradeço aos meus pais pelo incessante e incondicional apoio, e à minha esposa por seu amor, paciência e cumplicidade independente das circunstâncias.

Também sou grato pelo Dr. Leandro Calado, que me apoiou no início desta jornada, e pelo Dr. Valdir Innocentini pelas conversas e sugestões principalmente relacionadas às análises das ondas. Agradeço ao meu orientador Dr. André Luiz Belém por suas sugestões, correções e principalmente pelo tratamento profissional, além da excelente recepção junto ao seu grupo de pesquisa.

Agradeço também ao coordenador do programa de pós-graduação Dr. José Antonio Baptista Neto, aos professores, e às secretárias Maristela e Larêssa pelo tratamento cordial e prestativo de sempre. Aos Comandantes e amigos Alvarenga e Reinert da Marinha do Brasil pelo incentivo inicial deste trabalho, e aos amigos do CPTEC, em especial ao Dr. Silvio Nilo pelo apoio, Kubota, Daiana, Bárbara, Rosio, Enver, Ariane, Denis, Lamosa, Valter, e Luiz Flávio pelas conversas, e momentos gastronômicos na copa da DMD.

Lista de Figuras

1.1	Movimento orbital idealizado e o movimento orbital real no oceano. Fonte:	
	Thomson Higher Education (<i>https://openlibrary.org</i>)	3
1.2	Correntes superficiais no Atlântico Sul (Fonte: Pezzi & Souza, 2009)	7
1.3	Sistema de correntes ao longo da margem continental brasileira (Fonte:	
	Soutelino, 2008)	8
1.4	Vórtice de Vitória (VV), Vórtice de Cabo de São Tomé (VCST) e Vórtice	
	de Cabo Frio (VCF). A e B significam centro de alta e baixa pressão,	
	respectivamente (Fonte: Calado, 2006)	9
2.1	(a) Fluxo de momentum em um fluido estacionário e (b) fluxo de momen-	
	tum com uma onda progressiva. ζ refere-se ao nível do mar, $v \in w$ referem-se	
	a velocidade orbital da onda e \boldsymbol{h} a profundidade (Fonte: Longuet-Higgins	
	& Stewart, 1964)	14
3.1	Batimetria da área Sudeste com o posicionamento das boias do PNBOIA	
	(3 pontos em azul) e os 8 pontos (em vermelho) são as localidades onde	
	foram adquiridas dados de CTD da campanha do INCT-PRO-OCEANO	31
3.2	Área das grades Global e Sudeste do WW3 utilizadas neste estudo, e as	
	grades utilizadas pela NOAA como referência	32
3.3	Grade numérica do ROMS Sudeste com detalhe na Baia de Guanabara e	
	Cabo Frio - RJ, e os pontos das boias $(em \ azul)$ e estações de CTD $(em \ vermelho)$	34

3.4	Condições iniciais do dia 02 de janeiro de 2012 do modelo HYCOM interpo-	
	lados para o modelo ROMS. No Apêndice B estas figuras estão replicadas	
	em maior tamanho.	37
4 1		
4.1	Média sazonal de TSM extraído do OSTIA durante os anos de 2012 a 2015,	
	e as isolinhas batimétricas de 500, 1000 e 3000 metros	41
4.2	Viés e REQM da temperatura superficial no período de verão das simula-	
	ções ROMS e COAWST	43
4.3	Viés e REQM da temperatura superficial no período de outono das simu-	
	lações ROMS e COAWST	44
4.4	Viés e REQM da temperatura superficial no período de inverno das simu-	
	lações ROMS e COAWST	45
4.5	Viés e REQM da temperatura superficial no período de primavera das	
	simulações ROMS e COAWST	46
4.6	Média sazonal de corrente superficial extraído do OSCAR durante os anos	
	de 2012 a 2015. Os vetores representam a direção e as cores a intensidade	
	da corrente superficial	48
4.7	Viés e REQM da corrente superficial no período de verão das simulações	
	ROMS e COAWST	49
4.8	Viés e REQM da corrente superficial no período de outono das simulações	
	ROMS e COAWST	50
4.9	Viés e REQM da corrente superficial no período de inverno das simulações	
	ROMS e COAWST	51
4.10	Viés e REQM da corrente superficial no período de primavera das simula-	
	ções ROMS e COAWST	52
4.11	TSM extraído do OSTIA para o dia 10 de abril, com os pontos de CTD	
	coletados pelo INCT-PRO-OCEANO	53

viii

4.12	Perfis verticais extraidos de CTD, e das simulações ROMS e COAWST,	
	com ênfase nos primeiros 200 metros. Exagero vertical de 1:550	54
4.13	Desvio padrão, Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM) e Correlação em	
	termos de H_s para: o modelo ww3 (linha pontilhada), o modelo acoplado	
	COAWST (linha contínua). As boias estão localizadas em Cabo Frio (CF,	
	cor vermelha), Santa Catarina (SC, cor azul) e Santos (ST, cor preta) $\ . \ .$	56
4.14	Gráfico de dispersão de ondas para os pontos de Cabo Frio (CF), Santos	
	(ST) e Santa Catarina (SC), em termos de H_s , com as linhas de regressão	
	do WW3 em vermelho e do COAWST em azul	58
4.15	Rosa dos ventos com referência ao sistema trigonométrico para representa-	
	ção da direção dos sistemas de ondas e direção das correntes superficiais.	
	Adaptado de Schmidt Silveira (2015)	59
4.16	(a) Série temporal de H_S das simulações e da boia, (b) diferença entre	
	os ângulos dos vetores de corrente e onda, (c) diferença entre o ${\cal H}_S$ da	
	simulação WW3 acoplada e não acoplada	61
4.17	(a) Direção do sistema de pico de onda, (b) direção e intensidade das cor-	
	rentes superficiais, (c) diferença entre o ângulo dos vetores e (d) diferença	
	entre o H_S da simulação WW3 acoplada e não acoplada	62
4.18	(a) Evolução de H_S das simulações acopladas, não acopladas e boia; (b)	
	diferença entre o ângulo dos vetores; e (c) diferença de H_S entre sistemas	
	de onda acoplado e não acoplado	63
4.19	(a) Evolução de H_S das simulações acopladas, não acopladas e boia; (b)	
	diferença entre o ângulo dos vetores; e (c) diferença de ${\cal H}_S$ entre sistemas	
	de onda acoplado e não acoplado	65
4.20	(a) Evolução de H_S das simulações acopladas, não acopladas e boia; (b)	
	diferença entre o ângulo dos vetores; e (c) diferença de H_S entre sistemas	
	de onda acoplado e não acoplado.	66

4.21	(a) Evolução de ${\cal H}_S$ das simulações acopladas, não acopladas e boia; (b)	
	diferença entre o ângulo dos vetores; e (c) diferença de H_S entre sistemas	
	de onda acoplado e não acoplado	67
4.22	(a) Evolução de H_S das simulações acopladas, não acopladas e boia; (b)	
	diferença entre o ângulo dos vetores; e (c) diferença de ${\cal H}_S$ entre sistemas	
	de onda acoplado e não acoplado.	68
4.23	Distribuição do número de casos em março de 2014	69
4.24	Distribuição do número de casos em fevereiro de 2014	71
4.25	Número de casos totais de 2013 e 2014 \ldots	72
4.26	Número de casos de ondas distribuídos ao longo da diferença de direção	
	entre os ângulos de propagação da corrente e da onda de casos totais de	
	2013 e 2014	74
4.27	Impacto relativo das ondas na intensidade das correntes superficiais distri-	
	buídos pela projeção de H_S . de casos de ondas distribuídos ao longo da	
	diferença de direção entre os ângulos de propagação da corrente e da onda	
	de casos totais de 2013 e 2014 \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots	75
4.28	Impacto relativo das ondas na intensidade das correntes superficiais distri-	
	buídos ao longo da diferença de direção entre os ângulos de propagação da	
	corrente e da onda	76
4.29	Média sazonal da diferença de ${\cal H}_S$ entre as simulações acopladas e não	
	acopladas durante os anos de 2012 a 2015	78
4.30	Média sazonal da Deriva de Stokes durante os anos de 2012 a 2015	79
4.31	Média sazonal do Transporte de Stokes durante os anos de 2012 a 2015 $$	80
R 1	Campo de temperatura superficial no dia 02 de janeiro de 2012 interpolado	
D.1	do Hycom Global para a grade BOMS sudeste	104
П٩	Come de colimidade em enfaiel de die 00 de institute de 0010 internal d	101
Б.2	Campo de salinidade superficial no dia 02 de janeiro de 2012 interpolado	105
	do nycom Global para a grade KOMS sudeste	102

B.3	Campo de corrente superficial no dia 02 de janeiro de 2012 interpolado do	
	Hycom Global para a grade ROMS sudeste	6
B.4	Campo de elevação do nível do mar no dia 02 de janeiro de 2012 interpolado	
	do Hycom Global para a grade ROMS sudeste	17

Lista de Tabelas

3.1	Passo de tempo (Δt) para as grades WW3GLO e WW3SE	33
3.2	Parâmetros utilizados na grade ROMS sudeste	33
4.1	Valores de MLD (em metros) para os 8 pontos de coleta de CTD e seus	
	pontos correspondentes nas simulações	55

Lista de abreviaturas

4DVAR Four-Dimensional Data Assimilations

ACAS Água Central do Atlântico Sul

AFA Água de Fundo Antártica

AIA Água Intermediária Antártica

APAN Água Profunda do Atlântico Norte

ASAS Alta Subtropical da América do Sul

AT Água Tropical

 ${\bf CB}\,$ Corrente do Brasil

CD Coeficiente de Arrasto

CF Cabo Frio

CCI Corrente de Contorno Intermediária

CCP Corrente do Contorno oeste Profunda

COAWST Coupled-Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport Modeling System

 ${\bf CTD} \ \ Conductivity\mathchar`{Temperature\mathchar`{Depth}}$

DP Direção de Pico da onda

ECMWF European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

EnOI Ensemble Optimal Interpolation

GLM Generalised Lagrangian Mean

GLS Generic Lenght Scale

GSAS Giro Subtropical do Atlântico Sul

HS Altura Significativa da onda

HYCOM Hybrid Coordinate Ocean Model

INCT-PRO-OCEANO Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Ciências do Mar de Estudos dos Processos Oceanogrâficos Integrados da Plataforma ao Talude Nacional de Ciência e Tecnologia

JONSWAP Joint North Sea Wave Project

KPP K-Profile Parametrization

LETKF Local Ensemble Transform Kalman Filter

LMD Large-McWilliams-Doney parametrization

MCT Model Coupling Toolkit

MLD Mixed Layer Depth

NASA National Aeronautics and Space Administration

NCEP National Centers for Environmental Prediction

NCODA Navy Coupled Ocean Data Assimilation

NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration

OASIS3-MCT Ocean Atmosphere Sea Ice Soil 3 - Model Coupling Toolkit

OSCAR The Ocean Surface Current Analyses

OSTIA Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis

PNBOIA Programa Nacional de Boias da Marinha do Brasil

REQM Raiz do Erro Médio Quadrático

ROMS Regional Ocean Modelling System

SACW South Atlantic Central Waters

 ${\bf SC}\,$ Santa Catarina

SCRIP A Spherical Coordinate Remapping and Interpolation Package

 ${\bf SMB} \ {\rm Sverdrp-Munk-Bretschneider}$

 $\mathbf{ST} \ \mathrm{Santos}$

 ${\bf Sv}$ Sverdrup

SWAN Simulating Waves Nearshore

 ${\bf TP}\,$ Período de Pico da onda

TPXO A TOPEX/POSEIDON global tidal model

TSM Temperatura Superficial do Mar

VCF Vórtice de Cabo Frio

VCST Vórtice do Cabo de São Tomé

 ${\bf VV}\,$ Vórtice de Vitória

WAM The Wave Model

WAMDI GROUP The Wave Model Development and Implementation Group

WMO World Metereological Organization

WW3 WAVEWATCH III

ZCAS Zona de Convergência do Atlântico Sul

Sumário

Agrade	ecimentos	vi
Lista de Figuras		
Lista de Tabelas		
Lista de Abreviaturas		xiii
Resum	10	xviii
Abstra	lct	xix
Capítu	lo 1: Introdução	1
1.1	Motivação	11
1.2	Objetivos	12
	1.2.1 Objetivos Específicos	12
Capítu	lo 2: Fundamentação Teórica	13
2.1	Radiation Stress	13
2.2	Modelagem numérica hidrodinâmica	19
2.3	Formação e dissipação do espectro de ondas	22
2.4	Modelagem espectral de ondas	25
Capítu	lo 3: Metodologia	30
3.1	Área de Estudo	30
3.2	Configuração Numérica	32
3.3	Simulação controle	35

Capítu	lo 4:	Resultados e Discussão	40
4.1	Efeitos	s da interação onda-corrente na TSM	40
4.2	Efeitos	s da interação onda-corrente nas correntes superficiais	47
4.3	Efeitos	s da interação onda-corrente na camada de mistura	52
4.4	Efeitos	s da interação onda-corrente nas ondas superficiais	55
4.5	Estudo	os de casos	58
	4.5.1	Caso de H_s abaixo de 1.0 metro com direção constante da corrente	
		superficial	60
	4.5.2	Caso com H_S acima de 2.0 metros com oscilações na intensidade e	
		direção da corrente	61
	4.5.3	Casos com H_S acima de 1.0 metro com direção constante da corrente	
		superficial	64
	4.5.4	Casos totais	68
	4.5.5	Influência na distribuição sazonal de ${\cal H}_S$ e na Deriva e Transporte	
		de Stokes	76
Capítulo 5: Conclusões		82	
Referências Bibliográficas		86	
Apênd	ices		99
Capítu	lo A:	Relações da Radiation Stress	100
Capítu	lo B:	Condições Iniciais	104

Resumo

A interação onda-corrente ocorre em um amplo intervalo de condições ambientais, desempenhando um papel importante na troca de momentum e massa no oceano. Os efeitos desta interação nas camadas superficiais e no espectro de onda na região oceânica sudeste do Brasil são estudados neste trabalho, através de simulações numéricas individuais e acopladas aplicando a parametrização de Vortex-Force, no período entre 2012 e 2015. O acoplamento entre ondas e correntes proporcionou alterações significativas e positivas nas simulações, reduzindo o viés e a raiz do erro quadrático médio (REQM) da temperatura da superfície do mar, e aproximando a intensidade da Corrente do Brasil (CB) com os dados sazonais obtidos por satélite. A influência das ondas na camada de mistura foi testada através da análise de um transecto na região de Cabo Frio-RJ, apresentando melhorias em sua representação. Os espectros de onda foram particionados em sistemas de ondas individuais; ganho e perda de altura de onda significativa (H_S) foram analisados de acordo com a direção de propagação das correntes (oposta ou concordante). Simulações acopladas de ondas reduziram as tendências e flutuações demonstradas por simulações não acopladas, evidência esta observada através de parâmetros estatísticos. A distribuição espacial da diferença de H_S mostra uma tendência de redução ao longo da trajetória preferencial da CB, e nas áreas das Bacias de Campos e Santos, corroborando com os casos analisados. A redução mais característica girou em torno de 0,5 metros devido ao alinhamento entre a direção predominate de propagação dos sistemas de ondas e da CB. Os resultados mostraram ainda um ganho de 10 cm/s nas correntes na maioria dos casos no ponto da boia de Santos; as análises de deriva e transporte de Stokes também mostraram que essa influência é estendida ao longo da CB.

Palavras-chave: interação onda-corrente, modelagem acoplada, espectro de ondas.

Abstract

Wave-current interaction occurs in broad ranges of environmental conditions playing an important role in ocean momentum and mass exchange. The effects of this interaction on the upper ocean and the wave spectra along the Brazilian southeast oceanic region are studied through standalone and coupled simulations from 2012 to 2015, activating Vortex-Force parametrization. The coupling between waves and currents provided significant and positive changes in the simulations, reducing the sea surface temperature BIAS and root mean square error (RMSE), and approaching the intensity of Brazil Current (BC) with the seasonal data obtained from satellite. The influence of waves in the mixed layer was tested through the analysis of a transect offshore Cabo Frio-RJ, presenting improvements in its representation. The wave spectra were partitioned into individual wave systems; gain and loss of significant wave height (H_S) were analysed according to the surface currents direction of propagation (opposite or agreement). Waves coupled simulations reduced tendencies and fluctuations showed by uncoupled simulations, approaching Santos buoy data, evidence is showed by statistical parameters. The spatial distribution of the H_S difference shows a trend of reduction along the preferential BC trajectory, and over Campos and Santos Basins, corroborating with the analysed cases. The most characteristic reduction was around 0.5 meters due to alignment between wave systems and BC predominant direction of propagation. The results also showed gain of 10 cm/s on currents in most of cases at the Santos buoy point; Stokes drift and transport analyses have also shown that this influence is extended over BC.

Keywords: wave-current interaction, ocean coupled modelling, wave spectra.

Capítulo 1

Introdução

Os processos geofísicos de larga e meso escala são essencialmente acoplados pelas ondas de gravidade superficiais, englobando desde fenômenos climáticos, tempo, cliclones tropicais e outros fenômenos na atmosfera e nas camadas superiores do oceano (Babanin, et al. 2012). O próprio clima de ondas apresenta tendências e flutuações em larga escala que podem servir como moderadores e indicadores no clima (Young et al., 2011). As ondas influenciam diretamente na troca de momentum, calor, umidade, gás (Phillips, 1985), na produção de aerosóis, na mistura das camadas superficiais do oceano e em outros processos de troca dinâmica, termodinâmica, e química na interface ar-mar (Babanin, 2011).

No oceano, as ondas interagem com o meio em que se propagam, modificando e tendo suas propriedades modificadas desde a sua geração, propagação e dissipação. Troca de massa e momentum ocorrem entre as ondas e o fluxo médio (Smith, 2006), resultando em um fenômeno chamado de interação onda-corrente, cujos efeitos sobre a energia das ondas e nas camadas superficiais do oceano não são bem conhecidas quando comparadas com outros processos oceânicos.

A interação onda-corrente foi descrita em uma série de artigos de Longuet-Higgins & Stewart (1960,1961,1962 e 1964) nos quais foram apresentados a formulação matemática e aplicação prática da *radiation stress*. Este termo é oriundo do fato da radiação eletromagnética, uma vez incidindo em superfícies produz uma força, chamada *radiation pressure*. Fenômeno similar ocorre também nas ondas acústicas, ondas nas superfícies de fluidos e em ondas internas em fluidos estratificados. O termo *stress*, por definição, é equivalente ao fluxo de momentum. *Radiation stress*, portanto, representa o excesso de momentum que é adicionado ao fluxo médio devido a presença de ondas de gravidade superficiais. Deste fenômeno resultam outros processos como a deriva de Stokes e a circulação de Langmuir.

Esta interação ocorre em um amplo intervalo de condições de ondas e correntes. Pode-se considerar ondas desde baixas (*swell* ou marulho) até altas frequências (*windsea* ou vagas) interagindo com correntes de marés em regiões costeiras ou com meandros e vórtices no oceano. Próximo da costa, processos tais como correntes de retorno, *surf beats, wave set-up* e *wave setdown*, modificam a altura do nível do mar. A interação onda-corrente modifica também a altura significativa das ondas (H_S) e consequentemente o nível do mar (ζ), potencializando erosões e inundações costeiras. Quando associados com eventos meteorológicos intensos e com as características geomorfológicas locais, estes efeitos podem ser intensificados. Devido a conservação da ação da onda (*wave action*), aumento (ou redução) de H_S também ocorre em oceano aberto, quando sistemas de ondas se propagam em direções opostas (ou em concordância) às correntes superficiais, alterando a esbeltez da onda (*steepness*), e por vezes resultando na quebra. O período de onda (T) também pode ser alterado se tornando maior quando encontra correntes nas mesmas direções e reduzida em situação de correntes opostas (Wolf & Prandle, 1999).

Os efeitos da interação onda-corrente não ocorrem somente na superfície. A deriva de Stokes, como mencionado anteriormente, é uma das manifestações da presença das ondas de gravidade, impactando o transporte de massa e momentum também próximo da superfície (Tamura et al. 2012). A deriva de Stokes está relacionada com a diferença entre a velocidade média de uma parcela de fluido (velocidade lagrangeana) e a corrente medida em um ponto fixo (velocidade euleriana). Esta diferença é atribuida ao transporte de momentum e massa gerada pelas ondas, e foi identificada pela primeira vez por Stokes (1847; *apud* Smith, 2006). Observa-se na figura 1.1 que o movimento orbital das ondas no oceano não possui um movimento fechado perfeitamente, o que ocasiona o transporte de massa. Com a integral vertical da deriva de Stokes obtém-se o transporte de Stokes, que corresponde ao balanço de fluxo de massa e momentum por metro quadrado da superfície do mar (Longuet-Higgins & Stewart, 1962).

A deriva de Stokes também está associada com os estágios iniciais de desenvolvimento da circulação de Langmuir (Li et al., 1995; Tamura et al., 2012), que é outro fenômeno associado às ondas de gravidade. A direção dos campos de ventos superficiais e a propagação das ondas, que são frequentemente alinhados, promovem a formação de células de circulação próximo da superfície. Associados com a *radiation stress*, são considerados mecanismos responsáveis pelo



Figura 1.1: Movimento orbital idealizado e o movimento orbital real no oceano. Fonte: Thomson Higher Education (*https://openlibrary.org*).

desenvolvimento e manutenção da circulação de Langmuir. A caracterização observacional foi descrita por Langmuir (1938), onde a superfície do oceano exibe matrizes de zona de convergência, marcadas por linhas de algas e detritos flutuantes (McWilliams et al. 1997). Craik & Leibovich (1976) e Leibovich (1977a, 1977b) descrevem matematicamente o desenvolvimento destas células de circulação.

As células de circulação de Langmuir desempenham papel importante na estrutura da camada de mistura, contribuindo para torná-la mais profunda ou mais rasa. Li et al. (1995) analisando um conjunto de dados das camadas superficiais do oceano, sugerem que o aprofundamento da camada de mistura pode ocorrer devido a uma combinação da deriva de Stokes com o *stress* do vento.

A camada de mistura pode ser afetada também pela quebra de ondas. Fisicamente, a turbulência gerada pela quebra penetra a coluna de água na escala da altura de onda (H_S) , e então deve ser difundida para baixo a fim de contribuir para a mistura (Craig & Banner, 1994). Dados observados por sonar (Thorpe, 1984) e marégrafos de capacitância (Terray et al. 1996) indicaram que a quebra de ondas aumenta a taxa de dissipação de energia cinética turbulenta.

Além disso, a própria propagação da onda gera turbulência distribuída em profundidade na escala do comprimento de onda (L; Phillips, 1961), que é da ordem de O(n²). A inclusão do campo de onda em simulações hidrodinâmicas pode proporcionar uma camada de mistura mais profunda, e por consequência maior absorção de calor e alterar a temperatura superficial do mar (TSM). Qiao et al. (2004, 2010) descrevem o impacto que a viscosidade (ou difusividade) vertical induzida pelas ondas de gravidade podem representar nas camadas superficiais do oceano. Este parâmetro representa a força da mistura induzida pelas ondas, que de acordo com os autores, influenciaram até os primeiros 100 metros de coluna de água em algumas regiões do globo, com resultados consistentes quando comparados a climatologia Levitus.

Apesar da importância e complexidade da representação da agitação marítima (ou estado do mar) geradas pelas ondas de superfície, a maior parte dos modelos numéricos (Donelan et al., 1993; Drennan et al., 2005) representam seus efeitos de forma simplificada, através da parametrização do coeficiente de arrasto (C_D) , que é uma função da velocidade do vento na superfície. Em simulações climatológicas e operacionais, apenas recentemente os efeitos das ondas tem sido levados em consideração. Operacionalmente, no ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*), correntes superficiais estão sendo utilizadas como forçantes nos modelos de onda, apresentando melhorias nos resultados (Hersbach & Bidlot 2008; Bidlot 2010; Bidlot 2012). Van der Westhuysen et al. (2013, 2014), Dusek et al. (2014) e Gibbs et al. (2015) desenvolveram um sistema operacional para previsão em regiões costeiras acoplando modelos de ondas a modelos hidrodinâmicos com altas resoluções.

A interação onda-corrente afeta tanto correntes superficiais quanto as ondas de gravidade, por isso é necessário realizar simulações acopladas para obtermos previsões e estudos com maior acurácia. Observa-se que a maior parte da pesquisa e esforços operacionais focam em regiões costeiras, devido a atividades portuárias e relacionadas à segurança da navegação, bem como para medidas preventivas e mitigadoras em respostas a fenômenos intensos e muitas vezes destrutivos que chegam a costa, associados a ressacas. Porém, levando-se em consideração fenômenos de mesoescala, onde correntes superficiais intensas como as correntes de contorno oeste interagem com a geração e propagação de ondas, são menos comuns.

Holthuijsen & Tolman (1991) estudaram os efeitos da corrente do Golfo, seus anéis e meandros em simulações de onda, enfatizando os efeitos da refração, reflexão, geração e dissipação de energia em *swell* em situações de tempestades. Settelmaier et al. (2011) também demostraram a influência do estreito do Golfo nos valores de H_S na região da Flórida. Benetazzo et al. (2013) conduziram experimentos acoplados no Mar Adriático, e observaram mudanças de até 0,6 metros de H_S , aumento significativo da energia espectral de ondas sobre condições de correntes opostas, e redução em condições de correntes na mesma direção.

No Brasil, até o presente momento, os efeitos da interação onda-corrente não foram investigados na região *offshore*, levando-se em consideração por exemplo, a Corrente do Brasil

interagindo com sistemas de onda. Como visto em estudos na Corrente do Golfo ou na utilização em modelos operacionais, o acoplamento entre modelos hidrodinâmicos e de ondas pode contribuir para melhorar o desempenho nas simulações, visando a redução de erros e aproximando os resultados aos dados observados. A tendência apresentada em alguns trabalhos recentes em nosso país é a utilização da técnica de assimilação de dados para aprimorar as simulações hidrodinâmicas e de ondas de forma separada, sem considerar a influência que a interação onda-corrente pode proporcionar nos processos oceanográficos de larga e meso escala.

Tanajura et al. (2013, 2014, 2016) e Mignac et al. (2015) utilizaram um esquema de interpolação ótima multivariada (EnOI - Ensemble Optimal Interpolation) para assimilar dados de satélite de anomalia de altura do mar, temperatura e salinidade, e também de perfiladores Argo sobre o Atlântico, através de simulações com o modelo numérico HYCOM. Fragoso et al. (2016) aplicaram o esquema de assimilação de dados 4DVAR utilizando o modelo numérico ROMS (Regional Ocean Model System) sobre a Bacia de Santos. Lima et al. (2019) através de simulações por conjunto utilizando o Local Ensemble Transform Kalman Filter (LETKF) no modelo ROMS também assimilaram dados de satélite e dados in situ para melhorias nas simulações hidrodinâmicas na região do Atlântico Sudoeste.

Alves et al. (2017) e Campos et al. (2018) aprimoraram campos de vento de uma reanálise, através de correções utilizando dados de escaterômetro e de boias para simulações de sistemas de ondas extremas. Innocentini & Gonçalves (2010) e Gonçalves & Innocentini (2018) através de acoplamento numérico ondas-atmosfera, apresentaram novas parametrizações (como a física de *sea-spray*, por exemplo) para inclusão de processos de troca de CO_2 , momentum e calor na interface oceano-atmosfera.

A região oceânica sudeste brasileira apresenta intensa atividade de mesoescala, como o meandramento da Corrente do Brasil e formação de vórtices, além de um regime de ventos e ondas que proporcionam situações de propagação de sistemas no mesmo sentido e em sentidos opostos, condições interessantes para o estudo dos efeitos da interação onda-corrente. Para descrever as características meteoceanográfica desta região, é necessário visualizar a dinâmica atmosférica e oceânica sobre o Atlântico Sul.

Com origem associada à circulação geral da atmosfera, sobre a bacia oceânica limitada entre os continentes sulamericano e africano, há a presença da Alta Sutropical do Atlântico Sul (ASAS). A ASAS é um sistema permanente de altas pressões com posição média anual próxima a 30°S e 25°W. Consiste de uma massa de ar tropical marítima, cuja circulação anti-horária proporciona circulação atmosférica predominante dos quadrantes norte e leste sobre o Atlântico Sudoeste (Pezzi & Souza, 2009).

A ASAS transfere energia para o oceano através do cisalhamento dos ventos superficiais, sendo responsável pela formação do Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS; Peterson & Stramma, 1991). O GSAS possui também feição anticiclônica e é formado pela Corrente Sul Equatorial (CSE) em seu ramo norte. Observa-se pela figura 1.2, que a CSE se direciona para a plataforma continental do Brasil, e se ramifica em duas correntes entre as latitudes de 11°S e 15°S. A componente da CSE que flui para o sul dá origem à Corrente do Brasil (CB), que é o ramo oeste do GSAS. A CB flui ao longo da costa brasileira até a região em que se encontra com a Corrente das Malvinas (em torno da latitude de 38°S), fluindo agora para o leste originando a Corrente do Atlântico Sul (ramo sul da GSAS). Ao chegar próximo do continente africano, a corrente segue para o norte originando a Corrente de Benguela, ramo leste da GSAS, completando as feições de correntes superficiais deste giro subtropical.

No oceano Altântico Sul, Sverdrup et al. (1942) descrevem as massas de água características da região representadas pela Água Tropical (AT), a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), e pela Água de Fundo Antártica (AFA). A AT apresenta temperaturas acima de 20°C e salinidade acima de 36, e ocupa toda superfície do Atlântico Sul Tropical. Segundo Emilson (1961) esta massa de água é formada devido a intensa radiação e excesso de evaporação em relação a precipitação.

A corrente do Brasil (CB) próximo a sua região de origem é uma corrente rasa ($\approx 0-200$ metros), quente e salina transportando AT para o sul. A partir da latitude de 20°S, a CB recebe aporte da ACAS. Esta massa de água é formada a partir da Convergência Subtropical, com temperaturas entre 8.72°C e 20°C e salinidade entre 34.66 e 36.20. A CB então torna-se mais profunda ($\approx 0-500$ metros) e cresce em transporte, fluindo para sul-sudoeste (Silveira et al., 2000; Silveira, 2007). Observa-se na figura 1.3 a representação esquemática da estrutura vertical das massas de água sobre a região sudeste, evidenciando o sentido de transporte.

Abaixo da CB, Böebel et al. (1999) descreve a Corrente de Contorno Intermediária (CCI), que posiciona-se em águas intermediárias (≈ 500 a 1200 metros de profundidade), transportando



Figura 1.2: Correntes superficiais no Atlântico Sul (Fonte: Pezzi & Souza, 2009).

AIA em direção ao equador a partir de aproximadamente 30°S. A AIA é formada na Convergência Subantártica com temperaturas em torno de 3,46°C a 8,72°C e salinidade entre 34,42 a 34,66 (Sverdrup et al., 1942).

Abaixo da CCI, a Corrente de Contorno Oeste Profunda (CCP) transporta a APAN desde o hemisfério norte até o Altântico Sul (Stramma & England, 1999). A APAN possui valores de temperatura entre 2,04°C a 3,31°C, e salinidade entre 34,59 e 34,87, sendo formada no mar de Labrador. A CCP é desacoplada dinamicamente com a CCI e a CB (Silveira, 2007), porém a CB e a CCI formam um importante sistema na região sudeste, com a CB ocupando profundidades entre 400 a 500 metros e transportando AT e ACAS para o sul, com uma inversão de sentidos de correntes ao longo da estrutura vertical, e a CCI fluindo para o norte-nordeste transportando AIA.

Em relação ao transporte e à velocidade da CB, Garfield (1990) compilou trabalhos que



Figura 1.3: Sistema de correntes ao longo da margem continental brasileira (Fonte: Soutelino, 2008).

utilizaram diferentes metodologias como cálculos geostróficos, medições *in situ* e profundidades de referências diversas para estimar a magnitude destes valores, com abrangência entre 10°S e 31°S. Porém, a maioria dos trabalhos tem foco na região sudeste (principalmente de 22°S a 24°S). Silveira et al. (2000) atualizaram esta pesquisa com trabalhos da década de 1990, e os valores de transporte de volume da CB apresentados variaram entre 1,3 a 18 Sv (10⁶ m³/s) e os valores de velocidades máximas oscilaram entre 0,16 a 0,80 m/s.

Vale ressaltar que Signorini et al. (1989) encontraram velocidades máximas na superfície entre 0,3 e 0,4 m/s na região de Cabo Frio - RJ, e transporte de volume resultante de aproximadamente 3,3 Sv, e que Campos et al. (1995) e Müller et al. (1998) estimaram um aumento no transporte para cerca de 7,5 Sv dentro da Bacia de Santos, e velocidades médias na ordem de 0,15 a 0,5 m/s.

Entre o litoral dos estados do Espirito Santo e Santa Catarina, a CB apresenta intensa atividade de mesoescala, destacando os meandramentos e vórtices da CB (Godoi, 2005). Os meandramentos da CB são impulsionados pela topografia (Campos et al., 1995; Silveira, et al. 2000), além de fatores essenciais que agem como gatilho tais como a largura da plataforma continental e o talude (Calado, 2001). A CB pode adquirir movimento meandrante a partir do Banco de Abrolhos no sul da Bahia (Calado, 2006; Soutelino, 2008), passando pelas montanhas submarinas da cadeira Vitória-Trindade e formando o Vórtice de Vitoria (VV), o Vórtice de Cabo de São Tomé (VCST) e o Vórtice de Cabo Frio (VCF), cujo posicionamento pode ser observado na figura 1.4.



Figura 1.4: Vórtice de Vitória (VV), Vórtice de Cabo de São Tomé (VCST) e Vórtice de Cabo Frio (VCF). $A \in B$ significam centro de alta e baixa pressão, respectivamente (Fonte: Calado, 2006).

Na Bacia de Santos também é comum observar a presença de pares vorticais, tanto de ciclones e anticiclones em lados opostos à CB observados por imagens de satélite e simulados via modelagem numérica (Velhote, 1998; Campos et al., 1996). Em torno de 28°S, uma estrutura ciclônica também está presente no limite sul região sudeste, e representa o Vórtice de Santa Marta. Esta estrutura foi estudada por Assireu et al. (2009) e Sato (2014).

A formação de ondas no litoral sudeste brasileiro está associada a três principais eventos meteorológicos: a tensão de cisalhamento gerados pelos campos de vento a 10 metros da ASAS (ventos alísios de sudeste), descrita anteriormente; por ciclones migratórios extratropicais, e pela formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Os campos de vento da ASAS geram ondas principalmente de norte, nordeste e leste. O posicionamento central da ASAS no verão encontra-se mais ao sul e a leste, enquanto no inverno está posicionada mais ao norte e a oeste, próximo da costa brasileira (Pezzi & Souza, 2009). Por esta razão, o clima de ondas na região sudeste também oscila ao longo do ano.

Este padrão é interrompido quando ocorre a passagem de ciclones extratropicais migratórios, gerando ondas principalmente das direções sudoeste, sul e sudeste. Os ciclones extratropicais são vórtices, resultado da quebra de ondas do fluxo zonal atmosférico, responsáveis por tempos chuvosos e tempestades, e contribuem para a formação ou intensificação da frontogênese. A região de formação dos ciclones extratropicais no hemisfério sul varia de 30°S a 60°S (Pezza & Ambrizzi, 2003) em latitude, e 40°W a 60°W em longitude (Necco, 1982). A trajetória preferencial dos anticiclones possui orientação sudoeste-nordeste, acompanhando a costa sul e sudeste, formando ondas locais ao longo do trajeto, e principalmente sendo resposáveis pela geração de *swell*.

Já a ZCAS é definida como uma persistente banda de nebulosidade e precipitação com orientação noroeste-sudeste, que se estende desde o sul e leste da Amazônia até o sudoeste do Oceano Atlântico Sul (Kodama, 1992, 1993). Este sistema meteorológico proporciona campos de vento a 10 metros principalmente de norte e noroeste sobre a região oceânica sudeste.

Na região sudeste do Brasil é comum encontrar mares multimodais, isto é, espectros de onda compostos por dois ou mais sistemas de ondas. Destes sistemas, um é gerado localmente (windsea) acrescidos de um ou mais sistema de swell, que foram gerados quilômetros de distância e se propagam até chegar à região da plataforma continental e região costeira. Os sistemas de ondas provenientes de nordeste gerados pela ASAS se propagam no mesmo sentido da CB, que fluem na direção sul-sudoeste, sendo este o padrão mais comum. Sistemas de onda de sul-sudeste gerados pelos ciclones proporcionam condições de propagações em sentidos oposto à CB. Além disso, situações nas quais ocorrem meandramento e vórtices ao longo da CB, tornam a interação ainda mais complexa, pois proporcionam condições diversificadas de propagação das correntes superficiais com os sistemas de ondas.

1.1 Motivação

A interação onda-corrente pode influenciar significativamente as camadas superficiais do oceano, iniciando pela transferência de energia da atmosfera através do vento para a superfície do mar. Nesta transferência as ondas de gravidade são formadas, e interagem com o meio através de trocas de energia e momentum. Desta interação resultam outros fenômenos como a deriva de Stokes, que associados ao alinhamento dos campos de vento, desencadeam os estágios iniciais das correntes de Langmuir. Os efeitos destes processos contribuem para a modificação da estrutura e da mistura vertical no oceano. Como consequência, os fluxos de calor entre a atmosfera e o oceano também são alterados influenciando por exemplo, a temperatura supercial do mar, os campos de ventos acima do oceano, além das propriedades das ondas.

Apesar destes fenômenos serem conhecidos e explorados desde a década de 1960, a limitação computacional e a necessidade de exploração de outros fenômenos físicos, deixaram as simulações numéricas envolvendo a interação onda-corrente em segundo plano. Porém, nos últimos 20 anos, o estudo deste fenômeno têm recebido maior atenção, e suas parametrizações e a inclusão deste conceito físico vem sendo aprimorado nos modelos, especialmente com o aumento de desempenho dos recursos computacionais e do acoplamento entre os modelos numéricos.

Apesar de haver um crescente interesse neste assunto, a ausência de estudos sobre a interação onda-corrente no oceano Atlântico Sul, especialmente no Brasil é uma lacuna que deve ser preenchida. Há diversos estudos sobre a CB, seus meandramentos e vórtices, porém não há nenhuma informação a respeito da contribuição de massa e momentum que as ondas possam adicionar às camadas superficiais da CB. Da mesma forma, a influência das correntes nas ondas é claramente observado em trabalhos desenvolvidos em outras localidades, mas a abrangência do efeito que as correntes podem proporcionar para a melhoria da previsão e no clima de ondas no Brasil são desconhecidos. A grande motivação do presente trabalho é contribuir para que haja um aprimoramento nas simulações das feições oceânicas e nos sistemas de onda através dos efeitos que a interação onda-corrente pode proporcionar na região oceânica sudeste do Brasil.

1.2 Objetivos

O presente trabalho tem como principal objetivo investigar os efeitos da interação ondacorrente no comportamento da energia espectral das ondas de gravidade e na camada superficial do oceano na região sudeste do Brasil. Além disso, avaliar a capacidade e o desempenho das simulações acopladas para uso operacional e em simulações climáticas.

1.2.1 Objetivos Específicos

Como objetivos específicos almeja-se:

- analisar o desempenho das simulações hidrodinâmicas, em termos estatísticos, das variáveis oceânicas superficiais como a temperatura e correntes, principalmente quando estão sob influêcia de um campo de ondas de gravidade;
- observar a influência que o campo de ondas pode exercer sobre a camada de mistura oceânica;
- verificar o desempenho estatísticos das simulações de ondas acopladas em contraste com as simulações não acopladas;
- quantificar a influência que a interação onda-corrente exerce na energia espectral através da análise dos principais parâmetros estatísticos de ondas como altura significativa (H_S) , período de pico (T_P) , e direção de pico (D_P) , bem como a influência nas correntes superficiais em termos de magnitude da velocidade;
- observar os efeitos da interação onda-corrente na distribuição espacial de H_S , e na deriva e transporte de Stokes.

Capítulo 2

Fundamentação Teórica

Nesta seção são apresentadas os conceitos principais que envolvem a interação ondacorrente, com a descrição básica da *radiation stress*, bem como as parametrizações utilizadas no modelo ROMS e atualizações no sistema COAWST referentes aos efeitos das ondas no modelo hidrodinâmico. Também será descrito brevemente o conceito e evolução do espectro de ondas e apresentados os termos das equações que incluem o campo de correntes superficiais e altura do nível do mar no modelo de ondas WW3.

2.1 Radiation Stress

O conceito de *radiation stress*, como citado no Capítulo 1, é baseado em uma série de artigos de Longuett-Higgins & Stewart (1960,1961,1962 e 1964), que definem este fenômeno como excesso de momentum que não existe quando consideramos apenas as equações que regem um ambiente hidrodinâmico.

Considere um corpo de água estável com profundidade uniforme como representado na figura 2.1a. A pressão p em qualquer ponto é igual a pressão hidrostática:

$$p = -\rho g z \tag{2.1}$$

Se chamarmos essa expressão de p_0 , então o fluxo de momentum horizontal através do plano x constante é simplesmente p_0 por unidade vertical de distância. Então o fluxo total de



Figura 2.1: (a) Fluxo de momentum em um fluido estacionário e (b) fluxo de momentum com uma onda progressiva. ζ refere-se ao nível do mar, $v \in w$ referem-se a velocidade orbital da onda e h a profundidade (Fonte: Longuet-Higgins & Stewart, 1964).

momentum horizontal entre a superfície e o fundo será:

$$\int_{-h}^{0} p_0 dz \tag{2.2}$$

Considere agora o fluxo de momentum na presença de uma onda harmônica progressiva representada na figura 2.1b. A elevação da superfície $z = \zeta$ é dada aproximadamente por:

$$\zeta = a\cos(kx - \sigma t) \tag{2.3}$$

A onda se propagando na direção x sobre uma profundidade uniforme apresenta a órbita da particula elíptica (em águas profundas, as orbitas são circulares). Os componentes de velocidade horizontal (u) e vertical (w) são dadas por (Dean & Dalrymple, 1991):

$$u = \frac{a_{\sigma}}{\sinh kh} \cosh k(z+h) \cos(kx - \sigma t)$$
(2.4)

$$w = \frac{a_{\sigma}}{\sinh kh} \sinh k(z+h) \sin(kx - \sigma t)$$
(2.5)

Uma expressão geral para o fluxo de momentum instantâneo nesta situação por unidade de área em um plano vertical é dado por:

$$p + \rho u^2 \tag{2.6}$$

onde o segundo termo ρu^2 representa a transferência de momentum ρu (por unidade de volume) a uma taxa u por unidade de tempo. Para determinar o fluxo total de momentum horizontal através de um plano contante x, deve-se integrar a equação 2.6 entre o fundo z = -h e a superfície livre $z = \zeta$:

$$\int_{-h}^{\zeta} (p + \rho u^2) dz \tag{2.7}$$

A equação 2.7 define a componente S_{xx} da *radiation stress* como o valor médio desta função em relação ao tempo, menos o fluxo médio na ausência das ondas, o que nos leva a:

$$S_{xx} = \overline{\int_{-h}^{\zeta} (p + \rho u^2) dz} - \int_{-h}^{0} p_0 dz$$
 (2.8)

Após algumas considerações conceituais e matemáticas, descritas no Apêndice A, a equação 2.8 que representa o transporte de momenum no eixo x (sentido da propagação), pode ser reescrita como:

$$S_{xx} = \left(\frac{2kh}{\sinh(2kh)} + \frac{1}{2}\right)E = \left(2n - \frac{1}{2}\right)E,\tag{2.9}$$

onde E é a energia de onda $(=\frac{1}{2}\rho ga^2)$. Para a componente transversa da radiation stress S_{yy} , considera-se a mesma aplicação para o plano constante y. Porém, para este caso as velocidades orbitais são consideradas zero. O termo S_{yy} é representada por:

$$S_{yy} = \left(n - \frac{1}{2}\right)E.$$
(2.10)

Há também transporte de momentum do eixo x na direção y (termo S_{xy}) e transporte de momentum do eixo y na direção x (termo S_{yx}). Estes transportes são nulos neste caso porque foi assumido uma onda se propagando no eixo x, sem componentes de cisalhamento, inclusive com as velocidades orbitais na direção y iguais a zero. Porém, uma onda se propagando no oceano possui um ângulo θ de direção de propagação relativo ao eixo x (espalhamento angular), nos quais os componentes de cisalhamento contribuem para o transporte de momentum. O conjunto de equações que representam a *radiation stress*, é também chamado de tensor *radiation stress*, definidos como:

$$S_{xx} = \left(n - \frac{1}{2} + n\cos^2\theta\right)E\tag{2.11}$$

$$S_{yy} = \left(n - \frac{1}{2} + n\sin^2\theta\right)E\tag{2.12}$$

$$S_{xy} = S_{yx} = n\cos\theta\sin\theta E \tag{2.13}$$

Nos modelos numéricos hidrodinâmicos, as ondas de gravidade superficiais não são resolvidas. Para contabilizar seus efeitos, termos adicionais devem ser incluídos nas equações que descrevem o movimento do oceano. Estes termos dependem de propriedades das ondas, que podem ser obtidas acoplando-se os modelos de onda aos modelos numéricos hidrodinâmicos.

A representação da *radiation stress* visualiza os efeitos da média temporal das ondas nas correntes com a divergência de um tensor de estresse. Esta representação é análoga de como a tensão de Reynolds entra nas equações de média no tempo no movimento de fluidos turbulentos. O balanço de fluxo de momentum induzido por ondas nas equações de Navier-Stokes integrado em profundidade é representado pela divergência do tensor 2D da *radiation stress* (Longuett-Higgins & Stewart, 1964).

Mellor (2003) expandiu este conceito para o tensor *radiation stress* dependente da profundidade e apresentou a solução para um conjunto de equações que descrevem a interação onda-corrente 3D. Entretanto, devido a um erro na transformação do gradiente de pressão horizontal para as coordenadas sigma, o tensor de *radiation stress* derivado por Mellor (2003) estava errado (apontado por Ardhuin et al. (2008) e reconhecido por Mellor (2008)), sendo derivado um termo extra superficial para este tensor em Mellor (2008) para a devida correção.
Porém, Bennis et al. (2011) apontaram outra inconsistência no tratamento da pressão superficial. Além disso, dentro das equações de momentum de Mellor (2008), as derivadas horizontais dos elementos da *radiation stress* foram tomadas em coordenadas z, resultando em equações integradas em profundidade inconsistentes com o apresentado por Longuet-Higgins & Stewart (1964) e Phillips (1977). Então, Mellor (2011) novamente corrigiu estas pendências e apresentou um conjunto de equações em coordenadas sigma consistentes com o desenvolvimento apresentado por Longuet-Higgins & Stewart (1964) e Phillips (1977).

Outra representação da interação onda-corrente é dada pelo conceito de *vortex-force*. Este conceito surgiu para explicar a circulação de Langmuir através da vorticidade das ondas, que é gerada pelas correntes e pela deriva de Stokes (Craik & Leibovich, 1976). A advecção das ondas proporcionada pelas correntes somadas a vorticidade planetária leva a representação da *vortex-force* como uma interação entre a velocidade da onda e sua vorticidade (Lane et al., 2007).

Formalmente a representação da *radiation stress* e *vortex-force* são equivalentes, relacionadas através de duas alternativas de representação da aceleração inercial. A representação da parametrização da *radiation stress* decorre da identidade:

$$\mathbf{U} \cdot \nabla \mathbf{U} = \nabla \cdot (\mathbf{U}\mathbf{U}) + \mathbf{U}(\nabla \cdot \mathbf{U}), \qquad (2.14)$$

e a representação da parametrização da vortex-force decorre da identidade:

$$\mathbf{U} \cdot \nabla \mathbf{U} = \nabla \frac{|\mathbf{U}|^2}{2} + (\nabla \times \mathbf{U}) \times \mathbf{U}, \qquad (2.15)$$

considerando a imcompressibilidade ($\nabla \cdot \mathbf{U} = 0$), sendo \mathbf{U} o vetor da velocidade euleriana. Garrett (1976) foi o primeiro a demonstrar que a representação da *vortex-force* poderia ser derivada da *radiation stress*.

A representação de *vortex-force* decompõe o efeito das ondas em dois componentes: o gradiente de *Bernoulli head* e a própria *vortex force*. O termo *Bernoulli head* representa um ajuste de pressão no acomodamento da incompressibilidade (Lane et al., 2007), enquanto que o termo *vortex force* é uma função da deriva de Stokes induzida pelas ondas e do fluxo de vorticidade do fluido médio (Kumar et al., 2012).

Para a inclusão dos efeitos das ondas superficiais de gravidade em modelos hidrodinâmicos, Andrews & McIntyre (1978a) desenvolveram uma estrutura geral para a derivação de equações 3D de médias obtidas das ondas chamada de teoria da Média Lagrangiana Generalizada (GLM). Dentro da teoria GLM, a velocidade média lagrangiana \overline{u}^L (obtida ao longo de uma trajetória lagrangeana) é referenciada à uma posição média correspondente para fornecer uma descrição dentro de uma estrutura euleriana. A diferença entre a velocidade média lagrangiana e a velocidade média euleriana \overline{u}^E (tomada em uma posição fixa) define a correção de Stokes ou deriva de Stokes ($\overline{u}^{Stokes} = \overline{u}^L - \overline{u}^E$).

Andrews & McIntyre (1978a) derivaram dois conjuntos equivalentes de equações exatas para a velocidade média lagrangiana e a velocidade média quasi-euleriana ($\overline{u}^L \in \overline{u}^{QE}$, respectivamente). A velocidade média quasi-euleriana (\overline{u}^{QE}) é definida por Jenkis (1989) como a diferença da velocidade média lagrangeana e o pseudomomentum das ondas, onde o pseudomomentum difere da deriva de Stokes somente pelo cisalhamento vertical da velocidade média euleriana \overline{u}^E (Andrews & McIntyre, 1978b; Ardhuin et al., 2008).

A utilização das equações GLM para representação das interações onda-corrente com a velocidade média lagrangeana são forçadas com o divergente do tensor radiation stress. Já baseado nas equações GLM com velocidades médias quasi-eulerianas, são utilizadas as equações para a vortex-force. Leibovich (1980), por exemplo, rederivou as equações de Craik & Leibovich (1976) com o conceito de vortex-force ($\overline{u}^{Stokes} \times (\nabla \times \overline{u}^E)$) para a descrição da circulação de Langmuir. Para Ardhuin et al. (2008) e Bennis, et al. (2011), a representação das equações GLM com a velocidade média lagrangeana é impraticável e aderem a representação das equações GLM com a velocidade média quasi-euleriana desenvolvida por Craik & Leibovich (1976) e Leibovich (1980), desenvolvendo um conjunto de equações relacionadas a vortex-force consistentes com o desenvolvimento apresentado também por McWilliam et al. (2004). Já para Mellor (2011, 2016) esta representação com a velocidade média quasi-euleriana não está de acordo com o desenvolvido por Longuet-Higgins & Stewart (1964) e expandido por Phillips (1977).

Em McWilliam et al. (2004), os autores apresentaram uma teoria multi escala assintótica, no qual separam correntes, ondas longas e ondas de gravidade superficiais baseados nas diferenças espaciais e variações temporais dos processos físicos envolvidos na formulação de *vortex-force*, como uma função da inclinação das ondas. Este trabalho foi validado e implementado no modelo ROMS, juntamente com o aprimoramento para a zona de surfe implementadas também no ROMS por Uchiyama et al. (2010). Além da implementação para a zona de surfe, este trabalho separou a contribuição das forças conservativas (*Bernoulli head* e *vortex force*) e não conservativas das ondas (aceleração induzida por dissipação).

As parametrizações das forças não conservativas envolvem a dissipação de energia em processos costeiros como quebra de ondas descritas por Thornton & Guza (1983), Church & Thornton (1993), e dissipação com o fundo descritos por Reniers et al. (2004). Além da inclusão da parametrização de turbulência (KPP) com processos adicionais de mistura devido a quebra de ondas descritos por Apotsos et al. (2007).

No ROMS, atavés do sistema COAWST, o formalismo do vortex-force foi implementado seguindo as convenções matemáticas utilizadas em McWilliams et al. (2004), e nas formulações apresentadas por Uchiyama et al. (2010), além de novas implementações específicas para o CO-AWST realizadas por Kumar et al. (2012). Dentre estas implementações destacam-se a inclusão de novas parametrizações para a mistura vertical, como o esquema *Generic Length Scale* (GLS), com a adição da mistura induzida por ondas, e a adição de momentum geradas pela quebra das onda em regiões costeiras e no oceano (através do processo de whitecapping). Todas estas implementações proporcionaram o aprimoramento de estudos e simulações envolvendo transporte de sedimentos também em regiões entre-marés (Kumar et al. 2011) através de um algorítmo que permite que a inundação seja representada (algorítmo wet/dry), sistema de previsão de correntes de retorno (Voulgaris et al., 2011), e qualidade de água próximo da costa (Grant et al., 2015).

2.2 Modelagem numérica hidrodinâmica

O modelo hidrodinâmico ROMS faz parte da componente oceânica do sistema COAWST, juntamente com os modelos espectrais de onda WAVEWATCH III e SWAN. O modelo ROMS (*Regional Ocean Modeling System*) é um modelo oceânico tridimensional de superfície livre, de coordenada vertical sigma que acompanha as feições do terreno (*terrain-following*). Resolve as equações de Navier-Stokes utilizando aproximações médias de Reynolds com o método de diferenças finitas assumindo aproximações hidrostáticas e de Boussinesq, com um algorítmo de passo de tempo *split-explicit*, no qual os modos barotrópico e baroclínico são resolvidos separadamente (Shchepetkin & McWilliams, 2005; Haidvogel et al., 2008; Shchepetkin & McWilliams, 2009). O ROMS inclui vários recursos para opções de escolha do usuário referentes a diferentes esquemas de advecção (segunda, terceira e quarta ordem), modelos de turbulência (GLS, Mellor-Yamada, LMD, Brunt-Väisälä, KPP e expressão analítica definida pelo usuário), parametrizações de formulações atmosféricas como camada limite e balanço de radiação, e opções para ativação de modelos biológicos e de transporte de sedimento, além das parametrizações onda-corrente já descritas anteriormente. O ROMS é um modelo de código aberto, cuja versão utilizada no COAWST é atualizada e gerenciada pela Universidade de Rutgers, que foi introduzida por Haidvogel et al. (2000).

As equações que regem o modelo hidrodinâmico com a inclusão dos termos referentes à interação onda-corrente são apresentados a seguir. Todos os termos referentes ao efeito das ondas na corrente estão no lado direito das equações, e são descritos como (Kumar et al., 2012):

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + (\vec{u} \cdot \nabla_{\perp})\vec{u} + w\frac{\partial \vec{u}}{\partial z} + f\hat{z} \times \vec{u} + \nabla_{\perp}\varphi - \mathbf{F} - \mathbf{D} + \frac{\partial}{\partial z}(\overline{u'w'} - \nu\frac{\partial u}{\partial z}) = \nabla_{\perp}\kappa + \vec{J} + \mathbf{F}^{w} \quad (2.16)$$

$$\frac{\partial\varphi}{\partial z} + \frac{g\rho}{\rho_0} = -\frac{\partial\kappa}{\partial z} + K \tag{2.17}$$

$$\nabla_{\perp} \cdot \vec{u} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \tag{2.18}$$

$$\frac{\partial c}{\partial t} + (\vec{u} \cdot \nabla_{\perp} c) + w \frac{\partial c}{\partial z} - C_{source} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{c'w'} - \nu_{\theta} \frac{\partial c}{\partial z} \right) = -(u^{Stokes} \cdot \nabla_{\perp})c - w^{Stokes} \frac{\partial c}{\partial z} + \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial z} \left[\epsilon \frac{\partial c}{\partial z} \right]$$
(2.19)

onde (\vec{u}, w) e (u^{Stokes}, w^{Stokes}) correspondem a velocidade média quasi-euleriana e às velocidades de Stokes, respectivamente. O parâmetro de Coriolis é dado por f, φ é a pressão dinâmica normalizada pela densidade ρ_0 . **F** são forças não conservativas; **D** representa termos difusivos (viscosidade e difusão); c é a concentração de material traços como temperatura e salinidade; C_{source} são fontes e sumidouros dos termos traços; (\vec{J}, K) é a representação do vortex force e κ é o termo Bernoulli head; \mathbf{F}^w é a soma do fluxo de momentum devido a forças não conservativas das ondas (fornecidas pelo modelo de ondas); e ϵ é a difusividade induzida pelas ondas. A barra sobre a variável representa média no tempo, e a linha sobre a variável (por exemplo c') indica flutuações de quantidade turbulenta. A densidade total e referenciada da água do mar são representadas por $\rho \in \rho_0$; g é a aceleração da gravidade; $\nu \in \nu_0$ representam a viscosidade e a difusividade molecular, respectivamente. A coordenada vertical (z) varia de $h(x) \leq z \leq \zeta + \hat{\zeta}$, onde ζ é a média do nível do mar e $\hat{\zeta}$ é o nível do mar quasi-estático gerado pelas componentes médias da onda. As velocidades de Stokes 3D definidos pelo campo espectral das ondas são dados por:

$$u^{Stokes}(z) = \frac{2E}{c} \frac{\cosh(2\mathcal{Z})}{\sinh(2\mathcal{H})} k$$
(2.20)

$$w^{Stokes}(z) = -\nabla_{\perp} \cdot \int_{-h}^{z} u^{Stokes} dz', \qquad (2.21)$$

onde h(x) é a profundidade, E é a energia de onda, c é a velocidade de fase das ondas, k é o número de onda $(2\pi \backslash L)$, onde L é o comprimento de onda, e \mathcal{H} e \mathcal{Z} são comprimentos verticais normalizados, definidos por:

$$\mathcal{H} = k(h + \zeta + \hat{\zeta}) \tag{2.22}$$

$$\mathcal{Z} = k(z+h) \tag{2.23}$$

O termo vortex force é dado por:

$$\vec{J} = -\hat{z} \times u^{Stokes}((\hat{z} \cdot \nabla_{\perp} \vec{u}) + f) - w^{Stokes} \frac{\partial \vec{u}}{\partial z}, \qquad (2.24)$$

$$K = u^{Stokes} \cdot \frac{\partial u}{\partial z},\tag{2.25}$$

onde \hat{z} é o vetor unitário na direção vertical e o termo Bernoulli head é dado por:

$$\kappa = \frac{\sigma H^2}{16k \sinh^2(H)} \int_{-h}^{z} \frac{\partial^2 \nu}{\partial z'^2} \sinh\left[2k(z-z')\right] dz', \qquad (2.26)$$

onde nesta equação $\nu = (k \cdot u)$, H é a altura significativa das ondas e σ refere-se à frequência instrínsica da onda (frequência em um referencial em movimento). O termo de difusividade induzida pelas ondas (ϵ) definido na equação 2.19 é dado por:

$$\epsilon = \frac{1}{8} \frac{\delta}{\delta t} \left(\frac{H \sinh[\mathcal{Z}]}{\sinh[\mathcal{H}]} \right) \tag{2.27}$$

2.3 Formação e dissipação do espectro de ondas

A formação e evolução de um campo de ondas de gravidade no oceano ocorre pela transferência de energia da atmosfera para as camadas superficiais do oceano através dos ventos. Dependem de 3 fatores essenciais: (I) a área de atuação do vento sobre o oceano que é denominada de pista ou *fetch*, (II) a intensidade e direção do vento que incide sobre esta pista e (III) a duração que ocorre esta transferência.

A transferência de energia ocorre em dois estágios. No primeiro estágio ocorre uma pequena flutuação de pressão acima da água, suficiente para formar pequenas perturbações, chamadas de ondas capilares, cujo período é da ordem de 10^{-1} segundos e a força restauradora é a tensão superficial da água do mar. Se o vento incidente cessa, as perturbações logo se extinguirão, porém se o vento se mantém, a pequena variação de pressão acima da superfície da água favorece o subsequente crescimento linear das ondas, que se movem em ressonância com as flutuações de pressão. Este mecanismo é chamado de Ressonância de Philips, expresso pela equação (Komen et al., 1994; Holthuijsen, 2007):

$$\frac{dE(f)}{dt} = C(u, f), \qquad (2.28)$$

onde C é uma taxa dependente da velocidade do vento (u) e da frequência (f).

As ondas continuam a se desenvolver até que se inicia a interação com o fluxo de ar acima destas. A partir deste instante, a força restauradora passa a ser a força da gravidade, processo chamado de Instabilidade do Fluxo de Crescimento. O fluxo de ar "suga" as cristas enquanto "empurra" as cavas. Este crescimento é exponencial, formulada por Miles (1957), e expresso pela equação:

$$\frac{dE(f)}{dt} = \beta E(f), \qquad (2.29)$$

onde o coeficiente β é dependente da velocidade do vento, e da velocidade de fase da componente de onda com frequência f. É também conhecido como Mecanismo de Feed Back de Miles (WMO, 1989).

No campo de ondas que está se desenvolvendo, são formadas ondas com diferentes frequências e direções, que se agrupam em pacotes de energia e se propagam com diferentes velocidades. Sob a influência da energia recebida pelo campo de vento superficial, as componentes de onda crescem, somando-se também com a energia resultante da variação vertical do nível da água. Esta energia pode ser quantificada através do espectro de ondas unidimensional, cuja formulação é descrita como (Komen et al., 1994; Holthuijsen, 2007):

$$E(f) = \lim_{\Delta f \to 0} \frac{1}{\Delta f} \frac{\overline{a}^2}{2}$$
(2.30)

onde \overline{a} é a amplitude média da onda e a unidade padrão é m^2/Hz .

No espectro de onda visualiza-se como a energia é distribuída ao longo das frequências, e deste modo é possível identificar, por exemplo, qual a frequência que possui a maior energia associada (frequência de pico). Além das frequências, a direção de propagação das ondas é mais um fator que caracteriza a propagação de energia, tornando o espectro bidimensional (ou direcional). O espectro passa a ser representado por:

$$E(f,\theta) = E(f)D(\theta),$$

onde $D(\theta)$ é dado por (Holthuijsen, 2007):

$$D(\theta) = \begin{cases} \frac{2}{\pi} \cos^2(\theta) & \text{para} & \theta \le 90^{\circ} \\ 0 & \text{para} & \theta \ge 90^{\circ} \end{cases}$$

Sverdrup & Munk (1947) compilaram dados de campo e laboratório em uma primeira tentativa de estimar o crescimento de um campo de ondas, apresentando o conceito de altura significativa da onda (H_S) , parâmetro estatístico extraído do espectro que representa a média de altura de 1/3 das ondas mais altas. Bretschneider (1952) aprimorou as análises de Sverdrup e Munk (Yang, 1999), que resultaram em curvas de crescimento conhecidos como curvas SMB (Sverdrup-Munk-Bretschneider; Bretschneider, 1952). Estas curvas relacionam a altura e período de onda com o tamanho da pista. Porém, para uma pista com dimensões muito grandes, estas curvas alcançam um limite, cessando o desenvolvimento do campo de ondas. Desses trabalhos obteve-se o espectro de Bretschneider (Sorensen, 1993), representado pela equação:

$$E(f) = \frac{1,25 \ w_m^4}{4(2\pi)^5 (f)^5} \ H_s^2 \ e^{-\frac{5}{4}(w_m/f)^4(2\pi)^{-4}},$$
(2.31)

onde $w_m=0,4~\sqrt{g/H_s}$ e g é a força da gravidade.

A limitação apresentada pelas curvas SMB foi resolvida por Pierson & Moskowitz (1964), que examinaram espectros obtidos a partir de medições de navios no Atlântico Norte e propuseram uma forma limite do crescimento do espectro. A correlação de dados de vento com altura de onda obtidos *in situ* resultou no espectro de Pierson-Moskowitz, que representa um mar totalmente desenvolvido, dado pela equação:

$$E(f) = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4 (f)^5} e^{-\frac{5}{4}(f_p/f)^4},$$
(2.32)

onde α é o fator de normalização (0,0081), f a frequência e f_p a frequência de pico.

Hasselman et al. (1973), através do programa *Joint North Sea Wave Project* (JONSWAP), considerado o maior esforço internacional para a investigação da evolução do campo de ondas, analisaram aproximadamente 2.000 espectros a fim de obter uma representação das condições reais da agitação marítima. O espectro JONSWAP representa um oceano em desenvolvimento, representado pela equação:

$$E(f) = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4 (f)^5} \ e^{-\frac{5}{4}(f_p/f)^4} \ \gamma^{exp(-\frac{1}{2})\left(\frac{f_p}{f}-1\right)^2},$$
(2.33)

onde γ é o fator de pico (com o valor de 3,3) e σ é o parâmetro de largura do espectro (com o valor de 0,07 para $f \leq f_p$ e 0,09 para $f \geq f_p$).

Os modelos numéricos de onda atuais como o WAM (WANDIGROUP, 1988) utilizado pelo ECMWF, WAVEWATCH III (Toman, 1997, 1999a, 2009) utilizado pela NOAA/NCEP e SWAN (Ris et.al. 1999) desenvolvido pela Delft University of Technology, são modelos espectrais, dos quais podemos obter a altura significativa, período de pico e direção de pico, por exemplo, como uma relação do espectro. Nestes modelos são calculados a evolução espacial e temporal do espectro direcional $E(f, \theta)$, através da equação do balanço de energia, que evolui enquanto cada componente de onda se propaga com velocidade de grupo $\vec{c_g}$, sob ação de forçantes:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{c_g} \ E) = S_{tot} \tag{2.34}$$

onde $E = E(f, \theta, x, y, t)$ é o espectro direcional de onda e o termo fonte (S_{tot}) representa fontes e sumidouros de energia através de principais processos como: entrada de energia pelo vento (S_{in}) , interações não lineares do tipo onda-onda (S_{nl}) , dissipação por quebra do tipo whitecapping (S_{ds}) , interações de onda com o fundo oceânico (S_{bot}) , quebra induzida por profundidade (S_{db}) , interação onda-gelo (S_{ice}) , dentre outros.

2.4 Modelagem espectral de ondas

Conforme descrição matemática na seção anterior, os modelos de ondas atuais calculam a formação, evolução e dissipação da energia espectral em cada ponto da grade numérica. Desta maneira, as ondas são representadas como parâmetros estatísticos baseados no cálculo desta energia, sendo inviável atualmente (do ponto de vista matemático e computacional) o cálculo individual de ondas sendo geradas, propagadas e interagindo com outras ondas, correntes e com a própria atmosfera. Para esta finalidade, a modelagem de ondas está evoluindo para uma quarta geração de modelos espectrais, no qual as parametrizações devem perder espaço cada vez mais para a solução explícita das equações (modelagem física; Babanin et al., 2012).

O modelo WW3, que faz parte da componente oceânica do sistema COAWST, juntamente com os modelos ROMS e SWAN, é uma evolução do WAVEWATCH I desenvolvido na Delft University of Technology (Tolman, 1989) e WAVEWATCH II desenvolvido na NASA *Goddard Space Flight Center* (Tolman, 1992), modelos de primeira e segunda geração, respectivamente. Atualmente, o WW3 é um modelo de previsão de ondas de terceira geração, desenvolvido pela NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) / NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*), similar ao modelo WAM (WANDIGROUP (1988), KOMEN et al. (1994).

A física do modelo inclui geração e propagação de energia, dissipação devido à quebra de ondas e fricção com o fundo, refração, advecção, e interações onda-onda quádruplas. A física do WW3 vem se aprimorando nas últimas versões, com a inclusão de parametrizações para águas rasas (abaixo de 40 metros de profundidade) como a interação onda-onda tripla, dentre outras (Tolman, 2009), bem como a confecção de grades numéricas não estruturadas, aninhamento *two-way* entre grades, inclusão de novos termos fonte como o ST4 (Ardhuin et al., 2010) e ST6 (Zieger et al., 2015) e a inclusão de interfaces como OASIS3-MCT (Larson et al., 2005) para acoplamento com modelos oceânicos e atmosféricos.

No WW3 o espectro direcional é definido pela direção e número de onda $F(k, \theta)$, devido às características de invariância em relação à física de crescimento e decaimento das ondas para profundidades variáveis. Já o espectro que o WW3 fornece nos programas de pós-processamento consiste no espectro baseado nas frequências e direções $E(f, \theta)$. Os diferentes espectros podem ser calculados a partir de $F(k, \theta)$ utilizando transformações Jacobianas diretas:

$$E(f_r,\theta) = \frac{\partial k}{\partial f_r} F(k,\theta) = \frac{2\pi}{c_g} F(k,\theta) , \qquad (2.35)$$

$$E(f_a,\theta) = \frac{\partial k}{\partial f_a} F(k,\theta) = \frac{2\pi}{c_g} \left(1 + \frac{\mathbf{k} \cdot \mathbf{U}}{k c_g}\right)^{-1} F(k,\theta), \qquad (2.36)$$

$$c_g = \frac{\partial \sigma}{\partial k} = n \frac{\sigma}{k}, n = \frac{1}{2} + \frac{kd}{\sinh(2kd)}$$
(2.37)

sendo que a equação 2.35 refere-se à frequência relativa (f_r) e a equação 2.36 refere-se à frequência absoluta (f_a) , com a inclução do vetor da corrente superficial (\vec{U}) .

Quando o efeito de correntes nas ondas são considerados, uma distinção é feita em relação às frequências. As frequências em um referencial em movimento são chamadas de frequências relativas ou intrínsicas $\sigma (= 2\pi f_r)$, já em um referencial fixo a frequência é denominada absoluta $\omega (= 2\pi f_a)$. A direção θ é por definição perpendicular à crista da onda (ou da componente espectral) e igual na direção de \vec{k} (The WWIII Development Group, 2016).

Um ambiente no qual há variações na coluna de água e nas correntes ao longo do tempo, podem gerar mudanças de amplitude, frequência e direção das ondas que se propagam através deste meio. A mudança na amplitude ocorre devido ao agrupamento de energia (*energy bunching*), refração gerada pelas correntes, e transferencia de energia entre ondas e correntes. A mudança na frequência está relacionado ao efeito Doppler e a mudança de direção é ocasionada pela refração induzida pela diferença de velocidade de propagação geradas pelas correntes. Estes fenômenos ocorrem devido ao transporte da onda pelas correntes em um ambientes com variações de velocidades horizontais e no tempo (Holthuijsen, 2007).

Quando uma onda harmônica se propaga em uma área com profundidade constante através de uma corrente constante (no espaço e no tempo), a teoria linear é válida em sua totalidade em um cenário de referência da onda movendo-se com a corrente. A frequência relativa σ , e sua relação com o número de onda k e a profundidade (d), chamada de relação de dispersão, é definida por:

$$\sigma^2 = gk \tanh(kd) , \qquad (2.38)$$

A relação da frequência relativa (referência em movimento), com a frequência absoluta (referência fixa em relação ao fundo) é dada por:

$$\omega = \sigma + k \mathbf{U}_n, \tag{2.39}$$

onde \mathbf{U}_n é a componente do vetor corrente na direção da onda. A velocidade de propagação da energia de onda em uma referência fixa, isto é, relativo ao fundo, $\vec{c}_{g,absoluta}$ ou simplesmente c_g é obtida adicionando-se o vetor da velocidade da corrente \vec{U} ao vetor de velocidade relativa $\vec{c}_{g,relativa}$:

$$\vec{c}_{g,absoluta} = \vec{c}_g = \vec{c}_{g,relativa} + \vec{U} \tag{2.40}$$

A velocidade de grupo fica portanto, representado por:

$$c_g = \frac{\partial \sigma}{\partial k} + \vec{U} = \left(\frac{1}{2} + \frac{kd}{\sinh(2kd)}\right)\frac{\sigma}{k} + \vec{U}$$
(2.41)

Integrando-se o espectro $F(k, \theta)$ ou $E(f, \theta)$ sobre todas as frequências e direções, obtémse a variância total de energia (E), usualmente chamada de energia de onda. Nos casos sem correntes, a variância (energia) de um pacote de ondas é uma quantidade conservada, porém na presença de correntes, a energia ou variação de componente espectral não é mais conservada, devido ao trabalho realizado pela corrente na transferência de momentum para as ondas (Longuet-Higgins & Stewart, 1961, 1962). Entretanto, quando considerada a ação de ondas (*wave action*) a energia é conservada (Whitham, 1965; Bretherthon & Garrett, 1968; Mei et al., 2006). Por definição a ação de onda é a variância total dividida pela frequência relativa ($A \equiv E \setminus \sigma$). Portanto, os modelos espectrais que incluem os efeitos das correntes superficiais são baseados no espectro da ação da onda (*wave action density spectrum*) $N(k, \theta) \equiv F(k, \theta)/\sigma$. A propagação da onda é então descrita por:

$$\frac{DN}{Dt} = \frac{S_{tot}}{\sigma} \tag{2.42}$$

No WW3, a forma euleriana da equação de balanço de ação de onda (*wave action balance equation*) é dada por:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla_x \cdot \dot{x}N + \frac{\partial}{\partial k} \dot{k}N + \frac{\partial}{\partial \theta} \dot{\theta}N = \frac{S_{tot}}{\sigma}, \qquad (2.43)$$

$$\dot{x} = c_g + \mathbf{U},\tag{2.44}$$

$$\dot{k} = -\frac{\partial\sigma}{\partial d}\frac{\partial d}{\partial s} - \mathbf{k} \cdot \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial s},\tag{2.45}$$

$$\dot{\theta} = -\frac{1}{k} \left[\frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} + \mathbf{k} \cdot \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial m} \right]$$
(2.46)

Na equação 2.43, os termos do lado lado esquerdo da equação representam os efeitos cinemáticos da onda, com excessão ao primeiro termo, que apresenta a variação do espectro da ação da onda $N(k, \theta)$ ao longo do tempo. O segundo termo representa a propagação de energia das ondas no espaço. O terceiro termo está relacionado ao efeito Doppler, com variação da frequência induzida pelas correntes, e o quarto termo está relacionado à refração induzida pela corrente, além da induzida pela profundidade.

O segundo termo da equação 2.43 pode ser reescrito como:

$$\frac{d\vec{x}}{dt} = (\vec{c_g} + \vec{U})\nabla_x \cdot N \tag{2.47}$$

Neste termo, observa-se que o aumento ou redução da energia espectral de $N(k,\theta)$ ira oscilar de acordo com a direção e magnitude da corrente superficial, pois o termo $(\vec{c_g} + \vec{U})$ é inversamente proporcional ao termo $\nabla_x \cdot N$, sendo que correntes contrárias aumentarão o valor de $N(k,\theta)$ e consequentemente o valor de $H_S,$ e também o contrário.

Capítulo 3

Metodologia

Nesta seção serão apresentadas a área de estudo, as grades numéricas confeccionadas para o desenvolvimento das simulações de ondas, hidrodinâmicas e acopladas. Também serão mostrados as configurações e dados utilizados para a realização das simulações, bem como os dados e métodos para a validação e comparação estatística.

3.1 Área de Estudo

A área de estudo compreende os estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Rio de Janeiro e parte do Espírito Santo, com limites de latitude entre 18,72°S a 29,61°S e limites de longitude entre 32,9°W a 50,4°W. Na figura 3.1 observa-se a batimetria da região, com a Cadeia Vitória-Trindade (20,5°S) ao norte do domínio. Logo abaixo da Cadeia inicia-se a Bacia de Campos, que se extende entre a costa sul do Espírito Santo e norte do Rio de Janeiro (entre os paralelos 21°S e 23°S), separada ao norte pela Bacia do Espírito Santo e ao sul com a Bacia de Santos (Rangel et al. 1994). Neste trecho a plataforma continental é estreita e rasa apresentando declividades mais suaves e contornos batimétricos que acompanham a linha de costa e se prolongam até a quebra da plataforma. A medida que se aproxima do seu limite sul a plataforma continental vai se tornando mais larga, onde se inicia a Bacia de Santos. Esta, situa-se entre as Bacias de Campos ao norte e a Bacia de Pelotas ao Sul (Moreira et al., 2007). A largura da plataforma continental desta Bacia apresenta variações médias entre 100 km e 200 km, sendo a menor largura (cerca de 70 km) nas proximidades de Cabo Frio - RJ com a atual

quebra da plataforma situada próxima à isóbata de 200 metros. A bacia de Santos se estende da costa até o limite exterior do Platô de São Paulo, com profundidades superiores a 3500 metros (Macedo, 1990; Figueiredo Jr. & Tessler, 2004).

Na figura 3.1 são apresentado também 3 pontos em azul, que referem-se às boias do Programa Nacional de Boias da Marinha do Brasil (PNBOIA; https://www.marinha.mil.br/chm/dadosdo-goos-brasil/pnboia), sendo o ponto mais ao sul a boia de Santa Catarina (SC), seguidas pelas boias de Santos (ST) e Cabo Frio (CF). Os pontos em vermelho representam as localidades nas quais foram adquiridos dados de CTD (*Conductivity-Temperature-Depth*) da campanha do INCT-PRO-OCEANO (http://inct-prooceano.com.br). São 8 pontos, no qual o ponto 1 é o local mais próximo da costa, seguindo em direção ao oceano até o ponto 8, especialmente para o dia 10 de Abril de 2014. Os pontos de boia e CTD são visualizados mais detalhadamente na figura 3.3. Neste dia foram coletados dados principalmente porque havia um evento de meandramento da corrente do Brasil na região oceânica de Cabo Frio - RJ. Estes dados serão utilizados nas análises estatíticas e comparação de desempenho entre as simulações.



Figura 3.1: Batimetria da área Sudeste com o posicionamento das boias do PNBOIA (3 pontos em azul) e os 8 pontos (em vermelho) são as localidades onde foram adquiridas dados de CTD da campanha do INCT-PRO-OCEANO.

3.2 Configuração Numérica

A fim de investigar os efeitos da interação onda-corrente na região oceânica sudeste do Brasil (SE), especialmente sobre o espectro de ondas e na camada superficial do oceano, optou-se pela utilização do sistema COAWST (Warner et al., 2010), no qual as simulações hidrodinâmicas e de ondas de gravidade superficiais pudessem interagir. A versão 3.3 do COAWST *(Coupled-Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport Modeling System)* foi escolhida, pois o modelo espectral de ondas WAVEWATCHIII (WW3), versão 5.16 (The WWIII Development Group, 2016) está acoplada ao modelo hidrodinâmico ROMS versão 3.7 (Song & Haidvogel, 1994; Shchepetkin & McWilliams, 2005; Haidvogel et al., 2008; Shchepetkin & McWilliams, 2009) via o acoplador de fluxos MCT (Model Coupling Toolkit; Larson et al., 2004; Jacob et al., 2005).

Três grades numéricas foram construídas para conduzir os experimentos: uma grade WW3 global (WW3GLO), uma grade regional do WW3 para a região sudeste (WW3SE) e uma grade regional do ROMS (ROMSSE).



Figura 3.2: Área das grades Global e Sudeste do WW3 utilizadas neste estudo, e as grades utilizadas pela NOAA como referência.

Na figura 3.2 observa-se o domínio global (WW3GLO) com resolução espacial de 25 km, e em detalhe a área do domínio sudeste (WW3SE), com resolução espacial de 5 km. Ambas são grades regulares e foram desenvolvidas com o software Gridgen específico do próprio WW3. A grade global é responsável por fornecer as informações de sistemas de ondas gerados em larga escala e que são propagados para a área de estudo. Estas informações são fornecidads através de dados espectrais em cada ponto de contato das bordas numéricas (condições de contorno) entre as grades WW3GLO e WW3SE a cada 3 horas. Foram escolhidas as opções padrões da física ST4 (Ardhuin, et al. 2010), 25 frequências and 24 direções para configurações básicas das simulações. Na tabela 3.1 abaixo os valores utilizados de passo de tempo ou timestep (Δt) para cada grade.

Tabela 3.1: Passo de tempo (Δt) para as grades WW3GLO e WW3SE

Grade	Δt	x-y Δt	k- $\theta \Delta t$	Δt mínimo
Global	1200s	400s	400s	10s
Sudeste	120s	40s	40s	10s

Na figura 3.3 é apresentada a grade numérica do ROMSSE, que possui resolução espacial de 4.9 km em longitude, 4.5 km em latitude, e 33 níveis na vertical. Apesar de parecer regular, esta grade é curvilínea, por isso a diferença de resolução entre os eixos x e y, e foi gerada através do pacote *pyroms*. Em detalhe, uma aproximação da grade entre a Baia de Guanabara e Cabo Frio - RJ, com o posicionamento mais nítido dos pontos de CTD descritos anteriormente. Na tabela 3.2 são apresentados os valores de alguns parâmetros utilizados na configuração desta grade. Em relação à coordenada sigma são apresentados o *Tcline*, que é a largura da camada limite superficial e de fundo, o hc, que é a profundidade crítica, $theta_s$ e $theta_b$ que são parâmetros de controle de camadas na superfície e fundo, respectivamente, além dos parâmetros *Vstretching* e *Vstransform*. OBCFAC, e parâmetros NUDG estão relacionados com as condições de contorno, e DT e NDTFAST com o passo de tempo.

Tabela 3.2: Parâmetros utilizados na grade ROMS sudeste

Parâmetro	Valor	Parâmetro	Valor
Lm(x)	361	Tcline	20
Mm(y)	271	hc	20
Ν	33	Vstretching	1
DT	120	Vtransform	1
NDTFAST	40	OBCFAC	1
theta_s	5	theta_b	$_{0,1}$
TNUDG	10	ZNUDG	5

Para as condições de contorno do ROMSSE, foram utilizados dados diários obtidos das



Figura 3.3: Grade numérica do ROMS Sudeste com detalhe na Baia de Guanabara e Cabo Frio - RJ, e os pontos das boias (*em azul*) e estações de CTD (*em vermelho*)

simulações globais do HYCOM (*Hybrid Coordinate Ocean Model*; Metzger et al. 2008, 2010, 2014) com NCODA (*Navy Coupled Ocean Data Assimilation*; Cummings & Smedstad, 2013). Os dados extraídos do HYCOM possuem resolução de aproximadamente 9 km, com 33 níveis na vertical. Foi necessário ativar o esquema de *nudging* nas bordas computacionais e realizados testes de ajustes para obter os valores ideais dos parâmetros associados, a fim de manter estabilidade numérica nas bordas. Tanto os dados nas condições de contorno do HYCOM, quanto as condições iniciais para o primeiro dia de integração numérica foram interpolados para a grade do ROMSSE através do pacote *pyroms*.

As componentes harmônicas de maré (M2, N2, K2, S2, K1, O1, P1, Q1, M4, MN4, MS4, MM, MF) foram extraídas do modelo TPXO, versão 8 (Egbert & Erofeeva, 2002) e interpoladas para a grade ROMSSE também via *pyroms*.

As grades sudeste WW3SE e ROMSSE possuem diferença em relação ao espaçamento de grade, por isso foi necessário gerar uma matriz de interpolação de peso através do pacote SCRIP (Jones, 1999). Nesta matriz há o ajuste dos pontos de grade entre o ROMS e WW3 para que o acoplador de fluxo MCT transmita as informações nos pontos correspondentes entre os modelos. Os parâmetros de acoplamento tramsmitidos entre os modelos foram atualizados a cada hora. Os arquivos de configurações dos modelos, os dados e o tempo de transmissão envolvidos (*timestep* de acoplamento) são configurados e definidos dentro do escopo do COAWST, além da configuração individual de cada modelo envolvido.

As variáveis oceânicas como corrente superficial $(u \in v)$, e a elevação do nível do mar (ζ) são enviadas para o WW3 a cada hora de simulação, que em troca envia os parâmetros de ondas como altura significativa de onda H_S , comprimento de onda (L), periodo (T) e direção (θ) , além de dissipação de onda na superfície (em porcentagem de quebra de onda) e dissipação de fundo.

3.3 Simulação controle

Três simulações entre 02 de janeiro de 2012 e 30 de dezembro de 2015 foram realizadas: as duas primeiras individuais (WW3 e ROMS) ou simulações controle, e a última acoplada (COAWST). Os dados utilizados como forçantes atmosféricas foram obtidas do *European Center* for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), da reanálise global atmosférica conhecida como ERA-Interim (Dee et al., 2011). Estes dados possuem resolução temporal de 3 horas e resolução espacial de aproximadamente 81 km, e 60 níveis na vertical.

Para o modelo WW3 foram utilizadas os campos de vento a 10 metros para a grade WW3SE e para a grade WW3GLO foi acrescentada como forçante a cobertura de gelo. Para o modelo ROMS, além dos campos de vento a 10 metros, foram utilizadas a temperatura do ar e a umidade relativa a 2 metros, taxa de precipitação, cobertura de nuvens, pressão atmosférica superficial e balanço de radiação solar.

O modelo WW3 foi iniciado sem o campo aquecido, ou seja, definiu-se as forçantes e a física utilizada, e os campos de sistemas de onda foram se desenvolvendo a partir de um campo de onda em repouso. Primeiramente a grade WW3GLO foi integrada numericamente durante os anos de 2012 a 2015, e as condições de contorno para a grade WW3SE foram preparadas posteriormente com programas auxiliares do próprio WW3, gerando os dados espectrais para os pontos de borda. Esses dados são lidos ao longo da integração numérica do WW3SE, juntamente com as forçantes atmosféricas, permitindo o desenvolvimento de novos sistemas de ondas gerados na área de estudo e a propagação e dissipação de sistemas gerados na grade WW3GLO. A estabilidade numérica do WW3, partindo de um campo inicial frio, varia de 10 a 15 dias, tendo sido descartado para estes experimentos os dois primeiros meses de simulação.

O modelo ROMS foi iniciado com condições iniciais interpolados do modelo HYCOM para a grade ROMSSE através do pacote *pyroms*, bem como as condições de contorno. Como o campo inicial utilizado é um campo aquecido, e as condições de contorno diárias, a estabilidade numérica ocorreu entre 12 e 18 horas de integração numérica. Apesar disso, foi descartado também os dois primeiros meses de simulação, acompanhando o observado em alguns estudos que utilizaram condições de contorno climatológico. Na figura 3.4 são apresentados os campos iniciais de temperatura (3.4a), salinidade (3.4b) e correntes superficiais (3.4c) e elevação do nível do mar (3.4d). Toda a estrutura vertical também foi interpolada para a grade ROMS, caracterizando o início da simulação hidrodinâmica com o campo aquecido.

A diferença entre as simulações controle (WW3 e ROMS) e a simulação acoplada (CO-AWST) foi a ativação da parametrização do *vortex-force* (McWilliams et al., 2004) no modelo ROMS e demais parametrizações associadas a interação onda-corrente na implementação do sistema COAWST (Kumar et al., 2012). A inclusão de campos de corrente e elevação do nível do mar no WW3 é feita de forma automática (na simulação COAWST), considerando estes campos nulos em sua ausência (simulação WW3).

Para a analisar a variabilidade sazonal durante o período simulado, os dados do OS-TIA (*Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis*; Donlon et al. 2012) foram adquiridos para a comparação da temperatura superficial do mar (TSM). Estes dados possuem resolução espacial de aproximadamente 4 km, e resolução temporal de 1 dia. Os dados diários do OSTIA, entre 2012 e 2015 foram concatenados para então extrair a média mensal e posteriormente a média sazonal. Estes dados sazonais foram interpolados para a grade do ROMSSE através do método linear do pacote griddata da linguagem python.

Para a análise de correntes superficiais, os dados foram obtidos do OSCAR (*The Ocean Surface Current Analyses - Real Time*; Bonjean & Lagerloef, 2002) que possuem resolução





(d) Campo de elevação do nível do mar

Figura 3.4: Condições iniciais do dia 02 de janeiro de 2012 do modelo HYCOM interpolados para o modelo ROMS. No Apêndice B estas figuras estão replicadas em maior tamanho.

temporal de 5 dias, e resolução espacial de aproximadamente 33 km. Da mesma forma que os dados de TSM, foram concatenados para extrair a média mensal e posteriormente a média sazonal. Os dados sazonais foram interpolados para a grade ROMSSE através do método linear do pacote griddata da linguagem python.

Para validar as simulações de onda do WW3 e do COAWST, dados de boias do PNBOIA foram utilizados para realizar a comparação de séries temporais dos parâmetros estatísticos das ondas e da análise do espectro de onda. Três boias foram utilizadas: a de Santa Catarina (SC), Santos (ST) e de Cabo Frio (CF), e suas localizações são apresentadas na figura 3.1. A escolha do período de simulação foi baseada na disponibilidade dos dados *in situ*, especialmente pelos dados de espectro de ondas. Dados de CTD foram obtidos da campanha do INCT-PRO-OCEANO, especialmente para o dia 10 de Abril de 2014, com as localizações dos pontos de coleta apresentados nas figuras 3.1 e 3.3. Os perfis verticais dos dados de CTD foram comparados às simulações COAWST e ROMS, interpolando-se os 8 pontos para o domínio dos modelos. Também foram calculados a profundidade da camada de mistura dos dados *in situ* e dos modelos para data e horários específicos do dia da aquisição.

Como mencionado na Introdução, o espectro de ondas é muitas vezes composto por dois ou mais sistemas de ondas, principalmente na região sudeste do Brasil, sendo comum a presença de um sistema gerado localmente (*windsea*), juntamente com um ou mais sistemas de ondas formados em outra localidade (*swell*). Os espectros das simulações acopladas, não acopladas e da boia de Santos foram submetidos ao algorítmo de particionamento de energia espectral proposto por Innocentini et al. (2014), cuja função é identificar e separar a energia de cada sistema que compõem o espectro total. Assim, é possível analisar de forma individual, as características estatísticas de cada sistema de onda, como H_S , período de pico (T_P) e direção de propagação de pico (D_P). Desta maneira, os sistemas de onda foram definidos e organizados por ordem de intensidade, em termos de energia espectral. Nesta análise foram considerados apenas os sistemas de pico, ou seja, o sistema de maior energia espectral a cada hora analisada. Para analisar a influência das correntes superficiais nos espectros de onda, foram selecionados alguns casos ao longo dos anos de 2013 e 2014. Com a finalidade de visualizar de forma geral o comportamento e o impacto relativo da interação entre sistemas de onda de pico e correntes superficiais, projetou-se o vetor corrente sobre o vetor onda. A projeção vetorial é dada por:

$$proj_{curr} = \arccos\left(\frac{\vec{w}.\vec{c}}{|\vec{w}||\vec{c}|}\right),$$
(3.1)

onde \vec{w} é o vetor direção do sistema de pico da onda , e \vec{c} é o vetor direção da corrente superficial. Portanto, caso o ângulo formado entre os vetores estiver entre 0° e 90° significa que os sistemas estão se propagando na mesma direção, e caso o ângulo entre os vetores estiver entre 90° e 180° os sitemas estão se propagando em direções opostas. A mesma projeção foi realizada também do vetor onda sobre o vetor corrente, para visualizar o impacto relativo que as ondas proporcionaram nas correntes superficiais.

De forma a quantificar a influência do acoplamento na distribuição espacial de H_s , os campos médios sazonais da simulação acoplada foram subtraídos da simulação não acoplada. Da mesma forma, a influência na distribuição espacial que os campos de onda exercem nas correntes superficiais foram apresentadas através da média sazonal da deriva e do transporte de Stokes.

Capítulo 4

Resultados e Discussão

Os resultados serão apresentados em duas partes. Na primeira parte encontram-se os resultados de validação e influência dos efeitos da interação onda-corrente nas simulações ROMS, WW3 e COAWST, comparando-se campos de temperatura e correntes superficiais. Para este fim imagens de satélite foram adquiridas e interpoladas para a resolução do modelo. A distribuição espacial de REQM (Raiz do Erro Médio Quadrático) e viés foram calculadas para analisar o desempenho das simulações em termos de médias sazonais. A camada de mistura também foi analisada para o dia 10 de abril de 2014. H_S obtidas das boias SC, ST e CF são comparadas às simulações. Na segunda parte são apresentados alguns casos específicos que mostram a influência das correntes superficiais no espectro das ondas, e a distribuição geral do impacto relativo entre as ondas e correntes. Também são apresentados as médias sazonais para a distribuição espacial da diferença de H_S entre as simulações e as médias sazonais de deriva e transporte de Stokes.

4.1 Efeitos da interação onda-corrente na TSM

Na figura 4.1 é apresentada a média sazonal de TSM extraída do OSTIA para a área de estudo no período de 2012 a 2015. A temperatura varia de 17 a 25°C durante inverno e primavera (4.1c e 4.1d), e entre 23 a 28°C durante o verão e outono (4.1a e 4.1b). Observa-se que o aumento da TSM é gradativo e suave partindo da porção sul da área de estudo até a porção norte. Este padrão é modificado ao longo da linha de costa, onde o valor da TSM é menor especialmente durante o inverno. A intrusão do ramo costeiro da Corrente do Brasil é comum neste período do

ano, promovendo uma lingua de água fria que avança desde a parte sul até a região central da área de estudo. As simulações foram capazes de representar as características e feições sazonais da TSM obtidas do OSTIA, com diferenças principalmente na magnitude. Essas diferenças são discutidas com foco em três partes da grade: a porção norte, central e sul.



Figura 4.1: Média sazonal de TSM extraído do OSTIA durante os anos de 2012 a 2015, e as isolinhas batimétricas de 500, 1000 e 3000 metros.

Durante o verão (figura 4.2), a simulação do ROMS apresentou viés positivo em comparação aos dados obtidos do OSTIA, principalmente na parte norte da área de estudo. O viés apresentado na figura 4.2a apresenta valores acima de 1°C e em algumas regiões acima de 2°C. Na porção central e sul da grade os valores reduziram principalmente na região da bacia de Santos, com oscilações de até 1°C, e valores acima de 2°C em algumas regiões costeiras do Estado do Rio de Janeiro, São Paulo e Santa Catarina. Observando a simulação acoplada do COAWST na figura 4.2b, percebe-se que os valores de viés reduziram na parte norte da grade em até 1°C de magnitude quando comparados à simulação ROMS. Na região cental e sul houve também grande redução de viés, com a região da bacia de Santos apresentando valores entre 0.25 a -0.25°C na sua maior parte, com excessão de algumas regiões costeiras que apresentaram valores um pouco maiores. Destaca-se a região costeira entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, no qual o viés permaneceu com valores altos (acima de 2°C). A Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM) observado na figura 4.2d, ressalta também nesta região uma maior discrepância entre os valores simulados e os observados via satélite. Porém no restante da área de estudo, e quando comparado aos resultados do ROMS na figura 4.2c, também é ressaltado a melhoria de desempenho da simulação acoplada, com a redução de REQM em praticamente toda a área.

Durante o outono (figura 4.3), a simulação do ROMS apresentou valores de viés (figura 4.3a) acima de 1°C em toda porção norte e central da área de estudo. Algumas áreas na região oceânica da porção norte e a região costeira entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo os valores ficaram acima de 2°C. Na porção sul houve uma redução nestes valores, destacando a região costeira entre Santa Catarina e sul de São Paulo, cujos valores ficaram abaixo de 0.25°C. Já na simulação acoplada, o viés (figura 4.3b) ficou acima de 1°C na região oceânica da porção norte, e na região costeira norte do Estado de São Paulo até o Espírito Santo, ressaltando valores acima de 2°C na divisa entre o Rio de Janeiro e Espírito Santo. Na região central e sul da área de estudo, a simulação COAWST apresentou redução de viés, com algumas regiões oscilando entre -1 a 0.5°C, com destaque a regição costeira de Santa Catarina até o sul de São Paulo. A REQM do ROMS (figura 4.3c) foi maior na porção norte e sendo reduzida em direção a porção sul, ressaltando o desempenho na região costeira entre Santa Catarina e sul de São Paulo. A REQM do COAWST (figura 4.3d) também apresentou maiores valores na porção norte, com grande redução na porção central e sul, e também quando comparada com a simulação do ROMS.

Durante o inverno (figura 4.4), observa-se que o viés da simulação ROMS (figura 4.4a) é maior em quase toda parte da porção norte e na porção central mais próximos ao continente. Já a simulação COAWST apresenta uma redução nos valores de viés (figura 4.4b), mantendo uma distriuição espacial semelhante ao ROMS na porção central a norte. Ambas simulações apresentaram valores de viés negativo na estrutura de intrusão de água proveviente do ramo



Figura 4.2: Viés e REQM da temperatura superficial no período de verão das simulações ROMS e COAWST

costeiro da CB (em até -2°C), presença típica no inverno.

Esta redução, em relação aos dados do OSTIA é evidente na porção sul de ambas simulações, enquanto que na porção central a norte há um aumento nestes valores. Os valores de viés na região da língua formada pelo ramo costeiro da corrente do Brasil foram acima de -1°C, desde Santa Catarina até o litoral sul de São Paulo.



Figura 4.3: Viés e REQM da temperatura superficial no período de outono das simulações ROMS e COAWST

Analisando a REQM das simulações (figuras 4.4c e 4.4d), observa-se que apresentaram de modo geral distribuição espacialmente semelhante, com redução nas magnitudes da simulação acoplada em relação ao ROMS. Porém, houve uma intensificação da REQM da simulação acoplada na região costeira entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, e próximo ao litoral do Paraná.

Na primavera (figura 4.5), a distribuição espacial do viés entre as simulações foi parecida, com redução na magnitude da simulação COAWST (figura 4.5b) em relação a simulação ROMS (figura 4.5a). Na porção norte e central da simulação ROMS houve o predomínio de aumento em relação à média do OSTIA tanto na parte oceânica quanto na região costeira. O mesmo ocorre



Figura 4.4: Viés e REQM da temperatura superficial no período de inverno das simulações ROMS e COAWST

com a simulação COAWST, com redução principalmente na região oceânica, e destacando-se a área entre Rio de Janeiro e Espírito Santo, que sempre apresentou valores maiores de viés.

Na porção central e sul do COAWST os valores de viés reduziram, mostrando até valores negativos quando comparado aos resultados do OSTIA. Algumas regiões na área oceânica e do litoral de Santa Catarina ao sul de São Paulo os valores oscilaram em até -1°. Através dos valores de REQM observa-se nas figuras 4.5c e 4.5d que houve um destaque no erro na região entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, principalmente na simulação acoplada. De modo geral, a distribuição espacial mostra uma redução no REQM na simulação COAWST, principalmente na porção sul da área de estudo. Em todas as estações, o viés e o REQM das simulações COAWST foram menores em termos de distribuição espacial e magnitude, especialmente durante o verão e a primavera. A região costeira na divisa dos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo sempre apresentaram maiores magnitudes de viés e REQM nas simulações acopladas, com as maiores diferenças nas estações do verão e inverno.



Figura 4.5: Viés e REQM da temperatura superficial no período de primavera das simulações ROMS e COAWST

4.2 Efeitos da interação onda-corrente nas correntes superficiais

Na figura 4.6 é apresentada a média sazonal de corrente superficial extraída do OSCAR para a área de estudo no período de 2012 a 2015. Os dados do OSCAR são uma base de dados oriundos de uma combinação de dados de altimetria, dados de satélites de vento e temperatura para estimar a corrente superficial. Possuem resolução espacial menor que os dados simulados, em torno de 33 km, sendo a interpolação prejudicada principalmente próximo da costa. Observase que a corrente do Brasil (CB) apresenta valores entre 0.3 a 0.5 m/s na maior parte do ano, com velocidades mais intensas (entre 0.5 a 0.75 m/s) próximo a região oceânica de Cabo Frio-RJ e também sobre a bacia de Santos.

As simulações foram capazes de representar as feições sazonais da corrente do Brasil (CB) obtidas do OSCAR, porém com diferenças no posicionamento e na largura da propagação principal. Tanto ROMS quanto COAWST representaram a CB mais estreita em relação ao OSCAR, o que fica evidente nos resultados de viés e REQM apresentados a seguir.

Durante o verão, observa-se através da figura 4.7 que os valores de viés foram positivos ao longo do posicionamento da CB, tanto para o ROMS (figura 4.7a) quanto para o COAWST (figura 4.7b). Além de representar a média sazonal da CB mais estreita em relação ao OSCAR, neste caso a CB posicionou-se nas duas simulações um pouco mais próximo da costa, ressaltando a diferenças.

Em relação à REQM (figuras 4.7c e 4.7d), destaca-se a região oceânica de Cabo Frio-RJ, local onde inicia-se a mudança de orientação de propagação da CB. Neste trecho as simulações apresentaram valores altos, tanto de viés como de REQM, com diferenças na magnitude da corrente em torno de 0.25 m/s. Na simulação ROMS observa-se também valores altos de REQM na borda leste, na porção superior da área de estudo, que podem estar associados aos valores de condição de contorno.

Na figura 4.8 observa-se que os valores de viés no outono foram menores dos apresentados no verão. Tanto na simulação ROMS (figura 4.8a) quanto na simulação COAWST (figura 4.8b) há um aumento da magnitude da corrente sobre a trajetória da CB, com valores em torno de 0.15 m/s. Em relação à REQM, a simulação acoplada (figura 4.8d) apresentou redução na



Figura 4.6: Média sazonal de corrente superficial extraído do OSCAR durante os anos de 2012 a 2015. Os vetores representam a direção e as cores a intensidade da corrente superficial.

distribuição espacial quando comparada com a simulação não acoplada (figura 4.8c) na parte norte da área de estudo, e um aumento na parte sul, local associado à trajetória preferencial dos sistemas frontais. Já no ROMS destaca-se também dois pontos de altos valores de REQM, ambos na porção norte da grade, na área oceânica próximo da divisa entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo e também mais ao norte próximo do limite de contorno da grade.

Na figura 4.9 é apresentado os valores de viés e REQM durante a média sazonal de inverno. Neste período destaca-se o viés positivo apresentado pela simulação COAWST (figura 4.9b), que obteve valores em torno de 0.20 m/s ao longo de quase toda a trajetória da CB. Já os



Figura 4.7: Viés e REQM da corrente superficial no período de verão das simulações ROMS e COAWST

valores de viés para a simulação ROMS (figura 4.9a) também apresentou viés positivo com magnitude menor, em torno de 0.10 m/s. Os valores e a distribuição espacial do REQM apresentado por COAWST (figura 4.9d) evidenciam o deslocamento de posição que a CB apresentou nesta simulação, bem como o estreitamento quando comparado aos valores do OSCAR. Novamente na porção norte da área de estudo, ROMS (figura 4.9c) apresenta valores altos de REQM em um ponto próximo da borda computacional, e desta vez o mesmo é verificado no COAWST, diferentemente do apresentado no outono.

A média sazonal de primavera apresentada pelas simulações apresentou valores mais altos em relação a magnitude e distribuição espacial mais estreita da CB em comparação às



Figura 4.8: Viés e REQM da corrente superficial no período de outono das simulações ROMS e COAWST

outras estações do ano. Observa-se na figura 4.10 que os valores de viés e REQM também foram mais proeminentes ao longo da trajetória da CB, principalmente na simulação COAWST (figura 4.10b). Nesta simulação os valores de viés foram ligeiramente maiores ao longo do estado do Rio de Janeiro, ressaltando o estreitamento apresentado na distribuição espacial da CB.

Na simulação ROMS os maiores valores de viés também são observados ao longo da trajetória da CB, porém com magnitude um pouco maior na parte sul da grade, sobre a bacia de Santos, e menor no Estado do Rio de Janeiro (em relação ao COAWST). A distribuição espacial da REQM apresentada por ROMS (figura 4.10c) foi maior que a apresentada por COAWST (figura 4.10d), principalmente na porção norte da área de estudo, com valores altos no ponto



Figura 4.9: Viés e REQM da corrente superficial no período de inverno das simulações ROMS e COAWST

próximo à borda computacional, da mesma forma que nas outras estações. Os valores de REQM no COAWST destacam o deslocamento da CB, com valores mais altos na divisa entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, e também em um ponto na bacia de Santos (aproximadamente 45°W, 25.7°S).



Figura 4.10: Viés e REQM da corrente superficial no período de primavera das simulações ROMS e COAWST

4.3 Efeitos da interação onda-corrente na camada de mistura

Durante o período de 09 a 11 de abril de 2014, uma configuração de meandro foi gerada na região *offshore* de Cabo Frio - RJ e um conjunto de dados de CTD foi coletado pelo INCT-PRO-OCEANO ao longo dessa estrutura em 10 de abril de 2014. A figura 4.11 mostra a TSM proveniente do OSTIA para esse dia específico. Os pontos representam as estações de CTD que vão desde o ponto 1, próximo da costa, com 55 m de profundidade, até ao ponto 8, com 704 m


Figura 4.11: TSM extraído do OSTIA para o dia 10 de abril, com os pontos de CTD coletados pelo INCT-PRO-OCEANO

Os perfis verticais extraídos das 8 estações foram interpolados para a seção vertical do modelo e comparados com as simulações ROMS e COAWST. A figura 4.12 mostra o transecto para os dados de CTD (figura 4.12a), ROMS (figura 4.12b) e COAWST (figura 4.12c). Nesta região predomina a presença de Água Tropical (AT) na camada superficial (0-150 m; Stramma & England, 1999) com salinidade acima de 35,9 e temperatura acima de 18°C (Emery & Meincke, 1986). É possível observar no transecto do CTD (figura 4.12a) que a isolinha 18°C atinge a superfície, caracterizando ocorrência de ressurgência completa. Quando ocorre a ressurgência, a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) atingem a superfície. Esta massa de água tem características de temperatura de 5,0 a 18,0°C com uma faixa de salinidade de 34,3 a 35,8 (Fuglister,



Figura 4.12: Perfis verticais extraidos de CTD, e das simulações ROMS e COAWST, com ênfase nos primeiros 200 metros. Exagero vertical de 1:550.

1960; Emery e Meincke, 1986).

A simulação ROMS (figura 4.12b) apresentou estrutura vertical próxima aos dados *in situ* na região superficial, apesar de não ter simulado o afloramento da ACAS, com sua isolinha de 18°C próximo dos 40 metros de profundidade. A simulação COAWST (figura 4.12c) não representou de forma adequada a estrutura vertical, tornando a ACAS que estava em processo de ressurgência, mais proeminente. Seguindo a isolinha de 18°C, é possível observar que COAWST apresentou resultados próximos da superfície, mas não simulou o afloramento.

As isolinhas de temperatura nos dados de CTD mostraram uma inclinação em maiores profundidades (em direção ao oceano - pontos de CTD 6 a 8), o que pode ser observado na simulação COAWST. Já a simulação ROMS não apresentou esta tendência. Apesar de representar a isolinha de 18°C melhor na região superficial, é notório que a simulação COAWST não simulou corretamente a região mais profunda, referentes aos valores da ACAS e também sua estrutura. O esquema de mistura vertical escolhida foi a parametrização de Large, McWilliams e Doney (LMD), desenvolvida por Large et al. (1994). Este esquema foi ativado na simulação não acoplada (ROMS), e também na simulação acoplada (COAWST). A única modificação entre estas simulações, como citado anteriormente foi a ativação da parametrização da interação onda-corrente *Vortex-Force*. Posteriormente a realização das simulações, porém, observou-se a sugestão de utilização da parametrização GLS (*Generic Length Scale*), como melhor escolha para esquema de mistura vertical quando ativado a parametrização da interação onda-corrente, que foi um aprimoramento apresentado dentro do escopo do COAWST por Uchiyama et al. (2010).

A profundidade da camada de mistura (MLD) para dados de CTD, ROMS e COAWST foram calculados usando o método de limite com um critério de diferenças finitas descrito em de Boyer Montegut et al. (2004). Para cada perfil, a diferença entre a temperatura em dois níveis consecutivos é calculada. Se a diferença for maior ou igual a 0,2°C, o nível inferior define a profundidade da MLD. Os dados do CTD (figura 4.12a) mostram o MLD abaixo dos 20 metros, aprofundando-se em direção ao oceano e atingindo os 36 metros. A MLD do ROMS (figura 4.12b) seguiu esse perfil, enquanto o COAWST subestimou a MLD em profundidades rasas. Em maiores profundidades, em torno de 200 m, as isolinhas de temperatura foram melhor representadas pelo COAWST, e isso se reflete na MLD. A MLD observada pelo CTD atinge a profundidade de 36 metros, enquanto que a MLD do ROMS registra 22 metros, e o MLD do COAWST atingiu 42 metros. Demais valores da MLD ao longo dos 8 pontos de coleta de CTD, e seus pontos correspondentes das simulações encontram-se na tabela abaixo.

Tabela 4.1: Valores de MLD (em metros) para os 8 pontos de coleta de CTD e seus pontos correspondentes nas simulações

Pontos	CTD	COAWST	ROMS
1	7.2	0.2	1.0
2	9.9	1.4	3.5
3	3.8	4.7	8.0
4	8.0	5.2	9.3
5	11.6	7.4	11.8
6	14.2	12.4	14.7
7	26.3	22.4	23.9
8	36.9	42.8	22.5

4.4 Efeitos da interação onda-corrente nas ondas superficiais

Como mencionado anteriormente, o período escolhido (de 2012 a 2015) para realizar as simulações foi baseado na disponibilidade de dados *in situ* de ondas, especialmente dos espectros de ondas. Este é um período curto de dados de bóias quando comparado a outros bancos de dados ao redor do mundo, mas uma das poucas fontes públicas para nossa área de estudo. Para a boia CF, o período analisado é de maio/2012 a janeiro/2013; O período da boia SC é março, abril, maio e julho/2012 e de fevereiro a maio/2013; e um período mais longo para a Boia ST de fevereiro a junho/2012, dezembro/2012 a novembro/2013 e de janeiro a março/2014.

Os parâmetros estatísticos utilizados (desvio padrão, raiz do erro quadrático médio e correlação) foram aplicados para as séries temporais mensais. Na figura 4.13 são apresentados os valores de desvio padrão no painel superior, da REQM no painel intermediário e da correlação no painel inferior.



Figura 4.13: Desvio padrão, Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM) e Correlação em termos de H_s para: o modelo ww3 (linha pontilhada), o modelo acoplado COAWST (linha contínua). As boias estão localizadas em Cabo Frio (CF, cor vermelha), Santa Catarina (SC, cor azul) e Santos (ST, cor preta)

Observa-se que a correlação é maior para os valores mensais de CF (representada pela linha vermelha) variando de 0,68 a 0,93. Esta localização também apresentou valores mais altos para desvio padrão variando de 0,45 a 0,90 e REQM variando de 0,45 a 1,13. Esta boia está localizada mais próxima da costa, e as simulações reproduziram as oscilações muito bem (em termos de fase), embora as simulações do COAWST e WW3 tenham mostrado uma superestimação (em termos de amplitude) na maior parte da comparação (não mostrado nesta figura). A bóia SC está localizada em um ponto *offshore* e recebe a influência de correntes superficiais mais intensas do que a boia CF, que é o caso da Corrente do Brasil (CB). Esta boia apresentou menor correlação entre todas, variando de 0,52 a 0,81, desvio padrão variando de 0,34 a 0,91 e REQM de 0,47 a 0,66.

A boia ST está localizada também em um ponto offshore recebendo maior influência da CB. A correlação variou de 0,51 a 0,88, o desvio padrão variou de 0,31 a 0,76 e REQM de 0,38 a 0,83. Embora dois meses (em um total de vinte meses analisados para esta boia) tenham apresentado baixa correlação, as simulações para essa bóia tiveram a maior correlação média e os menores valores para o desvio padrão e REQM. As simulações acopladas mostraram um aumento de 4% no desvio padrão, redução de 15% nos valores da REQM e um aumento de 6% na correlação em comparação com simulações não acopladas.

O gráfico de dispersão apresentado na figura 4.14 refere-se a setembro/2012 para a boia CF, abril/2013 para a boia SC e fevereiro/2014 para a boia ST, período em que as simulações apresentaram os melhores resultados de correlação para os respectivos pontos. É possível observar que as simulações para CF (figura 4.14a) e ST (figura 4.14b) representaram os sistemas de ondas mais corretamente abaixo de 3,0 m de H_S . Acima deste valor, a simulação tem a tendência de obter valores superestimados na sua maioria, partindo da observação da linha de regressão (*lreg*). Esse padrão foi observado também em outros períodos (meses) em que a correlação foi menor, bem como nos valores de desvio padrão e REQM.

Na boia ST a linha de regressão da simulação acoplada (*lreg_COAWST*) está mais próxima da linha de tendência, enquanto que na boia CF, as duas simulações apresentam linhas de regressões parecidas, mostrando melhor correlação para os dados simulados na boia de Santos (ST) e um desempenho um pouco melhor para as simulações acopladas.

Para a boia SC (figura 4.14c), o padrão foi diferente. Observa-se que ao longo da linha de regressão das duas simulações, existem valores que se ajustam (casos até 2 metros de H_s), mas a tendência de valores dispersos ocorre em todo o intervalo de H_S . Este padrão também foi observado em outros meses para esta boia.

As contribuições para os períodos de menor correlação são os eventos de sistemas de ondas extremas, nos quais as simulações não conseguiram reproduzir bem a subida do mar (principalmente para boias CB e ST) e, às vezes, as simulações apresentaram sistemas de ondas



Figura 4.14: Gráfico de dispersão de ondas para os pontos de Cabo Frio (CF), Santos (ST) e Santa Catarina (SC), em termos de H_s , com as linhas de regressão do WW3 em vermelho e do COAWST em azul.

desfasadas em relação ao dado *in situ*. Uma das razões para esta ocorrência está relacionada provavelmente à resolução espacial dos campos de vento atmosféricos (cerca de 81 km) e à resolução temporal (a cada 3 horas).

A boia de Santa Catarina (SC), por exemplo, foi a que apresentou a pior correlação. Os sistemas de ondas mais intensos formados e associados aos ciclones extratropicais são gerados na região sul do Brasil, e adentram a região sudeste. Como a boia está localizada próximo ao limite inferior da grade, a baixa resolução temporal e espacial pode ter prejudicado as simulações. Para simulação de eventos mais extremos, que possuem grandes e rápidas oscilações nos campos de vento, quanto maior a resolução disponível da forçante atmosférica, a tendência é de melhores resultados nas simulações de ondas.

4.5 Estudos de casos

Como visto no Capítulo 2, o espectro de ondas é, muitas vezes, composto por dois ou mais sistemas de onda, principalmente na região sudeste do Brasil, onde está localizado o ponto de análise escolhido para os estudos de casos (boia de Santos), sendo comum a presença de um sistema gerado localmente (*windsea*), juntamente com um ou mais sistema de onda formado em outra localidade (*swell*), que se propagou até o local analisado, compondo o espectro total. Os espectros das simulações acopladas, não acopladas e da boia de Santos foram submetidos ao algorítmo de particionamento de energia espectral proposto por Innocentini et al. (2014), cuja função é identificar e separar a energia de cada sistema que compõem o espectro total. Assim, é possível analisar de forma individual, as características estatísticas de cada sistema de onda, como altura significativa (H_S), período (T_P) e direção de propagação de pico (D_P). Desta maneira, os sistemas de onda foram definidos e organizados por ordem de intensidade, em termos de energia espectral. Nesta análise foram considerados apenas os sistemas de pico, ou seja, o sistema de maior energia espectral a cada hora analisada.

Para analisar a influência das correntes superficiais nos espectros de onda, foram selecionados alguns casos ao longo dos anos de 2013 e 2014. Serão apresentados nesta seção casos que mostram situações de sistemas de onda se propagando contra e a favor da corrente superficial. Para determinar casos se propagando no sentido a favor ou contra, o vetor da corrente foi projetado sobre o vetor do sistema de onda. Portanto, quando a diferença entre os ângulo estiver entre 0 e 90° são considerados casos se propagando no mesmo sentido, e quando a diferença entre os ângulos estiver entre 90 e 180°, são considerados casos se propagando em sentidos opostos. Todas as direções utilizadas seguem a convenção trigonométrica. Na figura 4.15 observa-se, por exemplo, quando a direção de um sistema de onda aponta para o ângulo de 90° é proveniente de sul, ou quando a direção de um sistema de onda aponta para o ângulo de 225° é proveniente de nordeste.



Figura 4.15: Rosa dos ventos com referência ao sistema trigonométrico para representação da direção dos sistemas de ondas e direção das correntes superficiais. Adaptado de Schmidt Silveira (2015)

4.5.1 Caso de H_s abaixo de 1.0 metro com direção constante da corrente superficial

Entre os dias 07 e 10 de março de 2014, a corrente superficial simulada pela integração numérica acoplada apresentou valores de velocidade típicas da Corrente do Brasil (CB), variando em torno 0,68 m/s no início do dia 07 de março, e se intensificando até 0,78 m/s no início do dia 09, permanecendo nesta intensidade até o final desta série analisada, com direção oscilando entre 237° a 240°, ou seja se propagando de NNE durante todo o período deste caso. Já o sistema de onda apresentou valores de H_S em torno de 0,5 metros e T_P de 8,6 segundos durante quase todo o caso. Na figura 4.16 observa-se a série temporal de H_S (painel superior) dos sistemas de pico obtidos das simulações acopladas (linha preta), das simulações não acopladas (linha azul) e da boia (linha vermelha). O sistema de onda estava se propagando com a direção de 105° (de SSE) desde o dia 7 até o início do dia 8 (hora 33), quando a direção de pico do sistema de onda foi alterado para 195° (de ENE). No período entre a hora 33 e 42 o sistema considerado de pico foi da direção 195° , e logo em seguida o sistema proveniente de SSE (105°) voltou a possuir maior energia espectral. O painel intermediário da figura 4.16 nos mostra a diferença entre os ângulos dos vetores de propagação da corrente e do sistema de onda. Esta diferença era de 140° (sentidos opostos) quando houve uma mudança brusca, passando para 50° (mesmo sentido) na hora 33.

No momento em que houve mudança na direção do sistema de onda, houve também mudança na diferença de H_S entre a simulação acoplada e não acoplada. Verifica-se no painel inferior da figura 4.16, que esta diferença variou entre 0,1 a 0,4 metros no período em que o sistema de onda de SSE se propagava contra a corrente, ou seja, foi acrescentado H_S ao sistema. Já quando o sistema de onda passou a se propagar no mesmo sentido que a corrente (hora 33 a 42 e entre 64 a 72), houve redução de H_S , com valores entre -0,2 a -0,4 metros.

Observa-se ao longo dos dias 07 a 10 de março, que no momento no qual houve mudança de direção na propagação entre ondas e correntes, imediatamente houve uma resposta no acréscimo ou decréscimo de H_S ao sistema de onda de pico. Analisando a série temporal de H_S (painel superior da figura 4.16), observa-se que o sistema de ondas submetido à corrente superficial, seja a favor ou contra sua direção, manteve valores de H_S próximo ao observado pela boia, e a simulação não acoplada apresentou uma tendência de superestimar os valores de



Figura 4.16: (a) Série temporal de H_S das simulações e da boia, (b) diferença entre os ângulos dos vetores de corrente e onda, (c) diferença entre o H_S da simulação WW3 acoplada e não acoplada.

 H_S nos momentos em que houve propagação no mesmo sentido que a corrente e de subestimar nos momentos em que a propagação estava em sentido oposto, mostrando que neste caso, a exposição do sistema de onda à corrente superficial permitiu que a simulação acoplada reduzisse essas tendências.

4.5.2 Caso com H_S acima de 2.0 metros com oscilações na intensidade e direção da corrente

Na figura 4.17 observa-se a evolução da direção do sistema de onda de pico (figura 4.17a) que está se propagando de ESE (150 a 165°) ao longo dos dias 18 a 20 de fevereiro de 2014. A direção de propagação do sistema de onda permaneceu sem grandes alterações neste período, a direção da corrente que oscilou neste caso. Na figura 4.17b é apresentada a direção da corrente superficial associada a sua intensidade (m/s). A corrente está se propagando de NE (225°) durante o dia 18 de fevereiro, e gradativamente muda para a direção de ENE (190 a 200°) ao longo do dia 19, com redução em sua intensidade (de 0,4 a 0,1 m/s). No dia 20 a direção volta

a ser de NE (225°), passando para direções de NNE ($250 \text{ a } 260^{\circ}$) ao longo do dia, com retorno gradativo da magnitude em torno de 0,4 m/s.



Figura 4.17: (a) Direção do sistema de pico de onda, (b) direção e intensidade das correntes superficiais, (c) diferença entre o ângulo dos vetores e (d) diferença entre o H_S da simulação WW3 acoplada e não acoplada.

Na figura 4.17c observa-se que a diferença entre os vetores da direção da corrente e do sistema de onda ficaram abaixo de 90° nos primeiros dois dias, ou seja, onda e corrente se propagando na mesma direção. Já no último dia os valores ficaram acima de 90°, representando corrente e onda se propagando em sentido opostos. Na figura 4.17d observa-se a diferença de H_S entre os sistemas acoplados e não acoplados. Os valores abaixo de zero referem-se a uma redução de H_S devido à propagação do sistema de onda e da corrente superficial estarem no mesmo sentido, subtraindo neste período -0.1 a -0.3 metros. O aumento de H_S ocorre a partir da hora 44, acrescentando ao sistema de pico valores de até 0,6 metros em H_S até o final da série analisada.

Observando atentamente à figura 4.17c e 4.17d, destaca-se neste caso, um aumento de H_S em um período em que a diferença entre os ângulos de propagação dos vetores estava abaixo de 90° (mesmo sentido), quando na realidade deveria ser observado redução de H_S . Em torno da hora 44 (final do dia 19), inicia-se um aumento de H_S (figura 4.17d), enquanto que a diferença

entre os ângulos acima de 90° ocorreu por volta da hora 51 (figura 4.17c), e que houve portanto uma defasagem de 7 horas entre a mudança da direção de propagação e aumento de H_S . Este aumento ocorreu anteriormente à mudança de direção, e só deveria ocorrer no mesmo instante. Na figura 4.18 é apresentado a evolução de H_S dos sistemas de pico das simulações acoplada, não acoplada e também da boia para o mesmo caso.



Figura 4.18: (a) Evolução de H_S das simulações acopladas, não acopladas e boia; (b) diferença entre o ângulo dos vetores; e (c) diferença de H_S entre sistemas de onda acoplado e não acoplado.

A linha contínua em vermelho representa os dados da boia, a linha contínua em preto os dados da simulação acoplada e em azul os dados da simulação não acoplada. Em destaque, a área sombreada está marcando o momento de transição no qual há o início de acréscimo de H_S ao sistema de pico. Durante a evolução de H_S (figura 4.18a), observa-se por volta da hora 33 até 49 que os valores da boia permanecem praticamente estável em torno de 1,6 metros. Este padrão é seguido pelo H_S da simulação acoplada, permanecendo com valores em torno de 1,5 metros da hora 36 até a hora 52. Já a simulação não acoplada não seguiu esta tendência, e houve uma queda de H_S até hora 45, permancendo com 1,3 metros até a hora 56, que marca o final da área sombreada. Neste ponto, a diferença de direção entre os vetores já estava acima de 90°. Houve uma defasagem entre os sistemas simulados e os sistemas da boia. Esta defasagem foi maior na simulação não acoplada, o que levou também a uma defasagem entre as simulações acoplada e não acoplada. Esta diferença, que se encontra na área sombreada, acarretou em um erro observado na figura 4.18c, ou seja, acréscimo de H_S ao sistema de onda em uma situação que deveria ocorrer redução. Isto exemplifica que em alguns casos, o tempo de resposta das simulações de onda, quando expostos a corrente superficial, difere das simulações com ausência de corrente. Após a área sombreada, a defasagem entre os dados da boia e simulados continua, porém observa-se que o H_S dos sistemas acoplados e não acoplados voltou a seguir a mesma tendência que ocorria antes da área sombreada.

4.5.3 Casos com H_S acima de 1.0 metro com direção constante da corrente superficial

Assim como o caso de 18 a 20 de fevereiro de 2014, em outros períodos a diferença de H_S entre os sistemas acoplados e não acoplados também apresentaram defasagem ou algum tipo de oscilação, que podem acarretar em interpretação errônea da interação entre a corrente superficial e o sistema de onda, quando refere-se a acréscimo ou redução de H_S . Na figura 4.19 é apresentado o caso do dia 04 a 12 de maio de 2013, no qual ocorre uma série de pequenas oscilações, principalmente no período da área sombreada.

Na figura 4.19a observa-se que no início da área sombreada, a linha azul que corresponde à simulação não acoplada, apresenta pequenas oscilações no valor de H_S . Já a simulação acoplada (linha preta) mantém-se sem grandes alterações, resultando em valores de diferença de H_S na figura 4.19c que não estão de acordo com o resultado esperado, como por exemplo, no final da área sombreada um acréscimo de H_S ao invés de manter a tendência de redução. Outro aspecto para se destacar é que, em alguns momentos, a diferença de H_S entre as simulações apresentam valores muito baixos (menores que 0,1 metros) e muitas vezes não há diferença entre esses valores.

Observa-se na figura 4.19c que esta situação ocorre em alguns momentos, como no início desta série e também dentro da área sombreada. Este tipo de situação aparece também em muitos outros casos de forma mais acentuada, e estão associadas à mudanças de direção dos vetores de onda, e também com a redução da velocidade de correntes superficiais. Observa-se



Figura 4.19: (a) Evolução de H_S das simulações acopladas, não acopladas e boia; (b) diferença entre o ângulo dos vetores; e (c) diferença de H_S entre sistemas de onda acoplado e não acoplado.

na figura 4.20 que a velocidade da corrente superficial está em torno de 0,2 m/s, e a direção se mantém de NNE durante todo o período. Sua intensidade aumenta gradativamente até 0,7 m/s, ficando mais forte quando há uma mudança de direção dos sistemas de onda (figura 4.20c).



Figura 4.20: (a) Evolução de H_S das simulações acopladas, não acopladas e boia; (b) diferença entre o ângulo dos vetores; e (c) diferença de H_S entre sistemas de onda acoplado e não acoplado.

Observa-se que há uma tendência de intensificação da corrente a medida em que as direções dos sistemas de onda e da propagação da corrente estão no mesmo sentido. Fica mais evidente na figura 4.21, que quando as direções de propagação estão no sentido opostos há uma tendência de intensificação na velocidade da corrente. Durante o dia 06 de julho de 2013 as correntes apresentam intensidade em torno de 0,65 m/s (figura 4.21b), com sistemas de ondas se propagando no mesmo sentido da corrente.

Já no dia 07 de julho, há uma inversão na direção das ondas, reduzindo a intensidade da corrente para 0,5 m/s. Observa-se na figura figura 4.21d, que ao mesmo tempo que há redução na intensidade da corrente, inicia-se o acréscimo de H_S no sistema de onda. Esta condição mantém-se até o dia 09 de julho, quando a direção de onda volta a se propagar no mesmo sentido da corrente, reduzindo-se H_S no sistema de onda e intensificando novamente a intensidade da corrente.

Na área sombreada há dois pontos nos quais as diferenças de H_S foram altas, uma em torno de 0,8 metros e outro acima de 1 metro de onda. As mesmas pequenas oscilações apresentadas pela simulação não acoplada no caso de 04 a 12 de maio ocorreram também neste período, além disso, somaram-se a estas oscilações uma defasagem maior entre as simulações, potencializando a diferença de H_S .



Figura 4.21: (a) Evolução de H_S das simulações acopladas, não acopladas e boia; (b) diferença entre o ângulo dos vetores; e (c) diferença de H_S entre sistemas de onda acoplado e não acoplado.

Quando as séries temporais dos sistemas de ondas acoplados e não acoplados não apresentam grandes diferenças entre si e também não possuem diferença de fase, os resultados das simulações acopladas, que receberam redução ou acréscimo nos valores de H_S , acompanharam a tendência apresentada pelos valores de H_S da boia. Observa-se na figura 4.22a que a série temporal de H_S da simulação acoplada (linha preta) possui redução nos valores de -0,2 a -0,4 metros, o que permite que os valores simulados fiquem mais próximos do H_S da boia. Porém, quando há mudanças na direção de propagação entre os sistemas de onda e correntes, como na área sombreada, as séries temporais apresentaram frequentemente uma defasagem entre as simulações acoplada e não acoplada, influenciando também nas análses da diferença entre os ângulos dos vetores (figura 4.22b) e na diferença de H_S (figura 4.22c). No final da série, após a área sombreada, os sistemas voltam a se propagar com mesma fase, porém levando-se algumas horas para as simulações acompanharem novamente os valores apresentados pela boia.



Figura 4.22: (a) Evolução de H_S das simulações acopladas, não acopladas e boia; (b) diferença entre o ângulo dos vetores; e (c) diferença de H_S entre sistemas de onda acoplado e não acoplado.

4.5.4 Casos totais

Com a finalidade de visualizar de forma geral o comportamento da interação entre sistemas de onda de pico e correntes superficiais, projetou-se o vetor corrente sobre o vetor onda. Esta projeção foi descrita no Capítulo 3. Durante todo o mês de março de 2014, a corrente simulada manteve sua direção de propagação de ENE, NE e NNE (entre 210 a 240°), com sua intensidade variando de 0,2 a 0,8 m/s. Os sistemas de onda de pico foram predominantemente de NE também, com ocorrência de apenas dois eventos com sistemas do quadrante sul (S/SE).

Neste mês apenas 17% dos casos de sistemas de onda se propagaram contra a corrente superficial. Na grande parte deste período, correntes e ondas se propagaram no mesmo sentido, proporcinando portanto redução de H_S e intensificação da corrente superficial na maior parte do tempo. Na figura 4.23 é apresentada a distribuição dos casos e o impacto relativo da corrente projetada no sistema de onda.

No eixo das coordenadas o valor de H_S representa a quantidade em metros que foi adicionado ou reduzido ao sistema de pico, e foi obtido subtraindo-se o valor de H_S proveniente da simulação acoplada com o H_S da simulação não acoplada. Os valores positivos no eixo das abcissas representam casos nos quais a corrente estava com direções no mesmo sentido de propagação dos sistemas de onda, e os valores negativos os casos nos quais a direção da corrente se encontrava no sentido oposto.



Figura 4.23: Distribuição do número de casos em março de 2014

A distribuição dos casos totais no mês de março de 2014 apresentada na figura 4.23 confirma os resultados esperados. Como a maior parte do período a direção de propagação dos sistemas de onda e corrente estavam no mesmo sentido, houve um acúmulo de casos com redução de H_S . A maior parte dos casos de redução ficaram com valores em torno de 0,5 metros, com corrente projetada de 0,4 a 0,5 m/s. Os casos que adicionaram valor ao H_S (17% neste período), contribuiram com adição de valores em torno de 0,25 metros em corrente projetada de 0,5 a 0,6 m/s. Neste mês foram poucos casos nos quais houve defasagem entre os sistemas acoplados e não acoplados. A maioria dos meses de outono, inverno e primavera apresentaram este perfil de distribuição de casos, com exceção de abril e agosto de 2013 que apresentaram muitos casos entre 0 e 0,1 metros de adição ou subtração de H_S .

Quando os sistemas de onda se propagavam no mesmo sentido que a corrente superficial, a diferença de direção de propagação entre as simulações acopladas e não acopladas permaneceu inalteradas na maior parte dos casos. Em alguns momentos a diferença se apresentou em 15°, lembrando que o modelo foi configurado com 24 direções, ou seja, variando de 0 a 345°, com $\Delta\theta$ de 15°.

Essa diferença foi maior quando houve propagação dos sistemas de onda oposta à corrente superficial, variando em 30° na maior parte do tempo, chegando em alguns momentos em até 45°. A presença da corrente do Brasil nesta localidade (boia de Santos), além de alterar o H_S , também modificou bastante a direção de propagação. Em relação ao período de pico, na maior parte do tempo a diferença entre as simulações foi muito pequena e quando houve uma diferença maior que 2 segundos não foi possível relacionar com outro fator, seja com as oscilações na direção de propagação ou no acréscimo ou redução de H_S .

Durante o mês de fevereiro de 2014, houve apenas uma situação em que o sistema de onda do quadrante sul (75° a 105°) ocorreu, totalizando apenas 9% dos casos deste mês. Durante todo o restante do mês os sistemas de onda de pico foram predominantes dos quadrantes NE e L. Já a corrente superficial permaneceu do quadrante NE também em quase todo o período com velocidades em torno de 0,5 m/s, e houve apenas um pequeno período, que foi apresentado no segundo estudo de caso (figuras 4.17 e 4.18), no qual a direção de propagação da corrente mudou para a direção de ENE, associados a uma redução de velocidade. Na figura 4.24 é apresentada a distribuição dos casos e o impacto da corrente projetada no sistema de onda para este mês.

Observa-se que na maior parte dos casos houve redução de H_S em torno de -0,25 a -0,5 metros, com intensidade projetada de corrente de 0 a 0,2 m/s. Houve também alguns poucos casos de acréscimo de H_S em até 0,25 metros com correntes projetada de -0,2 m/s. Observa-se também que há ocorrência de casos com situações de corrente contrária que estão reduzindo H_S ao invés de acrescentar e vice-versa. Estes casos são explicados pelas diferenças de oscilações nas simulações e também pela defasagem apresentadas nos estudos de casos.

Neste mês também houve grande acúmulo de casos próximo de zero em relação ao valores de H_S adicionados ou subtraídos, e também próximos do zero em relação à corrente projetada. A corrente projetada próximo do zero pode significar baixos valores de correntes (menos comum), ou mesmo a própria projeção de vetores pode proporcionar esta situação. O padrão de distribuição de casos observado no mês de fevereiro (figura 4.24) foram obtidos em todos os meses de verão.



Figura 4.24: Distribuição do número de casos em fevereiro de 2014

Na figura 4.25 é apresentado a distribuição de todos os casos de 2013 e 2014, nos quais os vetores da corrente foram projetados nos vetores de onda. Observa-se que houve predominância de casos em três intervalos representados pelos núcleos mais escuros, sendo dois em situações de redução de H_S e um em situação de acréscimo.

Nas situações em que houve redução de H_S , a maior parte dos casos reduziram entre 0,25 a 0,50 metros, com influência de correntes superficiais a favor da propagação das ondas, com velocidades entre 0,25 a 0,4 m/s, e outro grupo também com propagação na mesma direção das ondas, com velocidades entre 0 e 0,2 m/s. Houveram casos também com maiores reduções em até 0,75 metros abrangendo quase todo intervalo de velocidades projetadas (valores positivos). Casos nos quais as diferenças de H_S foram muito altas não aparecem no gráfico devido a escala utilizada e contornos escolhidos. Nos casos em que houve acréscimo de H_S , a maior parte dos casos contribuiram com aumento em até 0,25 metros de H_S , com correntes superficiais se propagando contra a direção das ondas, com velocidades entre 0,1 a 0,3 m/s. Observa-se também que houveram casos em que houve acréscimo de até 0,5 metros e alguns casos até maiores, porém não aparecem neste gráfico devido a escala e contornos selecionados.



Figura 4.25: Número de casos totais de 2013 e 2014

Na localização da boia de Santos há o predomínio da corrente do Brasil, com sua direção principal de propagação de N-NE, com valores mais comuns entre 0,3 a 0,6 m/s. Os sistemas de onda que prevalecem nesta região também possuem esta direção principal na maior parte dos casos (ondas de N-NE que se propagam para S-SO). Esta situação está associada ao primeiro intervalo de casos de redução de H_S , com velocidades das correntes entre 0,25 a 0,4 m/s. A intensidade da corrente do Brasil, no ponto da boia de Santos, oscilou, sendo intensificada principalmente quando os sistemas de ondas se propagavam no mesmo sentido.

Também é comum que a corrente do Brasil, na altura do ponto da boia de Santos, tenha sua direção de propagação modificada devido a formação e propagação de meandros e vórtices na região. Com isso a intensidade da corrente também é alterada, tornando-se menos intensa. Esta condição está associada ao segundo intervalo de casos de redução de H_S , no qual a direção de propagação das correntes está no mesmo sentido dos sistemas de ondas, com velocidades mais comuns entre 0 a 0,2 m/s.

No ponto da boia de Santos, as simulações mostram que houve períodos curtos nos quais a direção de propagação da corrente foi alterada, com velocidades superficiais de até 0,2 m/s na grande maioria dos casos. O terceiro intervalo de casos, no qual houve acréscimo de H_S , também estão associados a condições de meandros e vórtices. Além disso, como vimos nos casos no início desta seção, quando houve mudanças de direções dos sistemas de onda, estas influenciaram na redução da velocidade da corrente. Como observado na figura 4.20, a velocidade das correntes superficiais estavam entre 0,1 e 0,25 m/s quando estavam se propagando em sentidos oposto, e se intensificaram à medida em que a direção de propagação se tornavam iguais (ou no mesmo sentido).

Na figura 4.26 é apresentada a distribuição de casos de sistemas de onda ao longo das diferenças de direções entre os vetores de corrente e onda. Observa-se que há um grande acúmulo de casos entre o intervalo de ângulos de 40° a 60°. Estes casos representam situações nas quais ondas e correntes se propagam no mesmo sentido, e que contribuíram na redução de 0,25 a 0,5 metros de H_S . Já os casos acumulados no intervalo de 130° a 140°, mostram a situação em que houve propagação em sentidos contrários, com grande acúmulo de casos que contribuíram no acréscimo de H_S em até 0,25 metros. Observa-se também um grupo de casos se propagando de forma oposta, entre 170° e 180°, e que também contribuíram para o acréscimo no H_S de 0,25 metros na maior parte dos casos, chegando a contribuir com até 0,5 metros em alguns momentos.

Os vetores de direção de onda também foram projetados nos vetores de direção de correntes com a finalidade de observar a influência dos sistemas de onda na intensidade das correntes superficiais. Na figura 4.27 verifica-se quatro agrupamentos de casos, sendo o maior com H_S projetada em torno de 0,5 metros em condições de propagação na mesma direção da corrente, acrescentando em até 0,1 m/s na velocidade superficial. Ainda no eixo de H_S projetada de 0,5 metros, há um grupo de casos concentrados que acrescentam entre 0,3 a 0,4 m/s na magnitude da velocidade.

Nestes dois agrupamentos observa-se que o número de casos se extende um pouco rumo aos valores de H_S projetada de até 1 metro, e que também foi registrado redução na intensidade da corrente superficial de até 0,2 m/s. Estes são casos podem ser refentes a diferença de fase e amplitude entre as simulações de onda, discutidas anteriormente.

Outros dois agrupamentos concentram poucos casos também em torno de sistemas de onda projetada de -0,5 metros, porém se propagando em direções opostas, aumentando os valores de velocidade na corrente superficial em torno de 0,1 m/s e entre 0,3 a 0,4 m/s. Houveram casos



Figura 4.26: Número de casos de ondas distribuídos ao longo da diferença de direção entre os ângulos de propagação da corrente e da onda de casos totais de 2013 e 2014

que reduziram a intensidade da corrente superficial, mesmo com propagação no mesmo sentido, enquanto esperava-se o contrário. Da mesma forma que houveram casos nos sistemas de onda em que a defasagem foi responsável por resultados inesperados, a comparação de duas simulações hidrodinâmicas podem acarretar desencontros entre as estruturas de mesoescala simuladas e acarretar em divergências.

Foi observado, por exemplo, no dia 10 de abril de 2014, que o meandramento da simulação acoplada posicionou-se um pouco ao norte do perfil de meandramento obtido dos dados de satélite OSCAR. Já a simulação não acoplada posicionou-se um pouco mais ao sul. Apesar destes casos, há um predomínio de acréscimo de velocidade na corrente superficial no ponto da boia de Santos, presumido já pelos resultados dos sistemas de onda, já que ondas e correntes se propagando na mesma direção foi a condição de aumento na velocidade das correntes superficiais.

Na figura 4.28 observa-se o aumento da intensidade da corrente através da concentração de casos de propagação de sistemas de onda e corrente no mesmo sentido, com a diferença entre os ângulos dos vetores no intervalo de 40° a 60°. Casos em que os vetores estavam em sentido contrário estão concentrados na diferença entre os ângulo com valores entre 130° e 140° e



Figura 4.27: Impacto relativo das ondas na intensidade das correntes superficiais distribuídos pela projeção de H_S . de casos de ondas distribuídos ao longo da diferença de direção entre os ângulos de propagação da corrente e da onda de casos totais de 2013 e 2014

alguns também próximo a 180°. O predomínio de intensificação da corrente superficial também é observado na distribuição espacial apresentada na seção anterior (em termos de médias sazonais), no qual a velocidade média entre as simulações e dados de satélite ao longo das estações do ano foram comparadas.



Figura 4.28: Impacto relativo das ondas na intensidade das correntes superficiais distribuídos ao longo da diferença de direção entre os ângulos de propagação da corrente e da onda.

4.5.5 Influência na distribuição sazonal de H_S e na Deriva e Transporte de Stokes

A distribuição espacial da diferença de H_S entre as simulações foi realizada através do algorítmo de particionamento do próprio WW3. Foram selecionados os sistemas de pico e realizado a média sazonal entre os anos de 2012 a 2015. Na figura 4.29 observa-se em todas as médias sazonais que há um predomínio de redução de H_S nas regiões da Bacia de Campos e Santos, com maiores diferenças seguindo o posicionamento preferencial da Corrente do Brasil, além de algumas áreas costeiras. Na figura 4.29a observa-se a média sazonal de verão, período no qual a redução é mais intensa, os valores oscilaram de -0,2 a -0,25 metros na região *offshore* desde o Espírito Santo até Santa Catarina. Houve também grande redução próximo da costa norte do Estado do Rio de Janeiro e sul do Estado do Espirito Santo (chegando até -0,30 metros), e variação de até 0,10 metros na região costeira de São Paulo a Santa Catarina.

Na figura 4.29b, durante a média sazonal de outono, observa-se que os valores reduziram em intensidade em comparação ao verão. Na região central da área de estudo, no qual há o predomínio de acréscimo de H_S , o outono apresentou maior distribuição espacial em relação ao verão (com valores de até 0,15 metros de acréscimo de H_S) e uma parte da porção norte, próximo da borda da grade apresentou valores de até 0,20 metros.

Durante o inverno e primavera (4.29c e 4.29d), observa-se que a adição de H_S concentrase mais na porção sul da área de estudo, com valores de até 0,15 metros. Em ambas estações a redução de H_S continua principalmente ao longo da trajetória da Corrente do Brasil, e na porção sul da área de estudo, essa redução foi de até -0,10 metros próximo da costa, lembrando que durante estes períodos, a Corrente do Brasil retrai devido ao avanço da Corrente das Malvinas. A maior redução no período de inverno e primavera concentra-se na região costeira e *offshore* dos estados do Rio de Janeiro e parte de São Paulo.

Esta redução sazonal de H_S ao longo da corrente do Brasil corrobora com os dados apresentados no ponto da boia de Santos apresentados anteriormente, com redução na maior parte da Bacia de Campos e Santos. Este situação deve-se ao fato da direção de propagação da Corrente do Brasil concordar com a direção dos sistemas de onda de NE gerados pela ASAS, condição que é interrompida quando há formação de ondas do quadrante sul gerados por ciclones extratropicais.

A porção sul da área de estudo apresenta valores posivitos de até 0.20 metros de acréscimo de H_S . Durante o verão e o outono, este acréscimo está deslocado mais para a região oceânica enquanto que no inverno e na primavera, há um deslocamento em direção à costa. Esta região de acréscimo de H_S está localizada na trajetória preferencial de ciclones extratropicais, o que proporciona sistemas de onda de S-SE, que se propagam contra as direções preferencialmente de N-NE das correntes nestas regiões. Durante o inverno e primavera, a ASAS está posicionada mais ao sul, o que pode explicar o deslocamento em direção à costa do acréscimo de H_S na porção sul da grade.

Na figura 4.30 é apresentada a média sazonal da deriva de Stokes, mostrando que no verão (figura 4.30a) os maiores valores (entre 0,0075 a 0,010 m/s) concentram-se sobre a bacia de Campos e Santos, principalmente sobre a trajetória da Corrente do Brasil e especificamente sobre região costeira sul do Espírito Santo e na região *offshore* desde o Cabo de São Tomé (aproximadamente 41°W, 22.2°S), passando por Cabo Frio, Rio de Janeiro e litoral norte de São Paulo. No outono (figura 4.30b), a distribuição espacial da média sazonal da deriva de Stokes



Figura 4.29: Média sazonal da diferença de H_S entre as simulações acopladas e não acopladas durante os anos de 2012 a 2015

é parecida com a de verão, com excessão ao sul do Espírito Santo, que apresentou valores um pouco menores. Observa-se também que na porção sul da área de estudo, na região oceânica, há valores entre 0,0015 a 0,0035 m/s) com direções predominantemente para o sul no verão e para o leste no outono.

No inverno, os valores de deriva de Stokes sobre a trajetória da Corrente do Brasil se torna mais evidente, com valores mais intensos (entre 0,0075 a 0,010 m/s), desde o sul do Espírito Santo até o Estado do Paraná, inclusive sobre o ponto da boia de Santos (ponto vermelho). Durante a primavera os valores ficam ainda mais evidentes sobre a corrente do Brasil, abrangendo praticamente toda sua trajetória, com valores entre 0,0075 a 0,010 m/s, e dois núcleos acima de



Figura 4.30: Média sazonal da Deriva de Stokes durante os anos de 2012 a 2015

0,010 m/s na região offshore de Cabo Frio - RJ e entre Paraná e Santa Catarina.

Observa-se também no inverno que toda a área oceânica da grade apresentou valores mais elevados em comparação com as demais estações, apresentando um núcleo na porção sul da área de estudo, apresentando valores da mesma magnitude obtidos sobre a Corrente do Brasil.

Os valores apresentados da média sazonal da deriva de Stokes corroboram com a intensificação da Corrente do Brasil apresentada no ponto da boia de Santos. A interação das ondas de gravidade com as correntes superficiais adicionam momentum principalmente sobre a trajetória preferencial de deslocamento da Corrente do Brasil.

Este momentum que é adicionado ao fluxo médio fica mais intenso sobre a Corrente

do Brasil devido suas características de corrente de contorno oeste, e possuir um transporte mais efetivo do que o movimento hidrodinâmico ao redor. Apesar disso, a média sazonal de deriva de Stokes, apresentou valores com a metade da intensidade sobre a corrente do Brasil em outras localidades, como na porção sul da área de estudo, sobre a região oceânica. Estes valores foram mais intensos durante a primavera, com direções predominantemente para o sul, que é também observado durante o verão. No outono e inverno são menos intensos, mas também estão presentes.



Figura 4.31: Média sazonal do Transporte de Stokes durante os anos de 2012 a 2015

Fica mais evidente na figura 4.31, analisando a média sazonal do Transporte de Stokes, que a interação entre ondas e correntes exerce uma grande influência na região das bacias de Campos e Santos, não apenas sobre a trajetória da corrente do Brasil, com valores entre 0,015 a $0,030 \text{ m}^2/\text{s}$ durante o verão, outono e inverno, e passando de $0,030 \text{ m}^2/\text{s}$ durante a primavera. Observa-se também que o transporte foi significativo nas porções norte da área de estudo em todas as estações, e principalmente na primavera, cuja influência ocorreu também nos domínios centrais e sul da grade.

A metodologia para relacionar o transporte gerado pelas ondas com o transporte do fluxo geostrófico não é simples, e parte da interação da deriva de Stokes com a força de Coriolis, chamada de força Coriolis-Stokes apresentada por Hasselmann (1970). Bi et al. (2012; 2014) calcularam a influência que o transporte de Stokes exerce comparativamente ao transporte de Sverdrup. Através de uma climatologia global de 40 anos, os autores apresentaram uma média do transporte de Stokes que varia entre 0 e $0.2 m^2/s$ sobre o Atlântico Sul e centrado em aproximadamente $0.05 m^2/s$ sobre a região sudeste do Brasil, que estão de acordo com os valores encontrados neste estudo. Concluiram que o transporte de Stokes afetou de 5 a 10 % o transporte de Sverdrup em correntes de contorno oeste fortes como a corrente de Kuroshio, e sobre o sudeste brasileiro o impacto estimado foi de 1 a 2 %.

Capítulo 5

Conclusões

As simulações hidrodinâmicas foram capazes de reproduzir as principais características oceânicas durante as estações do ano, como a distribuição da temperatura da superfície do mar e a intensidade da Corrente do Brasil. Apesar da baixa resolução espacial das forçantes atmosféricas, os sistemas de ondas simulados apresentaram uma correlação satisfatória com os dados das boias na maior parte do período analisado. Os efeitos da interação onda-corrente foram significativos e positivos na área de estudo, principalmente ao longo da trajetória da CB e as conclusões de cada análise são apresentados nos itens a seguir:

• As simulações hidrodinâmicas apresentaram resultados satisfatórios, principalmente em relação às simulações acopladas. Foi possível observar que, ativando a parametrização da interação onda-corrente, houve redução do viés e da REQM sobre a temperatura superficial do mar em todas as médias sazonais, com destaque para os períodos de verão e outono. Neste dois períodos a melhoria apresentada ocorreu em praticamente toda a área de estudo, e nos períodos de inverno e primavera a melhoria se concentrou nas regiões centrais e sul da grade numérica. Em relação às correntes superficiais, o desempenho das simulações foi semelhante e não houve melhoria evidente como apresentado pela TSM. Foi apresentado pela simulação acoplada redução de viés e da REQM em algumas localidades bem específicas, mas em contrapartida aumento em outros pontos. Destaca-se a intensificação da Corrente do Brasil nas simulações acopladas principalmente quando compara-se o viés de inverno e primavera. Os valores de magnitude de velocidade média sazonal da simulação acoplada aproximaram-se aos valores de média sazonal do OSCAR, enquanto

que os valores sazonais da simulação não acoplada apresentou magnitude menor.

- No transecto apresentado em 10 de abril de 2014, embora a simulação acoplada não tenha simulado corretamente a estrutura vertical da ACAS, mostrou que a influência das ondas na camada de mistura foi fundamental para simular seu aprofundamento. A escolha da parametrização da mistura vertical não foi adequada, e devem ser considerados a realização de experimentos com outras parametrizações, principalmente o método GLS, a fim de verificar a influência mais realista sobre a estrutura vertical simulada através da interação onda-corrente
- Os parâmetros estatísticos de desvio padrão, REQM e correlação das séries temporais mensais de onda, mostraram que as simulações obtiveram resultados satisfatórios, apesar das forçantes atmosféricas possuirem baixa resolução espacial (aproximadamente 81 km).
 O pior desempenho ocorreu nas simulações no ponto da boia de Santa Catarina (SC). As simulações nos pontos das boias de Cabo Frio (CF) e Santos (ST) apresentaram as maiores correlações, e levando-se em conta a REQM e o desvio padrão, a boia de Santos foi melhor representada. Considerando toda a série temporal de Santos, as simulações acopladas apresentaram aumento de 4% no desvio padrão, redução de 15% na REQM e aumento de 6% na correlação em comparação com as simulações não acopladas.
- Nos estudos de casos, o ponto da boia de Santos (ST) foi escolhido por apresentar os melhores desempenhos estatísticos. As análises dos espectros de ondas mostraram que a direção dos principais sistemas de ondas nesta localização foram das direções NE e S. Esses sistemas de ondas interagiram com correntes superficiais com direções predominamte fluindo para S-SO, com velocidades típicas da Corrente do Brasil apresentadas na literatura. Os sistemas de ondas também interagiram com correntes superficiais de outras direções, como SE, E e NE, resultado do movimento ciclônico e anticiclônico gerado por meandros e vórtices posicionados mais ao norte do local analisado, mas que influenciaram na posição do escoamento médio da CB no ponto analisado. As simulações de onda apresentaram defasagem em relação aos dados de boia e também entre as próprias simulações, gerando em algumas situações de interpretações erradas sobre o acréscimo e decréscimo de H_S nos sistemas de ondas e sobre a intensificação da corrente. Os estudos de casos mostraram que o desempenho das simulações acopladas aproximou os valores de H_S dos

valores da boia, considerando os sistemas de pico. Situações em que não houve mudanças bruscas de direção, principalmente dos sistemas de onda, proporcionam condições de melhor previsão, principalmente apresentados pelas simulações acopladas, reduzindo ou até mesmo excluindo algumas flutuações errôneas apresentadas pelas simulações não acopladas. Observando os casos totais, a grande maioria das situações em que houve redução de H_S ocorreram entre sistemas de ondas e correntes se propagando com uma diferença de ângulos entre 40° e 50°, reduzindo de 0,25 a 0,50 metros. Casos nos quais houve acréscimo de H_S predominaram com adição de 0,25 metros e com diferenças entre os ângulos entre 130° e 140°. Em relação à velocidade na corrente superficial, o número de casos que acrescentou em magnitude foi muito maior que os casos em que houve redução. Observou-se dois grupos principais, um adicionando 0,1 m/s e outro grupo que adicionou 0,3 m/s. Ambos estão entre os casos de diferença de ângulos entre 40° e 50° (no mesmo sentido), e a altura significativa de onda projetada predominante de 0,5 metros.

• O padrão atmosférico da ASAS geram ondas de pico provenientes principalmente de NE. Esta direção está alinhada com a direção principal de propagação da Corrente do Brasil que é direcionada para S-SO, proporcinando condições ideais de redução de energia do espectro de onda e consequentemente da altura significativa. Em termos de médias sazonais de H_S , a implementação da parametrização onda-corrente proporcionou resultados relevantes sobre toda área de estudo, especialmente sobre as áreas das Bacia de Campos e Bacia de Santos, reduzindo o H_S simulado em torno de -0,15 a -0,25 metros. Em contrapartida, reduzindo a energia da onda, adicionou-se momentum ao fluxo médio, principalmente sobre a trajetória da Corrente do Brasil. A média sazonal da deriva de Stokes e do transporte de Stokes corroboraram com os dados no ponto da boia de Santos, e mostraram que este padrão estende-se por toda trajetória da Corrente do Brasil, sobre as Bacias de Campos e Santos e também em outras localidades na região oceânica da área de estudo.

Os campos de vento a 10 metros utilizados nas simulações não influenciam apenas na geração e propagação de ondas, mas também na deriva e transporte de Stokes, que são fenômenos associados. A deriva de Stokes, associado com os campos de vento, e juntamente com outros fatores, proporcionam os estágios iniciais e o desenvolvimento da circulação de Langmuir, cuja influência vai além das camadas superficiais. Como observados nos resultados deste estudo, a Bacia de Campos e Santos possuem condições atmosféricas e oceânicas ideais para a geração de correntes de Langmuir, e sua abrangêcia deve ser estudada. A interação onda-corrente proporcionou resultados positivos nas simulações, gerando melhorias significativas principalmente na simulação da temperatura superficial do mar e na energia espectral das ondas, por meio da influência na H_S . Novos experimentos devem ser conduzidos levando-se em consideração a utilização da parametrização de mistura vertical GLS, e principalmente campos de ventos com maior resolução espacial e temporal. Conclui-se que a inclusão da parametrização da interação onda-corrente pode proporcionar um melhor desempenho nas previsões de processos oceânicos, tanto em simulações a curto prazo quanto em simulações climáticas na região oceânica sudeste do Brasil.

Referências Bibliográficas

- Alves, J. H. G. M., Campos, R. M., Guedes Soares, C, Guimaraes, L. G., Parente, C. E. Improving surface wind databases for extreme wind-wave simulation and analysis in the south Atlantic ocean. NCEP Office Note 491, p1-38. http://dx.doi.org/10.7289/V5/ON-NCEP-491, 2017.
- Andrews, D. G., McIntyre, M. E. On wave-action and its relatives, *Journal of Fluid Mechanics*, 89 (4): 647-664, Bibcode:1978JFM....89..647A, doi:10.1017/S0022112078002785, 1978a
- Andrews, D. G., McIntyre, M. E. An exact theory of nonlinear waves on a Lagrangianmean flow, Journal of Fluid Mechanics, 89 (4): 609-646, Bibcode:1978JFM....89..609A, doi:10.1017/S0022112078002773, 1978b.
- Apotsos, A., Raubenheimer, B., Elgar, S., Guza, R.T., Smith, J.A. Effect of wave rollers and bottom stress on wave setup. J. Geophys. Res. 112, C02003. doi:10.1029/2006JC003549, 2007.
- Ardhuin, F., Rascle, N., Belibassakis, K. A. Comments on The three-dimensional current and surface wave equations. J. Phys. Oceanogr. 38, 1340-1350, 2008.
- Ardhuin, F., Rogers, W. E., Babanin, A. V., Filipot, J., Magne, R., Roland, A., van der Westhuysen, A. J., Queffeulou, P., Lefevre, J., Aouf L. and Collard F. Semiempirical dissipation source functions for ocean waves. Part I: Definition, calibration, and validation. J. Phys. Oceanogr., 40, 1,917-1,941, 2010.
- Assireu, A. T., Lorenzetti, J. A., Dos Santos, F. A., Chian, A. C. Some aspects of the Santa Marta eddy revealed by satellite-tracked drifters and imagery VIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite - OMAR SAT, Arraial do Cabo, Rio de Janeiro, Brasil, 2009.

- Babanin, A. V. Breaking and Dissipation of Ocean Surface Waves, 480 pp., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K., doi:10.1017/CBO9780511736162, 2011.
- Babanin, A. V., Onorato, M., Qiao, F. Surface waves and wave-coupled effects in lower atmosphere and upper ocean. *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, C00J01, doi:10.1029/2012JC007932, 2012.
- Benetazzo, A., Carniel, S., Sclavo, M. and Bergamasco, A. Wave-current interaction: Effect on the wave field in a semi-enclosed basin, *Ocean Model.*, vol. 70, pp. 152-165, 2013.
- Bennis, A., Ardhuin, F. Comments on the depth-dependent current and wave interaction equations: A revision. J. Phys. Oceanogr. 41, 2008-2012, 2011.
- Bi, F., Wu, K. J., and Zhang, Y. M. The effect of Stokes drift on Ekman transport in the open sea. Acta Oceanologica Sinica, 31(6), DOI: 10.1007/s13131-012-0249-1, 2012.
- Bi, F. and Wu, K. Wave effect on the ocean circulations through mass transport and waveinduced pumping. *Journal of Ocean University of China*. 13. 10.1007/s11802-014-1926-9, 2014.
- Bidlot, J. R. Use of MERCATOR surface currents in the ECMWF forecasting system. ECMWF Research Department Memorandum, R60.9/JB/1, 2010.
- Bidlot, J. R. Use of MERCATOR surface currents in the ECMWF forecasting system: a followup study. *ECMWF Research Department Memorandum*. R60.9/JB/1, 2012.
- Bretherton, F. P. and Garrett, C. J. R. Wave trains in inhomogeneous moving media, Proc. Roy. Soc. London, A, 302, 529-554, 1969.
- Bretschneider, C. L. The generation and decay of wind waves in deep water. Trans. Am. Geophys. Union 33, 381-389, 1952.
- Bonjean, F., and G. S. E. Lagerloef S. E. Diagnostic model and analysis of the surface currents in the tropical Pacific Ocean. L. Phys. Oceanogr., vol 32,pg. 2938-2954, 2002.
- Calado, L. Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro. *Tese de Mestrado*, Universidade de São Paulo, São Paulo, 95 pp, 2001.

- Calado, L. Dinâmica da interação da atividade de mesoescala da Corrente do Brasil com o fenômeno de ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, RJ. *Tese de Doutorado*, Universidade de São Paulo, São Paulo, 144 pp, 2006.
- Campos, E. J. D.; Gonçalves, J. E., and Ikeda, Y. Water Mass Characteristics and Geostrophic Circulation in the South Brazil Bight - summer of 1991. *Journal of Geophysical Research* 100(9), 18537-18550, 1995.
- Campos, R. M., Alves, J. H. G. M., Guedes Soares, C, Guimaraes, L. G., Parente, C. E. Extreme Wind-Wave Modeling and Analysis in the South Atlantic Ocean. Ocean Modelling. 124. 10.1016/j.ocemod.2018.02.002, 2018.
- Church, J. C., Thornton, E. B. Effects of breaking wave induced turbulence within a longshore current model. *Coastal Eng.* 20, 1-28, 1993.
- Craig, P. D. and Banner, M. L. Modeling wave-enhanced turbulence in the ocean surface layer. J. Phys. Oceanogr., 24, 2546-2559, 1994.
- Craik, A. D. D. and Leibovich S. A rational model for Langmuir circulations, J. Fluid Mech., 73, 401-426, 1976.
- Cummings, J. A. and Smedstad O. M. Variational data assimilation for the global ocean. Data Assimilation for Atmospheric, Oceanic and Hydrologic Applications, S. K. Park and L. Xu, Eds., Vol. II, Springer-Verlag, 303-343, 2013.
- de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A. and Iudicone, D. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology, *J. Geophys. Res.*,109, C12003, doi:10.1029/2004JC002378, 2004.
- Dean, R., Dalrymple, R. Water wave mechanics for Engineers and Scientists. New Jersey: *Prentice-Hall, Inc.*, 1990.
- Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford A. J., Poli P., Kobayashi P., Andrae S., Balmaseda U., Balsamo M.A., Bauer G., Bechtold P., Beljaars A. C. M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A. J., Haimberger L., Healy S. B., Hersbach H., Hólm E. V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A. P.,
MongeSanz B. M., Morcrette J-J., Park B-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Q. J. *Roy. Meteorol. Soc.* 137: 553?597. https://doi.org/10.1002/qj.828, 2011.

- Donelan, M. A., Dobson, F. W., Smith, S. D., Anderson, R. J. On the dependence of sea surface roughness on wave development. *Journal of Physical Oceanography*, v. 23, p. 2143-2152, 1993.
- Drennan, W. M., Taylor, P., Yelland, M. Parameterizing the sea surface roughness. Journal of Geophysical Research, v. 35, p. 835-848, 2005.
- Donlon, C. J., Martin, M., Stark, J., Roberts-Jones, J., Fiedler, E., Wimmer, W. The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system. *Remote Sensing of the Environment* 116: 140-158. doi:10.1016/j.rse.2010.10.017, 2012.
- Dusek, G., van der Westhuysen, A. J., Gibbs, A., King, D., Kennedy, S., Padilla, R., Seim, H., Elder, D. Coupling a Rip Current Forecast Model to the Nearshore Wave Prediction System. *Proc. 94th AMS Annual Meeting*, Am. Meteor. Soc., Atlanta, 2014.
- Egbert, G. D. and Erofeeva, S. Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal* of Atmospheric and Oceanic Technology, 19, 183 - 204, 2002.
- Emery, W. J. and Meincke, J.. Global water masses-summary and review (PDF). Oceanologica Acta. 9 (4): 383 -391 (PDF pages scrambled). Retrieved 16 October 2016, 1986.
- Emilson, I. The shelf and coastal waters off Sourthern Brazil. Bolm. Inst. Oceanogr., 17(2), 101-112, 1960.
- Fragoso, M. R., Carvalho, G. V., Soares, F. L.M., Faller, D. G., Freitas Assad, L. P., Toste, R., Sancho, L. M. B., Passos, E. N., Böck, C. S., Reis, B., Landau, L., Arango, H. G., Moore, A. M., 2016. A 4D-variational ocean data assimilation application for Santos Basin, Brazil. Ocean Dynamics, v. 66, n. 3, p. 419-434
- Figueiredo Jr, A. G., Tessler, M. G., 2004. Topografia e composição do substrato marinho da Região Sudeste-Sul do Brasil. São Paulo, Instituto Oceanográfico, USP. Série Documentos Revizee - Score Sul. 64 p.

- Fuglister, F. C. Atlantic Ocean Atlas of temperature and salinity profiles and data from the Internation Geophysical Year of 1957-1958. Woods Hole Oceanographie Institution Atlas Series, 209 p, 1960.
- Garfield, N. The Brazil Current at subtropical latitudes. *Tese de Doutorado*, University of Rhode Island, Rhode Island, 121 pp, 1990.
- Garrett, C. Generation of Langmuir circulations by surface waves-a feedback mechanism. J. Mar. Res. 34, 117-130, 1976.
- Gibbs A., Dusek, G., van der Westhuysen, A. J., Santos, P., Stripling, S. Huddleston, S. Rivera-Acevedo, E., Estupinan, J. and Seim H. Numerical Validation of a Coupled Probabilistic Rip Current Model and Nearshore Wave Prediction System for South Florida. *Proc. 95th AMS Annual Meeting*, Am. Meteor. Soc., Phoenix, 2015.
- Grant, S. B., Kim, J. H., Jones, B. H., Jenkins, S. A., Wasyl, J., Cudaback, C. Surf zone entrainment, along-shore transport, and human health implications of pollution from tidal outlets. J. Geophys. Res. 110, C10025. doi:10.1029/2004JC002401, 2005.
- Godoi, S. S. Dinâmica quase-geostrófica do sistema Corrente do Brasil no embainhamento São Paulo (23,5-27°S). *Tese de Doutorado*, Universidade de São Paulo, São Paulo, 133 pp., 2005.
- Gonçalves, I. A., Innocentini, V. Analytical Quantification of Carbon Dioxide Exchange Mediated by Spume Droplets. BOUNDARY-LAYER METEOROLOGY, v. 1, p. 1/1573-1472-19, 2018.
- Haidvogel, D. B., Arango, H. G., Hedstrom, K., Beckmann, A., Malanotte-Rizzoli, P., Shchepetkin, A. F. Model evaluation experiments in the north atlantic basin: simulations in nonlinear terrain-following coordinates. *Dyn. Atmos.Oceans* 17 (32), 239-281, 2000.
- Haidvogel, D. B., Arango, H. G., Budgell, W. P., Cornuelle, B. D., Curchitser, E., Di Lorenzo,
 E., Fennel, K., Geyer, W. R., Hermann, A. J., Lanerolle, L., Levin, J., McWilliams, J. C.,
 Miller, A. J., Moore, A. M., Powell, T. M., Shchepetkin, A. F., Sherwood, C. R., Signell,
 R. P., Warner, J. C., Wilkin, J. Regional ocean forecasting in terrain-following coordinates:
 model formulation and skill assessment. J. Comput. Phys. 227, 3595-3624, 2008.

- Hanson, J. L. and Phillips, O. M. Automated analysis of ocean surface directional wave spectra. J. Atmos. Oceanic Technol., 18, 277-293, doi:10.1175/1520-0426(2001)018,0277: AAO-OSD.2.0.CO;2, 2001.
- Hasselmann, K. Wave-driven inertial oscillations. Geophysical Fluid Dynamics, 1: 463-502, DOI: 10.1080/03091927009365783, 1970.
- Hasselmann, K.; Barnett, T. P.; Bouws, E.; Carlson, H. Measurements of wind wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Deutsche Hydrographische Zeitschrift Supplement*, v. 12, n. A8, p. 95, 1973.
- Hersbach, H., Bidlot, J. R. The relevance of ocean surface current in the ECMWF analysis and forecast system. In: Workshop on Ocean-Atmosphere Interactions, Reading, United Kingdom, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, pp. 61-73, 2008.
- Holthuijsen, L. H. and Tolman H. L. Effects of the Gulf Stream on ocean waves. J. Geophys. Res.-Oceans, 96(C7), 12755-12771, 1991.
- Holthuijsen, H. Waves in Oceanic and Coastal Waters. Great Britain: Cambridge University Press, 387 p., 2007.
- Innocentini, V., Gonçalves, I. A. The Impact of Spume Droplets and Wave Stress Parameterizations on Simulated Near-Surface Maritime Wind and Temperature. *Journal of Physical Oceanography*, v. 40, p. 1373-1389, 2010.
- Innocentini, V., Caetano, E., Carvalho, J. T. A Procedure for Operational Use of Wave Hindcasts to Identify Landfall of Heavy Swell. Wea. Forecasting, 29, 349-365. doi: http://dx.doi.org/10.1175/WAF-D-13-00077.1, 2014.
- Jacob, R., Larson, J., Ong, E. MxN Communication and Parallel Interpolation in CCSM3 Using the Model Coupling Toolkit. Int. J. High Perf. Comp. App., 19(3), 293-307, 2004.
- Jenkins, A. D. The use of a wave-prediction model for driving a near-surface current model. Ocean Dyn. 42, 133-146. doi:10.1007/BF02226291, 1989.
- Jones, P. W. First and Second Order Conservative Remapping Schemes for Grids in Spherical Coordinates. Monthly Weather Review 127, pp. 2204-2210. DOI: 10.1175/1520-0493, 1999.

- Kodama, Y. Large-scale common features of Sub-tropical Precipitation Zones (The Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of Subtropical Frontal Zones. *Journal* of Meteorological Society of Japan, v. 70, n. 4, p. 813-835, 1992.
- Kodama, Y. Large-scale common features of Sub-tropical Convergence Zones (The Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: condictions of the circulation for generating the STCZs. Journal of Meteorological Society of Japan, v. 71, n. 5, p. 581-610, 1993.
- Komen, G. J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., Janssen, P. A. E. M. Dynamics and Modelling of Ocean Waves. New York: Cambridge University Press., 1994.
- Kumar, N., Voulgaris, G., Warner, J. C. Implementation and modification of a 3D radiation stress formulation for surf zone and rip-current applications. *Coastal Eng.* 58 (12), 1097-1117. doi:10.1016/j.coastaleng.2011.06.009, 2011.
- Kumar, N., Voulgaris, G., Warner, J. C., Olabarrieta, M. Implementation of the vortex force formalism in the coupled ocean-atmosphere-wave-sediment trasnport (COAWST) modeling system for inner shelf and surf sone applications. *Ocean Modelling*, 47, 65-95, 2012.
- Lane, E. M., Restrepo, J. M., McWilliams, J. C. Wave-Current Interaction: A Comparison of Radiation-Stress and Vortex-Force Representations. J. Phys. Oceanogr. 37 (5), 1122-1141, 2007.
- Langmuir, I. Surface motion of water induced by wind, Science, 87,119-123, 1938.
- Large, W. G., McWilliams, J. C., Doney, S. C. Oceanic vertical mixing: a review and a model with nonlocal boundary layer parameterisation. *Rev. Geophys.* 32, 363-403, 1994.
- Larson, J., Jacob, R., Ong, E. The Model Coupling Toolkit: A New Fortran90 Toolkit for Building Multiphysics Parallel Coupled Models. Int. J. High Perf. Comp. App., 19(3), 277-292, 2005.
- Leibovich, S. On the evolution of the system of wind drift currents and Langmuir circulations in the ocean. Part 1. Theory and averaged current. J. Fluid Mech. 79, 716-743, 1977a.
- Leibovich, S. Convective instability of stably stratified water in the ocean. J. Fluid Mech. 82, 561-585, 1977b.

- Li, M., Zahariev, K. and Garrett, C. Role of Langmuir circulation in the deepening of the ocean surface mixed layer. *Science* 270, 1955-1957, 1995.
- Lima, L. N., Pezzi, L. P., Penny, S. G., Tanajura, C. A. S. An investigation of ocean model uncertainties through ensemble forecast experiments in the Southwest Atlantic Ocean. *Journal* of Geophysical Research-Oceans, v. 124, p. 432-452, 2019.
- Longuet-Higgins, M. S. and Stewart R. W. Changes in the form of short gravity waves on long waves and tidal currents, J. Fluid Mech., 8, 565-583, 1960.
- Longuet-Higgins, M. S. and Stewart R. W. The changes in amplitude of short gravity waves on steady non-uniform currents, J. Fluid Mech., 10, 529-549, 1961.
- Longuet-Higgins, M. S. and Stewart R. W. Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to "surf-beats", *J. Fluid Mech.*, 13,481-504, 1962.
- Longuet-Higgins, M. S. and Stewart R. W. Radiation stresses in water waves; a physical discussion with applications. Deep Sea Research and Ocenographic Abstracts. Volume 11, Issue 4, Pages 529-562, 1964.
- Macedo, J. M. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. In: Gabaglia, G. P. R. & Milani, E. J. (eds) Origem e evolução de bacias sedimentares. Petrobrás, Rio de Janeiro,361-376, 1990.
- Mei, C. C., Stiassnie, M. and Yue, D. K.-P. Theory and Applications of Ocean Surface Waves,
 Part 1: Linear Aspects, Part 2: Nonlinear Aspects, Advanced Series on Ocean Engineering,
 2, Singapore, World Scientific, 23, 1071 pp, 2006.
- Metzler, E. J., Smedstad, O. M., Thoppil, P., Hurlburt, H. E., Wallcraft, A. J., Franklin, D. S., Shriver, J. .F. and Smedstad L. F. Validation Test Report for the Global Ocean Prediction System V3.0 - 1/12° HYCOM/NCODA: Phase I. NRL Memo. Report, NRL/MR/7320-089-148, 2008.
- Metzger, E. J., Smedstad, O. M., Thoppil, P., Hurlburt, H. E., Franklin, D. S., Peggion, G., Shriver J. F., Townsend T. L. and Wall craft, A. J. Validation Test Report for the Global Ocean Forecast System V3.0 - 1/12° HYCOM/NCODA: Phase II. NRL Memo. Report, NRL/MR/7320-10-9236, 2010.

- Metzger, E. J., Smedstad, O. M., Thoppil, P., Hurlburt, H. E., Cummings, J. A., Wallcraft,
 A. J., Zamudio, L., Franklin, D. S., Posey, P. G., Phelps, M. W., Hogan, P. J., Bub, F.
 L. and DeHaan, C. J. US Navy operational global ocean and Arctic ice prediction systems. Oceanography 27(3):32-43, http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2014.66, 2014.
- McWilliams, J. C., Sullivan, P. and Moeng, C. Langmuir turbulence in the ocean, *J. Fluid Mech.*, 334, 1-30, 1997.
- McWilliams, J. C., Restrepo, J. M., Lane, E. M. An asymptotic theory for the interaction of waves and currents in coastal waters. J. Fluid Mech. 511, 135-178, 2004.
- Mellor G. L. The three dimensional, current and surface wave equations. *J Phys Oceanogr.* 33:1978-1989, 2003.
- Mellor G. L. The depth dependent current and wave interaction equations; a revision. J Phys Oceangr. 38:2587-2596, 2008.
- Mellor G. L. CORRIGENDUM. J. Phys. Oceanogr. 41, 1417-1418, 2011.
- Mellor, G. On theories dealing with the interaction of surface waves and ocean circulation, J. Geophys. Res. Oceans, 121, 4474-4486, doi:10.1002/2016JC011768, 2016.
- Mignac, D., Tanajuram C. A. S., Santana, A. N., Lima, L. N., Xie, J. Argo data assimilation into HYCOM with an EnOI method in the Atlantic Ocean. *Ocean Science*, v. 11, n. 1, p. 195-213, 2015.
- Miles, J. On the generation of surface waves by shear flows. Journal of Fluid Mech., v. 22, p. 823-827, 1957.
- Miranda, L. B. de e Castro Filho, B. M. Condições do movimento geostrófico das águas adjacentes a Cabo Frio (RJ). *Bolm. lnst. oceanogr.*, S. Paulo, 28(2):79-93, 1979.
- Moreira, J. L. P., Madeira, C. V., Gil, J. A., Machado, M. A. P. Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 15, n. 2, p. 531-549, 2007.
- Müller, T. J., Ikeda, Y., Zangenberg, N. and Nonato, L. V. Direct measurements of the westen boundary currents between 20°S and 28°S, J. Geophys. Res., 103(C3): 5429-543, 1998.

- Peterson, R. J. and Stramma, L. Upper level circulation in the South Atlantic ocean. Prog. Oceanogr. 26 (1), 1-73, 1991.
- Pezza, A. B., Ambrizzi, T. Variability of Southern Hemisphere Cyclone and Anticyclone Behavior: Further Analysis. J. Climate, 16, 1075-1083, 2003.
- Pezzi, L. P., and Souza, R. B. Variabilidade de mesoescala e interação oceano-atmosfera no Atlântico Sudoeste, Tempo e Clima no Brasil, pp. 385-405, Oficina de Textos, São Paulo, Brasil, 2009.
- Phillips , O. M. On the dynamics of unsteady gravity waves of finite amplitude Part 2. Local properties of a random wave field. *Journal of Fluid Mech.* 11. 143-155. 10.1017/S0022112061000913, 1961.
- Phillips, O. M. The dynamics of the upper ocean. Cambridge University Press, 1977.
- Phillips , O. M. Spectral and statistical properties of the equilibrium range in wind-generated gravity waves. *Journal of Fluid Mech.*, v. 156, p. 505-531, 1985.
- Pierson, W., Moskowitz, L. A proposed spectral form fully developed wind seas based on the similarity theory of S. A. Kitaigorodskii. *Journal of Geophysical Research*, v. 69, p. 5181-5190, 1964.
- Qiao, F., Yuan, Y., Yang, Y., Zheng, Q., Xia, C. and Ma, J. Wave induced mixing in the upper ocean: Distribution and application to a global ocean circulation model, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L11303, doi:10.1029/2004GL019824, 2004.
- Qiao, F., Yuan, Y., Ezer, T., Xia, C., Yang, Y., Lu, X. and Song, Z. A three-dimensional surface wave-ocean circulation coupled model and its initial testing, *Ocean Dyn.*,60,1339-1355, doi:10.1007/s10236-010-0326-y, 2010.
- Rangel, H. D., Martins, F. A., Esteves, F. R. e Feijó, F. J. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras 8(1), 203-217, 1994.
- Reniers, A. J. H. M., Thornton, E. B., Roelvink, J. A. Morphodynamic modeling of an embayed beach under wave-group forcing. J. Geophys. Res. 109, C01030.doi:10.1029/2002JC001586, 2004.

- Ris, R., Holthuijsen, H., Booji, N. A third-generation wave model for coastal regions. part II: Verification. J. Geophys Res., v. 104, p. 7667-7681, 1999.
- Sato, R. M. O meandramento ciclônico da Corrente do Brasil ao largo do Cabo de Santa Marta (28,5S). Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 90 pp, 2014.
- Schmidt Silveira, F. Vegetação na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí. Educação ambiental: contribuição para a gestão socioambiental na Bacia Hidrográfica do Rio Gravataí, *Publisher:* MC&G Editorial, Editors: Teresinha Guerra. ISBN:978-85-67589-43-5, 2015.
- Settelmaier, J. B., Gibbs, A., Santos, P., Freeman, T., Gaer D. Simulating Waves Nearshore (SWAN) Modeling Efforts at the National Weather Service (NWS) Southern Region (SR) Coastal Weather Forecast Offices (WFOs). Proc. 91st AMS Annual Meeting, Am. Meteor. Soc., Seattle, 2011.
- Shchepetkin, A. F., McWilliams, J. C. The Regional Ocean Modeling System: A Split-Explicit, Free-Surface, Topography-Following-Coordinate Ocean Model. Los Angeles, California: University of California at Los Angeles: Institute of Geophysics and Planetary Physics, 2005.
- Shchepetkin, A. F., McWilliams, J. C. Correction and commentary for "Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and skill assessment of the regional ocean modeling system"by Haidvogel et al., J. Comput. Phys. 227, 3595-3624. J. Comput. Phys. 228, 8985-9000, 2009.
- Silveira, I. C. A., Schmidt, A. C. K., Campos, E. J. D., Godoy, S. S. e Ikeda Y. A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 48(2), 171-183, 2000.
- Silveira, I. C. A. O sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 181 pp, 2007.
- Sinclair, M. R. A climatology of anticyclones and blocking for the Southern Hemisphere. Mon. Wea. Rev., 124: 245-263, 1996.
- Song, Y. and Haidvogel, D. A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system, *Journal of Computational Physics*, 115, 228-244, 1994.

- Sorensen, R. Basic wave mechanics: for coastal and ocean engineers. New York: Wiley-Interscience, 1993.
- Soutelino, R. G. A origem da Corrente do Brasil. *Dissertação de Mestrado*, Universidade de São Paulo, São Paulo, 120 pp, 2008.
- Stramma, L., England, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. J. Geophys. Res. 104 (C9), 20863-20883, 1999.
- Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., Fleming, R. H. The Oceans, their physics, chemistry, and general biology. *Prentice-Hall Inc.*, New Jersey, 1087 pp., 1942.
- Sverdrup, H. U., and Munk, W. H. A Wind, sea, and swell: Theory of relations for forecasting, *Hydrographic Office Pub.* 60, US Navy, 1957.
- Tamura, H., Miyazawa, Y., and Oey, L-Y. The Stokes drift wave induced-mass flux in the North Pacific. Journal of Geophysical Research, vol.117, C08021, doi:10.1029/2012JC008113, 2012.
- Tanajura, C. A. S., Costa, F. B., Ramos-da-Silva, R., Ruggiero, G. A., Daher, V. B. Assimilation of sea surface height anomalies into Hycom with an optimal interpolation scheme over the atlantic ocean METAREA V. *Revista Brasileira de Geofísica*. 31. 257. 10.22564/rbgf.v31i2.293, 2013.
- Tanajura, C. A. S., Santana, A. N., Mignac, D., Lima, L. N., Belyaev, K., Xie, j. The REMO Ocean Data Assimilation System into HYCOM (RODAS_H): general description and preliminary results. Atmospheric and Oceanic Science Letters, v. 7, n. 5, p. 464-470, 2014.
- Tanajura, C. A. S., Lima, L. N., Belyaev, K. Impact on oceanic dynamics from assimilation of satellite surface height anomaly data into the Hybrid Coordinate Ocean Model Ocean Model (HYCOM) over the Atlantic Ocean. Oceanology, v. 56, n. 4, p. 509-514, 2016.
- Terray, E. A., Donelan, M. A., Agrawal, Y. C., Drennan, W. M., Kahma, K. K., Williams, A. J., Hwang, P. A. and Kitaigorodski, S. A. Estimates of kinetic energy dissipation under breaking waves. J. Phys. Oceanogr., 26, 792-807, 1996.
- The WAMDIGROUP. The WAM model A third generation ocean wave prediction model. Journal of Physical Oceanography, 18, 1775-1810, 1998.

- The WAVEWATCH III Development Group. User manual and system documentation of WA-VEWATCH III version 5.16. NOAA / NWS / NCEP / MMAB Technical Note 329, 326 pp. + Appendices, 2016.
- Thorpe, S. A. On the determination of K_v in the near-surface ocean from acoustic measurements of bubbles. J. Phys. Oceanog. 14, 855-863, 1984.
- Thornton, E. B., Guza, R. T. Transformation of wave height distribution. *J.Geophys. Res.* 88, 5925-5938, 1983.
- 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*, Delft Univ. of Techn., ISSN 0169-6548, Rep. no. 89-2, 72 pp, 1989.
- Tolman, H. L. Effects of numerics on the physics in a third-generation wind-wave model. J. Phys. Oceanogr., 22, 1095-1111, 1992;
- Tolman, H. L. User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.15. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 151, 97 pp, 1997.
- Tolman, H. L. User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.18. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 166, 110 pp, 1999.
- Tolman, H. L. User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 3.14. NOAA / NWS / NCEP / MMAB Technical Note 276, 194 pp.+ Appendices, 2009.
- Uchiyama, Y., McWilliams, J. C., Shchepetkin, A. F. Wave-current interaction in an oceanic circulation model with a vortex-force formalism: Application to the surf zone. *Ocean Modelling*, 34, 16-35, 2010.
- Velhote, D. Modelagem numérica da ressurgência da quebra de plataforma induzida por vórtices ciclônicos da Corrente do Brasil na Bacia de Santos. *Dissertação de mestrado*. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico. 134p, 1998.
- Voulgaris, G., Kumar, N., Warner, J. C. A methodology for the prediction of rip currents using a 3-D numerical, coupled, wave-current model. In: Leatherman, S., Fletemeyer, J. (Eds.), Rip Currents: Beach Safety, Physical Oceanography, and Wave Modeling. CRC Press, ISBN: 9781439838969, 2011.

- Van der Westhuysen, A. J., Padilla-Hernandez, R., Santos, P., Gibbs, A., Gaer, D., Nicolini, T., Tjaden, S., Devaliere E. M., and Tolman, H. L. Development and validation of the Nearshore Wave Prediction System. Proc. 93rd AMS Annual Meeting, Am. Meteor. Soc., Austin, 2013.
- Van der Westhuysen, A. J., Taylor, A. A., Padilla-Hernandez, R., Gibbs, A., Santos, P., Gaer, D., Cobb III, H. D., Lewitsky, J. R. and Rhome, J. R. Enhancements to the Nearshore Wave Prediction System to provide Coastal and Overland Hurricane Wave Guidance. *Proc. 94th AMS Annual Meeting*, Am. Meteor. Soc., Atlanta, 2014.
- Warner, J. C., Armstrong, B., He, R. Y., Zambon, J. B. Development of a coupled oceanatmosphere-wave-sediment transport (COAWST) modeling system. Ocean Modell. 35, 230-244, 2010.
- Whitham, G. B. A general approach to linear and non-linear dispersive waves using a Lagrangian. J. Fluid Mech., 22, 273-283, 1965.
- World Meteorological Organization (WMO). Guide to Wave Analysis and Forecasting. Geneve, Suisse, v.2, 1989.
- Wolf, J. and Prandle, D. Some observations of wave-current interaction, *Coast. Eng.*, vol. 37, pp. 471-485, 1999.
- Yang, I. Wind generated ocean waves. United Kingdom: *Elsevier Science Ltd*, 1. ed., 288 p. ISBN 0-08-043317-0, 1999.
- Young, I. R., Zieger, S. and Babanin. A. V. Global trends in wind speed and wave height, *Science*, 332, 451-455, doi:10.1126/science.1197219, 2011.
- Zieger, S., Babanin, A. V., Rogers, W. E. and Young I. R. Observation-based source terms in the third-generation wave model WAVEWATCH. Ocean Mod., 96, 2-25, 2015.

Apêndice A

Relações da Radiation Stress

Como visto no Capítulo 2, a componente S_{xx} da *radiation stress*, que representa o fluxo total de momentum horizontal através de um plano contante x é representado por:

$$S_{xx} = \overline{\int_{-h}^{\zeta} (p + \rho u^2) dz} - \int_{-h}^{0} p_0 dz$$
 (A.1)

A flutuação da superfície livre também contribui para o fluxo de momentum (Longuett-Higgins & Stewart, 1964) e deve ser levado em consideração. Desta forma, a equação A.1 é dividida em três partes para uma análise mais detalhada:

$$S_{xx}^{(1)} = \overline{\int_{-h}^{\zeta} \rho u^2 dz} \tag{A.2}$$

$$S_{xx}^{(2)} = \overline{\int_{-h}^{0} (p - p_0) dz}$$
(A.3)

$$S_{xx}^{(3)} = \overline{\int_0^{\zeta} p dz} \tag{A.4}$$

Considerando a contribuição de $S_{xx}^{(1)}$, uma vez que a variável integrada é de segunda ordem, o limite superior da integral $z = \zeta$ deve ser substituida pelo nível médio z = 0. Esta aproximação deve ser feita para as ordens de magnitude se igualarem, uma vez que a variação de $0 < z < \zeta$ contribui apenas para termos de terceira ordem. Com os limites de integração na mesma ordem e constantes (0, h), o valor médio pode ser transferido para a variável a ser integrada:

$$S_{xx}^{(1)} = \overline{\int_{-h}^{0} \rho u^2 dz} = \int_{-h}^{0} \rho \overline{u^2} dz$$
 (A.5)

A contribuição do termo $S_{xx}^{(1)}$ passa a representar efetivamente o estresse de *Reynolds* $(\rho \overline{u^2})$ integrado desde o fundo até a superfície livre. Assim como na equação A.5, o valor médio deve ser levado para as variáveis a serem integradas, então a equação A.3 que representa o termo $S_{xx}^{(2)}$ fica:

$$S_{xx}^{(2)} = \int_{-h}^{0} (\bar{p} - p_0) dz$$
 (A.6)

O termo $S_{xx}^{(2)}$ surge da mudança da pressão média dentro do fluido. A pressão \overline{p} contém termos proporcionais ao quadrado da amplitude da onda (Longuett-Higgins & Stewart, 1964), sendo um termo de segunda ordem. O fluxo médio de momentum vertical através de um plano horizontal é representado por $\overline{p + \rho w^2}$. Uma vez que o nível médio da coluna de água em z = 0, temos que:

$$\overline{p + \rho w^2} = -\rho g z = p_0 \tag{A.7}$$

ou

$$\overline{p} - p_0 = \rho \overline{w^2} \tag{A.8}$$

A pressão \overline{p} é geralmente menor que a pressão hidrostática p_0 . Substituindo a equação A.8 na equação A.6 obtém-se:

$$S_{xx}^{(2)} = \int_{-h}^{0} (-\rho \overline{w^2}) dz$$
 (A.9)

Combinando as equações A.5 e A.9, temos:

$$S_{xx}^{(1)} + S_{xx}^{(2)} = \int_{-h}^{0} \rho(\overline{u^2 + w^2}) dz$$
(A.10)

Substituindo as equações das velocidades orbitais 2.4 e 2.5 apresentadas no Capítulo 2

na equação A.10, e realizando a integração, temos:

$$S_{xx}^{(1)} + S_{xx}^{(2)} = \frac{1}{2} \frac{\rho a^2 \sigma^2 h}{\sinh^2 kh} = \frac{\rho g a^2 kh}{\sin 2kh}$$
(A.11)

O termo $S_{xx}^{(3)}$ refere-se à pressão p integrada entre 0 e ζ e sua média em relação ao tempo. Próximo da superfície livre, a pressão p é quase igual à pressão hidrostática abaixo da superfície:

$$p = \rho g(\zeta - z) \tag{A.12}$$

A pressão em qualquer ponto próximo da superficie oscila em fase com a elevação da superfície ζ . Substituindo A.12 em A.4, e integrando temos:

$$S_{xx}^{(3)} = \frac{1}{2}\rho g\overline{\zeta^2} \tag{A.13}$$

A variação da elevação da superfície gerada pela onda é representada por sua altura $(= 1 \setminus 2a)$, que substituindo na equação A.13, o termo $S_{xx}^{(3)}$ torna-se equivalente à metade da energia da onda E $(= \rho g a^2)$:

$$S_{xx}^{(3)} = \frac{1}{4}\rho g a^2 = \frac{1}{2}E \tag{A.14}$$

Somando-se as três partes, o termo $S_{xx} = S_{xx}^{(1)} + S_{xx}^{(2)} + S_{xx}^{(3)}$, e substituindo seus respectivos valores, temos que:

$$S_{xx} = E\left(\frac{2kh}{\sinh 2kh} + \frac{1}{2}\right) \tag{A.15}$$

De forma análoga, a componente transversal da *radiation stress* representa o fluxo do momentum na direção y (paralelo à crista da onda) através de um plano constante x. Chamado de termo S_{yy} , sua relação semelhantemente à equação A.1 é:

$$S_{yy} = \overline{\int_{-h}^{\zeta} (p + \rho v^2) dz} - \int_{-h}^{0} p_0 dz$$
 (A.16)

Da mesma forma, considera-se S_{yy} em três partes:

$$S_{yy}^{(1)} = \overline{\int_{-h}^{\zeta} \rho v^2 dz} \tag{A.17}$$

$$S_{yy}^{(2)} = \overline{\int_{-h}^{0} (p - p_0) dz}$$
(A.18)

$$S_{yy}^{(3)} = \overline{\int_0^{\zeta} p dz} \tag{A.19}$$

A velocidade transversal da onda de gravidade é nula, portanto o termo $S_{yy}^{(1)} = 0$. Os termos $S_{yy}^{(2)}$ e $S_{yy}^{(3)}$ são iguais aos termos $S_{xx}^{(2)}$ e $S_{xx}^{(3)}$. Substituindo as velocidades orbitais, e realizando as integrais, sendo a diferença apenas em relação ao termo $S_{yy}^{(1)}$ que desaparece, o termo S_{yy} se torna:

$$S_{yy} = E\left(\frac{kh}{\sinh 2kh}\right) \tag{A.20}$$

O fluxo de momentum na direção x em um plano y constante é dado por:

$$S_{xy} = \overline{\int_{-h}^{\zeta} \rho u v dz} \tag{A.21}$$

Não há contribuição da pressão média. Uma vez que \overline{uv} desaparece, sem levar em consideração o espalhamento angular das ondas, o termo $S_{xy} = 0$. Da mesma forma, o termo S_{yx} também é considerado nulo. Levando-se me conta o espalhamento angular, os termo S_{xx} , S_{yy} , S_{xy} , e S_{yx} são representados pelas equações 2.11, 2.12 e 2.13 apresentados no Capítulo 2. A magnitude da *radiation stress* é obtida pelo cálculo de sua representação, através de um tensor de segunda ordem dado por:

$$S = E \begin{pmatrix} \frac{2kh}{\sinh 2kh} + \frac{1}{2} & 0\\ 0 & \frac{kh}{\sinh 2kh} \end{pmatrix}.$$
 (A.22)

Apêndice B

Condições Iniciais

As condições iniciais apresentadas no Capítulo 3 são aqui apresentadas novamente com uma resolução maior, com o objetivo de melhorar a visualização das feições superficiais utilizadas como condições iniciais das rodadas dos modelos hidrodinâmico e acoplado.



Figura B.1: Campo de temperatura superficial no dia 02 de janeiro de 2012 interpolado do Hycom Global para a grade ROMS sudeste



Figura B.2: Campo de salinidade superficial no dia 02 de janeiro de 2012 interpolado do Hycom Global para a grade ROMS sudeste



Figura B.3: Campo de corrente superficial no dia 02 de janeiro de 2012 interpolado do Hycom Global para a grade ROMS sudeste



Figura B.4: Campo de elevação do nível do mar no dia 02 de janeiro de 2012 interpolado do Hycom Global para a grade ROMS sudeste