



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA,
INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/04.01.17.48-TDI

ESTUDO DAS ONDAS DE INSTABILIDADE TROPICAL NO OCEANO ATLÂNTICO E SEUS IMPACTOS NA ATMOSFERA

Giullian Nícola Lima dos Reis

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Sensoriamento Remoto, orientada
pelo Dr. Luciano Ponzi Pezzi,
aprovada em 30 de março de 2020.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/428TANB>>

INPE
São José dos Campos
2020

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

CEP 12.227-010

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/7348

E-mail: pubtc@inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):

Presidente:

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Cauê Silva Fróes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA,
INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/04.01.17.48-TDI

ESTUDO DAS ONDAS DE INSTABILIDADE TROPICAL NO OCEANO ATLÂNTICO E SEUS IMPACTOS NA ATMOSFERA

Giullian Nícola Lima dos Reis

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Sensoriamento Remoto, orientada
pelo Dr. Luciano Ponzi Pezzi,
aprovada em 30 de março de 2020.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/428TANB>>

INPE
São José dos Campos
2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Reis, Giullian Nícola Lima dos.

R277e Estudo das ondas de instabilidade tropical no Oceano Atlântico e seus impactos na atmosfera / Giullian Nícola Lima dos Reis. – São José dos Campos : INPE, 2020.
xxii + 88 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/04.01.17.48-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2020.
Orientador : Dr. Luciano Ponzi Pezzi.

1. Ondas de Instabilidade Tropical. 2. Oceano Atlântico.
3. COAWST. I.Título.

CDU 528.8:551.465



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Giullian Nicola Lima dos Reis**

Título: "ESTUDO DAS ONDAS DE INSTABILIDADE TROPICAL NO OCEANO ATLÂNTICO E SEUS IMPACTOS NA ATMOSFERA"

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

Dr. João Antonio Lorenzetti



Presidente / INPE / SJCampos - SP

Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado

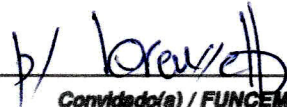
Dr. Luciano Ponzi Pezzi

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

() Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Domingo Cassain Sales



Convidado(a) / FUNCEME / Fortaleza - CE

Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 30 de março de 2020

“As pessoas fortes não derrubam as outras, elas ajudam-nas a se erguerem”.

Akira Toriyama

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a minha avó e minha mãe por todo o apoio, independentemente das minhas escolhas, sempre torcendo pelo meu sucesso.

Ao meu orientador Dr. Luciano Ponzi Pezzi, por, primeiramente, me escolher dentre tantos candidatos, contribuir de uma maneira imensurável para o meu retorno e amadurecimento acadêmico. Agradeço imensamente pela oportunidade e valorização do meu trabalho na Antártica pelo projeto ATMOS e pela paciência e compreensão em relação aos meus problemas pessoais e perdas durante estes dois anos. Sua orientação e atitudes foram essenciais para o fechamento deste ciclo.

A Danielle, muito obrigado pelo amor, carinho, amizade, paciência e por ter estado aqui durante esse difícil processo.

Aos meus colegas do laboratório LOA, gratidão por todos os momentos de ajudas, conversas, correções e amizade.

Ao Ueslei, gratidão por toda a ajuda, sem você não teria dado certo.

A Eliana, gratidão, por ter me dado um teto e ajudado nessa reta final.

A Mainara, gratidão por sempre estar disponível, pela amizade e conversas durante todas as minhas crises e problemas.

Ao Nelsinho, gratidão pela amizade, ajuda e parceria no meio de todas essas loucuras e presepadas que ocorreram nesses 2 anos.

Ao Marcelão, gratidão por abrir minha cabeça para novos horizontes e pelo apoio e conversas durante meus piores momentos

A Mãecelly Major Opa que me tirou da rua e me abrigou, na hora que eu mais precise, na sua casa e no seu coração mesmo em tempos de coronga.

Aos amigos do “Grupinho”, gostaria de agradecer por todas as piadas, ajudas, viagens de 24 horas, memes, figurinhas e amizade.

Aos “colegas de trabalho” da FUNCEME, Cassian, Marcelin, Jr Queijinho, Diorgenes, Pintinho, Robson, Jarbinha, gratidão por todo o suporte e ensinamentos.

A minha primeira psicóloga da vida, Aline, gostaria de agradecer por todas as palavras e por ter me tirado do fundo do poço, sem você este trabalho não teria tido conclusão.

Aos professores do INPE, gostaria de agradecer pelo conhecimento transmitido de alguma forma.

A CAPES pelo apoio financeiro durante a realização desta pesquisa.

RESUMO

Este trabalho investiga o comportamento das anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) formadas por Ondas de Instabilidade Tropical (OIT) no Oceano Atlântico e seus impactos na atmosfera. As OIT são estudadas através de dados satelitais de TSM e o magnitude do vento oriundos do *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) e SeaWinds para o período 1991–2017. Através de análises espectrais e estatísticas foi possível definir suas características espaciais e temporais. Ademais, para determinar o impacto destas ondas na atmosfera sobrejacente foi utilizado o sistema de modelagem acoplado Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment System (COAWST). Foram realizadas duas simulações numéricas, sendo aplicado um filtro passa-baixa em uma delas, para que fosse isolado somente o efeito da mesoescala a partir da diferença entre as simulações. A análise dos dados de TSM revelou as seguintes características: – velocidade de fase de 0,31-0,68 m/s, comprimentos de onda de 768.08-1609.91 km e períodos de 25-33 dias. Os dados de TSM filtrados na banda 20-40 dias mostraram que a região ao redor de 1°N-15°W concentra grande parte de suas variabilidade de TSM associada às OIT. A relação entre a TSM e magnitude do vento foram analisadas através dos dados filtrados sugerindo uma forte interconexão entre essas variáveis tipicamente de Julho a Outubro. Os resultados da modelagem numérica mostraram que os processos físicos necessários para a formação das OIT, assim como seu padrão espacial, mostrando estruturas similares às observações nas mesmas épocas do ano em que elas ocorrem. A diferença espacial e vertical entre as simulações isolaram o efeito da mesoescala e mostrou seu efeito nas variáveis atmosféricas: temperatura do ar, pressão, altura da camada limite atmosférica, componentes zonal e meridional do vento, magnitude do vento e precipitação. As simulações foram validadas através dos dados satélites assim como dados *in situ* do *Prediction And Research Moored Array In The Atlantic* (PIRATA), através de métricas estatísticas que mostraram uma boa resposta para os dados de vento e TSM para a região do Oceano Atlântico.

Palavras-chave: Ondas de Instabilidade Tropical. Oceano Atlântico. COAWST.

STUDY OF TROPICAL INSTABILITY WAVES IN THE ATLANTIC OCEAN AND THEIR IMPACTS ON THE ATMOSPHERE

ABSTRACT

This work investigates the behavior of Sea Surface Temperature (SST) anomalies formed by Tropical Instability Waves (TIW) in the Atlantic Ocean and their impacts on the atmosphere. TIW are studied using satellite SST data and wind magnitude from the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) and SeaWinds for the period 1991–2017. Through spectral and statistical analysis it was possible to define its spatial and temporal characteristics. In addition, the Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment System (COAWST) a coupled modeling system was used to determine the impact of these waves on the atmosphere. Two numerical simulations were carried out and a low-pass filter was applied to one of them, so that only the mesoscale effect was isolated from the difference between the simulations. The analysis of the SST data revealed the following characteristics: phase speed of 0.31-0.68 m/s, wavelengths of 768.08-1609.91 km and periods of 25-33 days. The SST data filtered in the 20-40 day band showed that the region around 1°N-15°W concentrates a large part of SST variability associated with TIW. The relationship between SST and wind magnitude was analyzed using the filtered data suggesting a strong interconnection between these variables, typically from July to October. The results of the numerical modeling showed that the physical processes necessary for the formation of the TIW, as well as their spatial pattern, showing structures similar to the observations at the same times of the year in which they occur. The spatial and vertical differences between the simulations isolated the mesoscale effect and showed its effect on atmospheric variables: The simulations were validated using satellite data as well as in situ data from the Prediction And Research Moored Array In The Atlantic (PIRATA), using statistical metrics that showed a good results to wind and SST data for the Atlantic Ocean region.

Keywords: Tropical Instability Waves. Atlantic Ocean. COAWST.

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 3.1 - Representação esquemática dos principais componentes do balanço de massa e calor na região equatorial do Oceano Atlântico.	7
Figura 3.2 - Distribuição horizontal das principais correntes oceânicas superficiais do Atlântico, para outono (I) e primavera (II) para o Hemisfério Norte. As siglas representam a Corrente Norte Equatorial (CNE), Contra Corrente Norte Equatorial (CNNE), ramos norte (CSEn), equatorial (CSEe) central (CSEc) e sul (CSEs) da Corrente Sul Equatorial (CSE), Corrente Norte do Brasil (CBN), Subcorrente Equatorial (SE), Contra Corrente Sul Equatorial (CCSE), Corrente do Brasil (CB) e Corrente da Angola (CA).....	8
Figura 3.3 - Padrão Médio da circulação atmosférica do oceano Atlântico Tropical, para os meses de dezembro e março. As setas indicam a direção e intensidade do vento e os círculos a posição média do centro da ZCIT.....	9
Figura 3.4 - Média climatológica (1979 – 1993) da radiação de onda longa ($W m^{-2}$), sobre o Atlântico tropical ilustrando o posicionamento da ZCIT ao longo do ano e suas respectivas estações para o HS.....	11
Figura 3.5 – Campos de TSM do primeiro dia dos meses de maio à outubro para o ano de 2008, mostrando a língua fria e as OIT.....	13
Figura 3.6 - Fonte de energia barotrópica à esquerda (a) e fonte de energia baroclínica (cisalhamento vertical das correntes) à direita (b).	15
Figura 3.7 – Mecanismos físicos de instabilidade da Camada Limite Atmosférica.....	16
Figura 4.1 – Representação da área de estudo. O retângulo vermelho delimita a área de estudo, compreendida no AT. As área em azul correspondem as áreas mais profundas do oceano e as regiões brancas representam as regiões mais rasas.	17
Figura 4.2 – Localização das boias do projeto PIRATA na área de estudo.....	20
Figura 4.3 – Esquema do 2D <i>Radon Transform</i> de uma seção por tempo e longitude	22

Figura 4.4: Esquema que detalha a troca de informações entre os modelos que compõem o COAWST.....	23
Figura 4.5 - Esquema das informações que são trocadas entre os modelos oceânico (ROMS) e atmosférico (WRF) no sistema de modelos acoplados COAWST.	24
Figura 4.6 - Coordenada vertical η , grade horizontal e vertical do Weather Research and Forecast (WRF) em Arawaka-C.....	26
Figura 4.7 - Representação das coordenadas sigma e de uma célula da malha do tipo Arakawa-C.....	28
Figura 4.8 – Fluxograma metodológico.	34
Figura 5.1 – Diagrama de Hovmöller dos campos de TSM derivados do AVHRR para diferentes latitudes (Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N) no Atlântico Tropical para os anos de 1991 à 2017. Temperatura em °C.....	36
Figura 5.2 - Diagrama de Hovmöller dos campos filtrados de anomalia TSM no Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N para os anos de 1991 à 2017. Anomalias em °C.	38
Figura 5.3 – Desvio padrão da TSM filtrada no Equador, 1°N, 2°N, 3°N, 4°N para o período de 1991 à 2017.....	39
Figura 5.4 - Diagrama de Hovmöller da magnitude do vento no Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N; para os anos de 1991 - 2017. Unidade m/s.....	42
Figura 5.5 – Desvio padrão da magnitude do vento filtrada no Equador, 1°N, 2°N, 3°N, 4°N para o período de 1991 à 2017.	43
Figura 5.6 - O painel de cima mostra os campos de TSM, o painel do meio mostra os campos do de TSM filtrados e o de baixo os desvios padrões dos campos de TSM filtrados do AVHRR e do COAWST, respectivamente, para diferentes latitudes (Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N) para o período de junho a setembro de 2008, onde a coluna da esquerda fora utilizados os dados de satélite e a coluna da direita os dados do COAWST.....	47
Figura 5.24 – Mapas de correlação, viés, RSME e MAE entre os dados de TSM do AVHRR e COAWST.....	71
Figura 5.25 – Mapas de correlação, viés, RSME e MAE entre os dados de vento zonal do SEAWINDS e COAWST.	73

Figura 5.26 – Mapas de correlação, viés, RSME e MAE entre os dados de vento meridional do SEAWINDS e COAWST. 75

LISTA DE TABELAS

	Pág.
Tabela 4.1 - Síntese da base de dados de sensores remotos utilizados para avaliar as características das OIT e simulações do sistema de modelagem acoplado.	19
Tabela 4.2 - Configurações gerais e parametrização do WRF.....	29
Tabela 4.3 - Configurações gerais e parametrização do ROMS.....	30
Tabela 5.1 - Valores das características das OIT encontradas no Atlântico Tropical: período, velocidade de fase e comprimento de onda para as latitudes 1°N e 4°N e para o período de 1991 - 2017.	44
Tabela 5.2 - Valores das características das OIT encontradas no Atlântico Tropical: período, velocidade de fase e comprimento de onda para as latitudes 1°N e 4°N e para o período de junho setembro de 2008.	48
Tabela 5.3 – RMSE e Correlação entre os dados das boias do projeto PIRATA e os dados do COAWST.	68

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ARW	Advanced Research WRF
AT	Atlântico Tropical
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
CA	Corrente da Angola
CB	Corrente do Brasil
CCNE	Contra-Corrente Norte Equatorial
CCSE	Contra-Corrente Sul Equatorial
CFSR	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
CG	Corrente da Guiné
CLP	Camada Limite Planetária
CNB	Corrente Norte do Brasil
CNE	Corrente Norte Equatorial
COAWST	Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment System
CSE	Corrente Sul Equatorial
CSEc	Corrente Sul Equatorial central
CSEn	Corrente Sul Equatorial norte
CSEs	Corrente Sul Equatorial sul
CSTMS	<i>Community Sediment Transport Modeling Project</i>
MCT	<i>Model Coupling Toolkit</i>
NMM	<i>Nonhydrostatic Mesoscale Model</i>
OA	Oceano Atlântico
OP	Oceano Pacífico

OIT	Ondas de Instabilidade Tropical
P_{atm}	Pressão atmosférica
RMSE	Root Mean Square Error
ROC	Radiação de onda curta
ROL	Radiação de onda longa
ROMS	Regional Ocean Modeling System
SCF	Simulação com filtro
SSF	Simulação sem filtro
SE	Subcorrente Equatorial
SEs	Subcorrente Equatorial sul
SODA	<i>Simple Ocean Data Assimilation</i>
SWAN	<i>Simulating Waves Nearshore</i>
T_{ar}	Temperatura do ar
TSM	Temperatura da superfície do mar
UR	Umidade relativa
WRF	<i>Weather Research and Forecasting</i>
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

	Pág.
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Justificativa.....	2
2 OBJETIVOS	4
2.1 Objetivo geral.....	4
2.2 Objetivos específicos.....	4
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	5
3.1 Oceano Atlântico Tropical	5
3.2 Circulação Oceânica no Atlântico Tropical	6
3.3 Circulação Atmosférica sobre o Oceano Atlântico Tropical	9
3.4 Temperatura da superfície do mar no Oceano Atlântico Tropical	11
3.5 Ondas de instabilidade tropical	13
4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	17
4.1 Dados de sensoriamento remoto	18
4.1.1 Temperatura da superfície do mar.....	18
4.1.2 Vento superficial.....	19
4.2 Dados <i>in situ</i>	20
4.2.1 Prediction and research moored array in the Atlantic (PIRATA)	20
4.3 Manipulação e filtragem dos dados de sensoriamento remoto	21
4.4 Modelagem numérica	22
4.4.1 Modelo acoplado oceano-atmosfera	22
4.4.2 Acoplador.....	24
4.4.3 Modelo atmosférico	24
4.4.4 Modelo oceânico	26
4.4.5 Configurações do modelo COAWST (ROMS + WRF).....	28
4.4.6 Descrição dos experimentos numéricos.....	32
4.5 Análises estatísticas	32
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	35
5.1 Características das OIT na TSM e a sua influência na magnitude vento... 35	35
5.2 Simulações numéricas	46

5.3 Comparação dos dados de TSM do AVHRR e do COAWST com as boias do Projeto PIRATA	68
5.4 Métricas estatísticas para validação da simulação numérica	71
6 CONCLUSÕES.....	77
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	80

1 INTRODUÇÃO

As Ondas de Instabilidade Tropical (OIT) tornaram-se conhecidas a partir da década de 70, através de estudo que utilizaram o sensoriamento remoto como método de observação dos oceanos (LEGECKIS, 1977; REVERDIN, 1987; WILLET et al., 2006). Encontradas no Oceano Atlântico (OA) e no Oceano Pacífico (OP), as OIT são fenômenos oceânicos de oscilação de propagação para oeste da frente de Temperatura da Superfície do Mar (TSM), entre a água fria da ressurgência equatorial e a água quente ao norte dela, no formato de cúspides (LEGECKIS, 1977). No OA as OIT são menos estudadas do que no oceano Pacífico (OP), devido a pouca disponibilidade de dados *in situ*.

Philander (1978) descreveu as OIT como um fenômeno típico de variabilidade intrasazonal nos oceanos equatoriais, resultante da instabilidade barotrópica gerada a partir do cisalhamento das correntes, que fluem em sentidos alternados nesta região. No entanto, as OIT têm seu desenvolvimento associado também à instabilidade baroclínica relacionada a ressurgência equatorial, que propicia a inclinação das isopicnais. Esta inclinação causa variação na velocidade vertical associada a variação do gradiente meridional da TSM e a sua modificação sazonal (WILSON; LEETMAA, 1988).

Diversos estudos mostram que as características das OIT no OA variam dependendo do ano de ocorrência, com períodos entre 20 a 40 dias, comprimentos de onda de 600 a 1.600 km, velocidade de fase de cerca de 0,5 m s⁻¹ e ocorrência entre os meses de junho a setembro (DÜING et al., 1975; WEISBERG, 1979; JOCHUM et al., 2004; CALTABIANO et al., 2005; GRODSKY et al., 2005).

Essas ondas são importantes para o balanço de calor no oceano, pois advectam zonalmente a temperatura das plumas formadas nas ressurgências equatoriais (JOCHUM et al., 2007), contribuindo para a redistribuição de calor e momentum na Terra (HANSEN; PAUL, 1984). Na região equatorial as OIT afetam a TSM (JOCHUM et al., 2004), a concentração de oxigênio, a salinidade (JOCHUM et al., 2004) e a biomassa de fitoplâncton da região (STRUTTON, 2011).

Estudos mostram que as OIT podem causar instabilidades atmosféricas induzindo a formação de nuvens (HASHIZUME et al., 2001), alterando o fluxo de calor (THUM et al., 2002) entre o oceano e a atmosfera e causando variações no vento (CHELTON et al., 2001; HASHIZUME et al., 2002) com frequências similares às OIT.

Na atmosfera, nas adjacências da região de ocorrência das OIT, encontra-se a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A ZCIT é um sistema atmosférico convectivo de escala planetária, que circunda o globo terrestre nas proximidades da linha do equador e encontra-se em uma região de baixa pressão atmosférica, associada à confluência dos ventos alísios em superfície (PHILANDER et al., 1996).

A ZCIT é o sistema atmosférico gerador de precipitação mais importante sobre as regiões equatoriais oceânicas. Sobre o AO, a ZCIT desloca-se meridionalmente de aproximadamente 14°N entre os meses de agosto e setembro à 2°S entre os meses de março e abril (HASTENRATH, 2006). Este deslocamento é relacionado com as anomalias de circulação atmosférica e de TSM de grande escala (UVO; NOBRE 1989), que causam o fortalecimento ou enfraquecimento dos ventos alísios de nordeste e sudeste (CAVALCANTI et al., 2009).

1.1 Justificativa

O Oceano Atlântico é uma região de grande importância e especial interesse científico devido à troca de calor, sal, nutrientes e outras propriedades físicas e biogeoquímicas com outras bacias oceânicas assim como à sua relação com o sistema atmosférico da ZCIT, que por sua vez influencia diretamente o regime de precipitação das regiões Norte e Nordeste do Brasil. Apesar de sua importância, o OA tropical é, ainda hoje, sub-amostrado em relação ao OP tropical. Por consequência, a maioria dos estudos sobre as OIT são referentes ao OP, de forma que pouco se sabe sobre as particularidades das OIT que ocorrem no OA, em especial sobre o impacto deste fenômeno oceânico de mesoescala na atmosfera subjacente. Desta forma, este trabalho pretende

contribuir para o entendimento das características das OIT do OA e sua variabilidade (temporal/espacial), assim como suas implicações na atmosfera subjacente.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

Baseado no exposto acima, este trabalho tem como objetivo principal estudar as características oceânicas das OIT no Oceano Atlântico e seus impactos na atmosfera sobrejacente.

2.2 Objetivos específicos

1. Estimar as características espectrais e o comportamento intrasazonal e espacial das OIT no OA no campo de TSM.
2. Analisar a influência das OIT no vento superficial.
3. Verificar o impacto da mesoescala oceânica, na qual se encontram as OIT, na estabilidade da atmosfera sobrejacente.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste Capítulo serão encontrados discussões acerca do oceano Atlântico tropical (Seção 3.1), da circulação superficial oceânica que ocorre neste oceano (Seção 3.2), da circulação atmosférica sobre essa região (Seção 3.3), das características da TSM (Seção 3.4) e das ondas de instabilidade tropical (Seção 3.5).

3.1 Oceano Atlântico Tropical

O Atlântico Tropical (AT) é a região do OA que se localiza entre os trópicos de Capricórnio e de Câncer, onde ocorre o sistema de ventos alísios, que convergem em baixos níveis na ZCIT. No equador, o OA se estende entre as longitudes de 10°E a 45°W, o que representa, aproximadamente, uma distância longitudinal de 6000 km (SCHOTT et al., 2004).

Os oceanos tropicais recebem intensa radiação solar e armazenam grande quantidade de calor, sendo fundamentais para a circulação oceânica e atmosférica de larga escala e para o clima global (JOCHUM et al., 2004). Considerando a larga escala, o oceano distribui o calor armazenado através dos fluxos de massa e de calor associados às circulações termohalina e superficial. A atmosfera, por sua vez, distribui este calor através de grandes células de circulação meridional (Hadley, Ferrel e Polar) e zonal (Walker) (SCHOTT et al., 2004). A circulação atmosférica é bastante sensível às variações dos campos de TSM, sendo esta, portanto, uma variável importante para o estudo de processos de interação oceano-atmosfera (FOLTZ et al., 2003).

De modo geral, os oceanos tropicais apresentam um sistema de fortes correntes superficiais, áreas de ressurgência e subsidência. Esta característica específica se dá pelo fato do parâmetro de Coriolis ser nulo somente no equador, resultando em uma resposta rápida e intensa do oceano ao forçamento pelo vento (PHILANDER, 1990).

Segundo Carton et al. (1996), o oceano AT tem suas características definidas pelo forte acoplamento entre o oceano e a atmosfera. Localmente, este oceano

é governado pelos balanços oceânicos de calor e massa (STRAMMA; SCOTT., 1999). Remotamente, é influenciado, principalmente, por eventos associados ao índice de Oscilação do Atlântico Norte e El Niño-Oscilação Sul (ENOS) (TAYLOR, 2002).

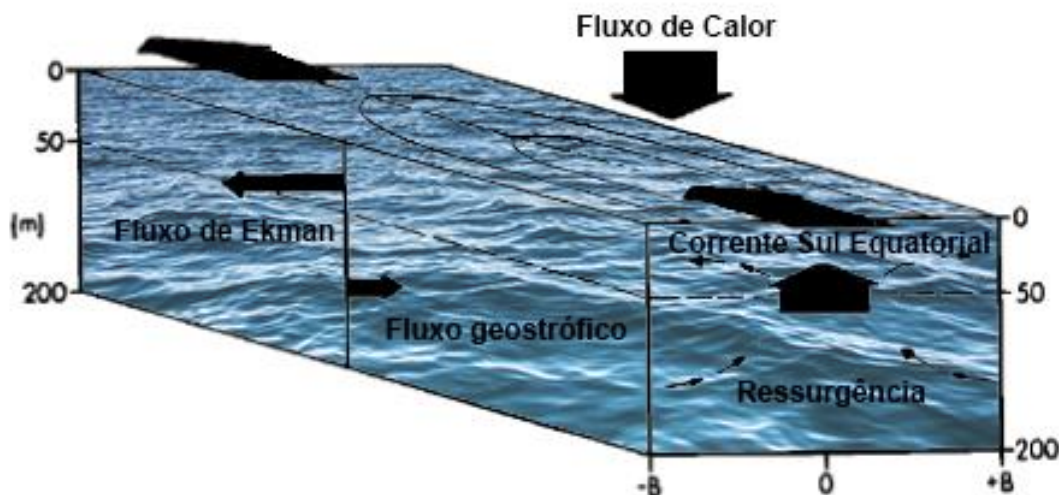
3.2 Circulação Oceânica no Atlântico Tropical

O sistema de correntes oceânicas tropicais possui como característica dominante a alternância de direção de suas componentes zonais. Esta característica leva a geração de OIT que remodelam as frentes de temperatura e salinidade nas regiões equatoriais e redistribuem o calor tanto verticalmente quanto horizontalmente no oceano (PHILANDER, 1978).

Essas mudanças nas direções das componentes zonais são provocadas pelos ventos superficiais (HAYES et al., 1989). A atuação desses ventos sobre a circulação do AT é caracterizada por uma forte influência do ciclo sazonal, associado à migração da ZCIT, e a intensificação sazonal dos alísios equatoriais quando a ZCIT alcança sua posição mais ao norte no final do verão boreal (Uvo e Nobre, 1989).

No equador, o parâmetro de Coriolis é zero, as águas fluem ao longo do gradiente de pressão, gerando uma corrente no sentido Oeste. Afastando-se do equador, a direção do transporte de Ekman se dá para os polos, fazendo com que as correntes sejam divergentes na superfície e convergentes abaixo da superfície (Figura 3.1). Essas características contribuem para que ocorra um processo de ressurgência, que é caracterizado pelo afloramento de águas profundas, mais frias, para a superfície. Lee e Csanady (1999), mostram a partir de simulações realizadas com um modelo de circulação equatorial, que a circulação resultante na região equatorial, é composta por uma corrente para oeste na superfície (Corrente Sul Equatorial-CSE) e uma corrente para leste em subsuperfície (Subcorrente Equatorial-SE).

Figura 3.1 - Representação esquemática dos principais componentes do balanço de massa e calor na região equatorial do Oceano Atlântico.



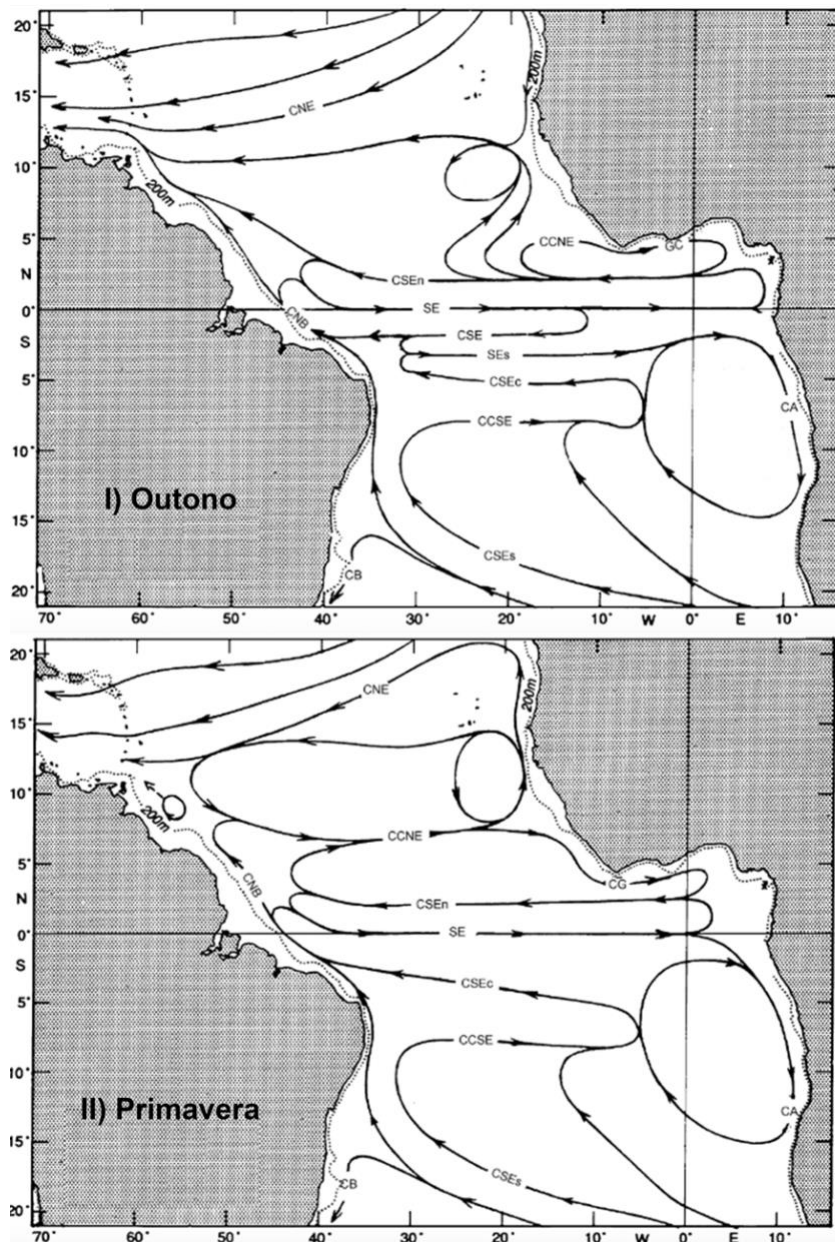
Fonte: Adaptado de Lee e Csanady (1999).

Segundo Lumpkin e Garzoli (2005), as principais correntes em superfície são as Correntes Sul e Norte Equatorial, as quais fluem no sentido oeste e são responsáveis pelo transporte de calor em direção a regiões de mais altas latitudes, formando um sistema com duas correntes de jato (ramo norte (CSEn) e central da corrente sul equatorial (CSEc)), que são separados por um ramo mais ao sul (Figura 3.2). Estes ramos são alimentados pela recirculação da Contra Corrente Norte Equatorial e Corrente da Guiné (CG). O ramo mais ao sul (CSEs) é alimentado pela corrente de Benguela (PHILANDER, 2001).

A Corrente Sul Equatorial se bifurca quando se encontra com a costa do Brasil dando origem a Corrente do Brasil que é uma corrente de contorno oeste associada ao Giro Subtropical do Atlântico Sul (CB, que flui para sul) e a Corrente Norte do Brasil que é a corrente de contorno oeste que fecha o Giro Equatorial do Oceano Atlântico em sua porção austral (CNB, que flui para Norte) (LUMPKIN; GARZOLI, 2005). A CNB é uma intensa corrente de borda oeste que fecha a circulação oceânica do giro equatorial, transportando águas de superfície do Atlântico Sul para o hemisfério norte (PETERSON; STRAMMA, 1991) (Figura 3.2). Ela flui ao longo da margem continental brasileira e retroflete para leste

entre 5°N e 10°N, entre os meses de julho a setembro, alimentando a Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE) (Wilson et al, 1994).

Figura 3.2 - Distribuição horizontal das principais correntes oceânicas superficiais do Atlântico, para outono (I) e primavera (II) para o Hemisfério Norte. As siglas representam a Corrente Norte Equatorial (CNE), Contra Corrente Norte Equatorial (CNNE), ramos norte (CSEn), equatorial (CSEe) central (CSEc) e sul (CSEs) da Corrente Sul Equatorial (CSE), Corrente Norte do Brasil (CBN), Subcorrente Equatorial (SE), Contra Corrente Sul Equatorial (CCSE), Corrente do Brasil (CB) e Corrente da Angola (CA).

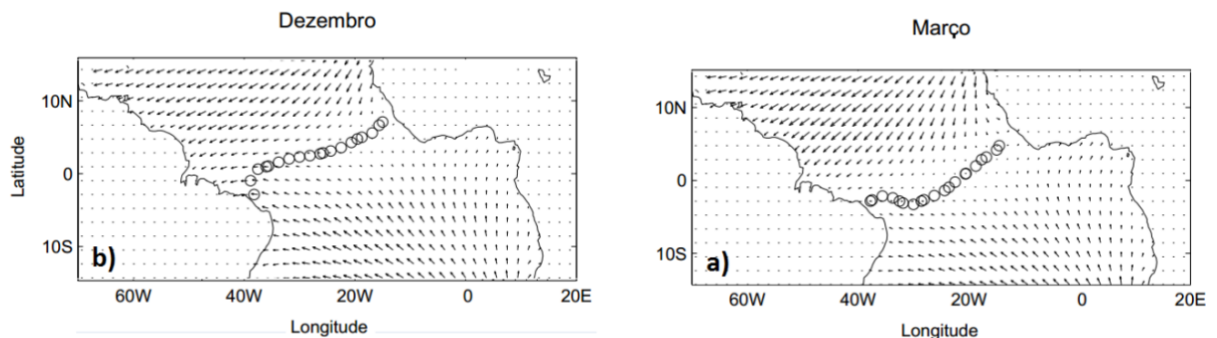


Fonte: Adaptado de Stramma e Schott (1999).

3.3 Circulação Atmosférica sobre o Oceano Atlântico Tropical

O padrão de vento nas camadas atmosféricas inferiores sobre o AT é caracterizado pela presença dos ventos alísios de sudeste no Hemisfério Sul (HS) e de nordeste no Hemisfério Norte (HN) (Figura 3.3).

Figura 3.3 - Padrão Médio da circulação atmosférica do oceano Atlântico Tropical, para os meses de dezembro e março. As setas indicam a direção e intensidade do vento e os círculos a posição média do centro da ZCIT.



Fonte: Adaptado de Góes (2001).

Formada pela confluência dos ventos alísios de nordeste do HN e de sudeste do HS, a ZCIT (Figura 3.3) faz parte da circulação geral da atmosfera e é definida como uma banda de nebulosidade de baixa pressão e convergência dos alísios em baixos níveis dentro do ramo ascendente da célula meridional de Hadley (CAVALVANTI et al., 2009).

A região da ZCIT é caracterizada por ventos fracos, TSM alta (BROWN et al., 1989) e pela presença de acentuada instabilidade atmosférica com movimento troposférico ascendente sobre a troposfera equatorial induzindo a formação de nuvens convectivas de grande desenvolvimento vertical (VAREJÃO-SILVA, 2006). Estas nuvens provocam grande quantidade de precipitação sobre o oceano e continentes subjacentes.

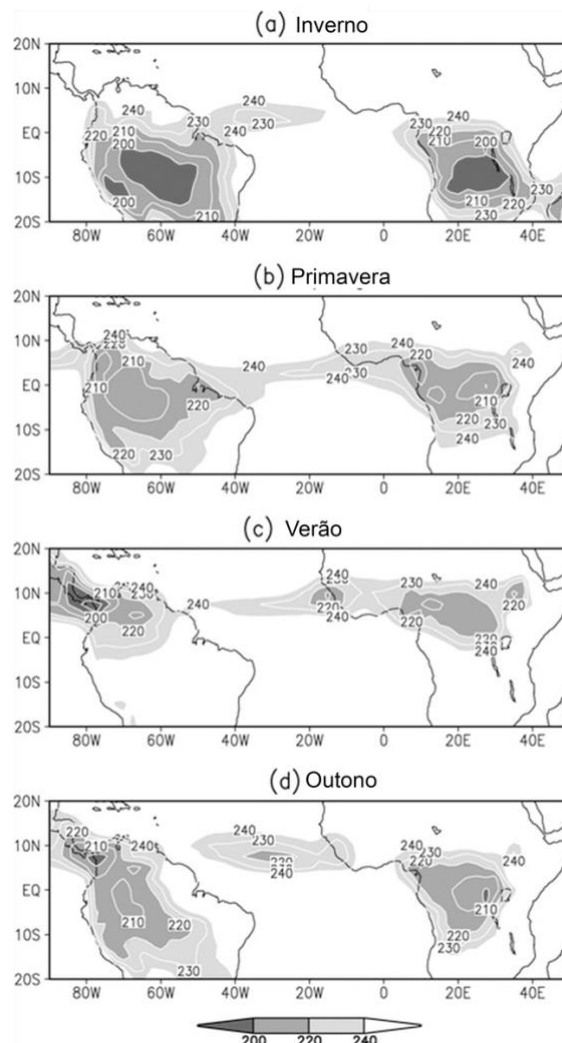
A migração da ZCIT possui duas componentes, uma dinâmica (convergência dos alísios) e outra termodinâmica (aquecimento solar diferenciado e anomalias de TSM). É através da interação entre estas duas componentes que a maioria das

retroalimentações entre o oceano e a atmosfera ocorrem (NOBRE; SHUKLA 1996).

O deslocamento meridional sazonal da ZCIT é o principal mecanismo de modulação da precipitação do AT (HASTENRATH; GREISCHAR, 1993). Essa migração se dá devido ao aumento ou diminuição da temperatura das águas no AT e a variação da intensidade dos ventos alísios, apresentando um deslocamento latitudinal ao longo do ano (WALISER, 2003). Segundo Citeau et al. (1998), essa migração, causa alterações nos regimes de precipitação, estão relacionados as alterações nas descargas dos rios no OA. Esses regimes possuem influência direta na distribuição da salinidade, na camada superficial oceânica e na produção primária fitoplanctônica (TERNON et al., 2000; PÉREZ et al., 2005).

Pode-se observar na Figura 3.4 que há uma forte sazonalidade no posicionamento da ZCIT através da radiação de onda longa que nos mostra a posição da região de maior atividade convectiva. Segundo Knox e Anderson (1985) e Servain et al. (1998), nos três primeiros meses do ano, a ZCIT está localizada próxima a região equatorial. No mês de abril, a ZCIT inicia sua migração para norte, quando os ventos de SE estão mais intensos. Durante os meses de agosto e setembro, a ZCIT alcança sua posição mais ao norte, entre 5°N e 10°N. No mês de outubro, os ventos de SE se enfraquecem e a ZCIT inicia o retorno à sua posição equatorial. Em dezembro, os ventos de NE se intensificam, trazendo a ZCIT para próximo ao equador.

Figura 3.4 - Média climatológica (1979 – 1993) da radiação de onda longa ($W m^{-2}$), sobre o Atlântico tropical ilustrando o posicionamento da ZCIT ao longo do ano e suas respectivas estações para o HS.



Fonte: Adaptado de Wang e Fu (2007).

3.4 Temperatura da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Tropical

A TSM é a principal variável oceânica que afeta a atmosfera. Esta é influenciada por um conjunto de fenômenos termodinâmicos como: fluxos radiativos (onda longa e onda curta), fluxos turbulentos (calor sensível e latente) e dinâmicos como advecção horizontal e vertical de temperatura (LUMPKIN; GARZOLI, 2005). A TSM exerce papel fundamental na variabilidade do tempo e clima nos continentes Americano e Africano, que margeiam a bacia oceânica do Atlântico.

Esta influência é dada através das trocas de massa e de energia entre o oceano e a atmosfera (JOHNSON; XIE, 2010).

Próximo ao equador, a variabilidade oceânica pode modular o ciclo sazonal de TSM, gerando variabilidade interanual, alterando a posição de máxima TSM (JOCHUM et al, 2004). Nas regiões à leste de 10°W, as ondas mistas Rossby-Gravidade, juntamente com os ventos, são as principais fatores que modulam variabilidade intrasazonal da TSM (ATHIE; MARIN, 2008).

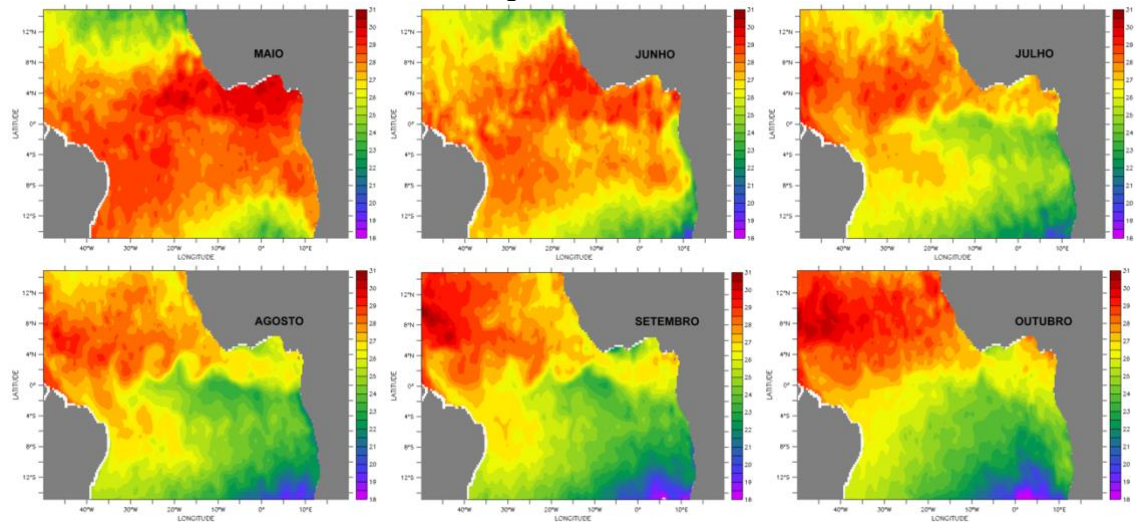
A variabilidade da TSM no AT é de extrema importância para as regiões da África e América do Sul, pois possui uma influência sob regime de precipitação (SEAGER et al., 2010). De acordo com Nobre e Shukla (1996), anomalias positivas de TSM estão associadas a ventos alísios de menor intensidade, ao passo que anomalias negativas de TSM estão associadas com alísios de maior intensidade. Isso se dá pois, nas regiões com anomalias positivas de TSM tem-se uma maior taxa de evaporação, logo uma maior atividade convectiva, gerando uma área baixa pressão, enfraquecendo os ventos alísios. Essas variações na intensidade dos alísios são a principal forçante de mudanças térmicas na superfície do oceano sobre o AT, tendo muita influência na geração de OIT. Neste sentido, quando os alísios equatoriais se intensificam, as correntes superficiais que fluem para oeste aceleram e o cisalhamento horizontal entre o fluxo próximo a superfície (para oeste) e o fluxo da subcorrente equatorial (para leste) aumentam, contribuindo para a intensificação da instabilidade barotrópica e conseqüentemente a formação das OIT (FOLTZ et al., 2003; VON SCHUCKMANN et al., 2008).

A componente meridional do vento é responsável pelos gradientes meridionais anômalos de TSM no Atlântico tropical, que forçam a ZCIT a acompanhar o deslocamento das águas mais quentes, afetando a distribuição de precipitação no Atlântico tropical e áreas adjacentes (SHUKLA,1996).

Analisando a TSM no oceano AT (Figura 3.5), podemos identificar que se apresentam de maneira distintas nas porções leste e oeste ao longo do ano. Na região oeste do Atlântico, o ciclo de TSM possui pouca variação ao longo dos

meses, diferentemente da região leste do Atlântico onde as águas são mais frias nos meses de junho a setembro (PHILANDER, 1979). Segundo Carton e Zhou (1997), o processo de ressurgência transporta a água mais fria de regiões profundas para a superfície, devido aos ventos ao longo da costa do Golfo da Guiné, que fluem paralelamente a costa induzindo este processo.

Figura 3.5 – Campos de TSM do primeiro dia dos meses de maio à outubro para o ano de 2008, mostrando a língua fria e as OIT.



Fonte: Produção do autor.

3.5 Ondas de Instabilidade Tropical

As OIT tornaram-se conhecidas na década de 70 com a utilização do sensoriamento remoto, quando surgiram os primeiros estudos, juntamente com a oceanografia por satélites, permitindo a evolução de estudos de fenômenos de mesoescala como vórtices, giros e meandros (WILLET et al., 2006).

As OIT ocorrem de maneira similar no OA e no OP, com algumas diferenças entre elas devido à extensão da bacia oceânica, ao sistema de correntes equatoriais e à posição da ZCIT. A identificação destas ondas se dá por suas impressões deixadas nos campos de TSM, concentração de clorofila, salinidade e altura da superfície do mar, tornando o sensoriamento remoto uma ferramenta fundamental para a caracterização e o entendimento deste fenômeno (CALTABIANO et al., 2005).

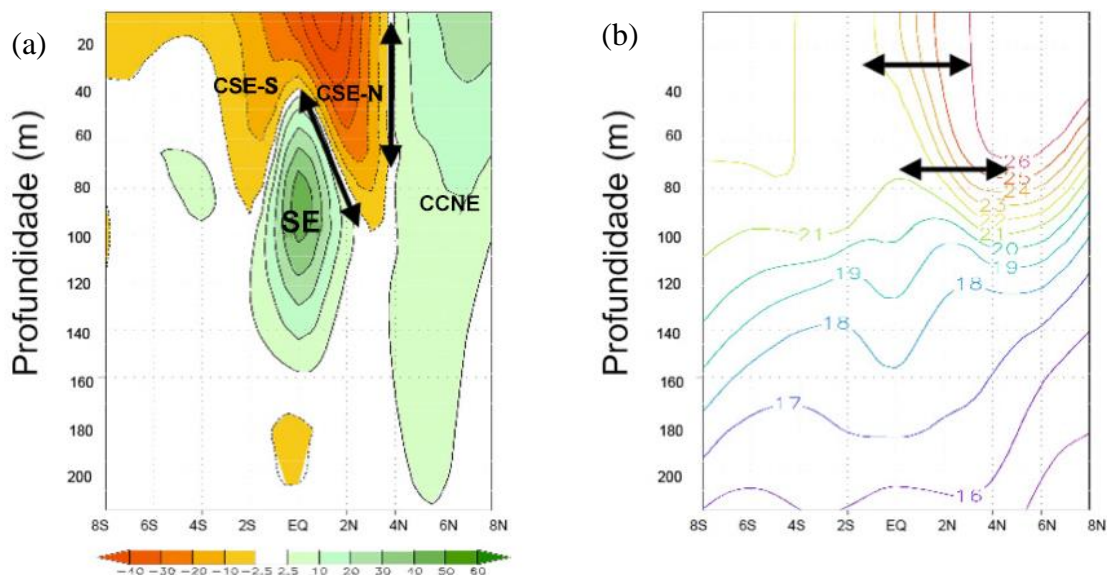
Tanto no OA quanto no OP, as pesquisas vêm sendo desenvolvidas com diferentes abordagens e metodologias, por diversos autores, como: a utilização do sensoriamento remoto, análises de dados hidrográficos históricos, modelagem numérica e observação por correntômetros e derivadores (DÜING et al., 1975).

Essas ondulações oceânicas são fenômenos de mesoescala que, possuem um papel importante na dinâmica da região equatorial, principalmente na transferência de massa, energia e calor ao longo das correntes equatoriais (HANSEN; PAUL, 1984). Também são importantes para o balanço de energia dos oceanos tropicais uma vez que sua velocidade de propagação é da mesma ordem de magnitude das correntes zonais médias.

Estas ondas são normalmente encontradas entre as latitudes de 4°N e 4°S, em forma de cúspide, entre os meses de julho e agosto (LEGECKIS, 1977). Apesar de suas feições serem observadas principalmente em torno do equador é possível observar sua influência em latitudes maiores que 20°N (FARRAR, 2011).

As formação das OIT (Figura 3.6) durante o ano se dá através da geração de instabilidades pelo cisalhamento alternado das correntes zonais (PHILANDER 1978) e os intensos gradientes meridionais de TSM induzidos pela ressurgência equatorial (YU et al., 1995). Logo, as OIT podem ser observadas na região da língua fria equatorial, que limita as águas frias da ressurgência das águas quentes ao norte da mesma (LEGECKIS, 1977).

Figura 3.6 - Fonte de energia barotrópica à esquerda (a) e fonte de energia baroclínica (cisalhamento vertical das correntes) à direita (b).



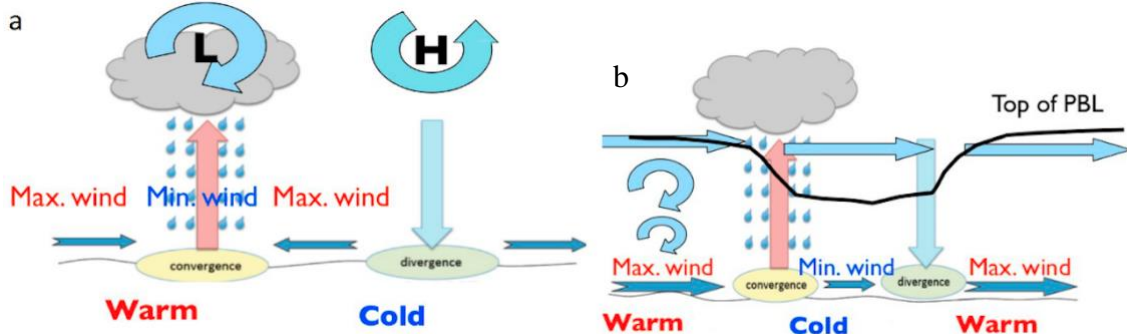
Fonte: Adaptado de Pezzi et al. (2004).

Existem duas hipóteses entre a relação da TSM e o vento de superfície, sobre os oceanos tropicais. Na primeira hipótese (Figura 3.7a), a pressão ao nível do mar se acopla à TSM e altera os ventos de superfície (LINDZEN; NIGAM, 1987). Na segunda hipótese (Figura 3.7b), a TSM está acoplada com o vento através da estratificação de densidade na Camada Limite Planetária (CLP) (HAYES et al., 1989). Sobre águas de maior temperatura, o ar é mais instável, a mistura vertical turbulenta cresce, reduzindo o cisalhamento vertical do vento na CLP, fazendo com que os ventos sobre a superfície do mar aumentem. Sobre águas de menores temperaturas a turbulência tenderia a diminuir, aumentando o cisalhamento vertical do vento na CLP, gerando ventos mais fracos sobre a superfície do mar (PEZZI et al., 2005).

Existem padrões similares entre as OITs no OP e no OA, contudo, as diferenças entre as duas bacias oceânicas implicam em ocorrências e características diferentes (WEISBSERG; WEINGARTNER, 1988). Diversos estudos mostram a alterações no padrão das OIT durante o El Niño Oscilação Sul,

consequentemente alterando variáveis como evaporação (LIU et al., 2000), cisalhamento do vento (PEZZI et al., 2004), e clorofila-a (EVANS et al., 2011).

Figura 3.7 – Mecanismos físicos de instabilidade da Camada Limite Atmosférica.



Fonte: Adaptado de Seo et al. (2008).

Pezzi et al. (2004) estudaram os *feedbacks* das alterações do cisalhamento do vento pelas OIT no OP utilizando um modelo de circulação geral dos oceanos. Os autores mostraram que há uma redução da variabilidade das correntes meridionais e, consequentemente, da TSM devido ao vento inibir o desenvolvimento destas ondas. Este processo resulta em um maior resfriamento da língua fria do OP, assim como correntes equatoriais mais intensas, em razão da diminuição dos transportes meridionais de momentum e calor.

Seo et al. (2007) analisaram os mesmos *feedbacks* utilizando um modelo climático acoplado regional no oceano Atlântico Equatorial. Os autores observaram que as perturbações do vento geradas pelas ondas estavam em direção contrária às correntes superficiais, reduzindo assim o crescimento destas ondas, reforçando os resultados encontrados por Pezzi et al. (2004).

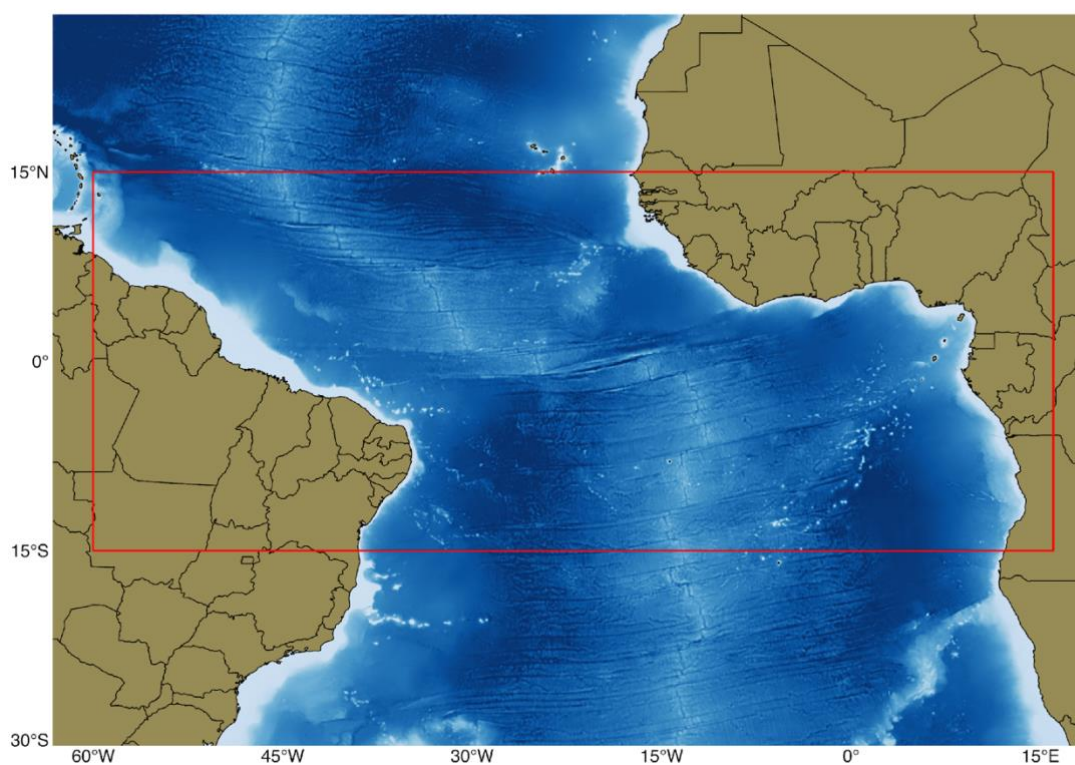
No OP, Jochum e Murtugudde (2004) reportaram que o fenômeno de *El Niño* afeta a extensão das OIT, fazendo com que as anomalias de temperatura advectadas por elas fiquem menores ou desapareçam. Já o fenômeno de *La Niña*, registraram as OIT mais ativas (AN, 2008), pois há uma intensificação das correntes equatoriais, aumentando o cisalhamento entre elas (YU e Liu, 2003).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Nesta Seção serão apresentados os materiais e as metodologias utilizadas para atingir os objetivos descritos na Seção 2 do presente trabalho. Neste Capítulo serão realizadas descrições dos dados de sensoriamento remoto (Seção 4.1), dos dados *in situ* (Seção 4.2), manipulação e filtragem dos dados (Seção 4.3), modelagem numérica (Seção 3.4) e análises estatísticas (Seção 3.5).

A área de estudo compreende uma porção do OA limitada entre as latitudes 15°S e 15°N e longitudes 60°W e 16°E (Figura 4.1).

Figura 4.1 – Representação da área de estudo. O retângulo vermelho delimita a área de estudo, compreendida no AT. As áreas em azul correspondem às áreas mais profundas do oceano e as regiões brancas representam as regiões mais rasas.



Fonte: Produção do autor.

4.1 Dados de sensoriamento remoto

Os dados de sensoriamento remoto foram utilizados com os seguintes objetivos: (i) caracterizar, espacialmente e temporalmente as OIT no OA; (ii) analisar a influência das OIT no campo de vento superficial e (iii) avaliar a qualidade das simulações numéricas em comparação aos dados de sensoriamento remoto. A descrição e características dos dados de sensoriamento remoto estão mostradas na Tabela 4.1.

4.1.1 Temperatura da Superfície do Mar

Os valores de TSM para estudo das características das OIT e análises estatísticas, de comparação das simulações numéricas *versus* dados satelitais, foram obtidos do produto *Optimum Interpolation Sea Surface Temperature* (OISST) (REYNOLDS, 1993), desenvolvido pelo *National Centers of Environmental Information* (NOAA). Estes dados são gerados a partir da combinação de dados de satélite AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) e dados *in situ* coletados de boias e navios. Este produto utiliza de técnica de interpolação de Reynolds e extrapola as observações de TSM das diferentes plataformas para um resultado suavizado do campo, eliminando as áreas com dados faltando. Para estas análises foram usados dados de TSM com 0.25° de resolução espacial e 1 dia de resolução temporal (<https://www.ncdc.noaa.gov/oisst>).

Os valores de TSM para a comparação com as boias do projeto PIRATA foram obtidos do produto *Multi-scale Ultra-high Resolution Sea Surface Temperature* (MUR SST) desenvolvido pelo programa *MakingEarth Science Data Records for Use in Research Environments*. Estes dados são gerados a partir da combinação de diferentes sensores orbitais, como MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), AMSR2 (*Advanced Microwave Scanning Radiometer*), WindSat e outros, com dados *in situ* coletados de bóias e navios. Para esta análise foram usados os dados de TSM com 0.01° de resolução espacial e 1 dia de resolução temporal (<https://mur.jpl.nasa.gov>).

4.1.2 Vento superficial

Os valores de velocidade do vento superficial (10 metros) foram obtidos do conjunto de dados do *Blended Sea Winds* desenvolvido pela NOAA (ZHANG et al., 2006). Este conjunto contém dados de velocidade e stress do vento em diferentes resoluções temporais. Estes dados são gerados a partir de diversos sensores, como *Special Sensor Microwave/Imager* (SSMI - F08, F10, F11, F13, F14, e F15), *The Tropical Rainfall Measuring Mission's (TRMM) Microwave Imager* (TMI), *QuickSCAT* e *Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS* (AMSR-E). Para esta análise foram utilizados os dados de velocidade do vento com 0.25° de resolução espacial e 1 dia de resolução temporal (<https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/marineocean-data/blended-global/blended-sea-winds>).

Tabela 4.1- Síntese da base de dados de sensores remotos utilizados para avaliar as características das OIT e simulações do sistema de modelagem acoplado.

Dados de sensores remotos	Sensor	Base de dados	Resolução espacial	Resolução Temporal	Período
Temperatura da Superfície do Mar (AVHRR)	AVHRR GDS versão 2	GHRSSST - AVHRR_OI	25 km	Diário	1991 - 2017
Temperatura da Superfície do Mar (MUR)	AMSR-E, AMSR-2, MODIS, WindSat e AVHR	GHRSSST – Nível 4	1.1 km	Diário	06/2008 – 09/2008
Velocidade do vento	SSMI (F08, F10, F11, F13, F14, F15), TMI, QuickSCAT e AMSR-E	Blended SeaWinds	25 km	Diário	1991-2017

Fonte: Produção do autor.

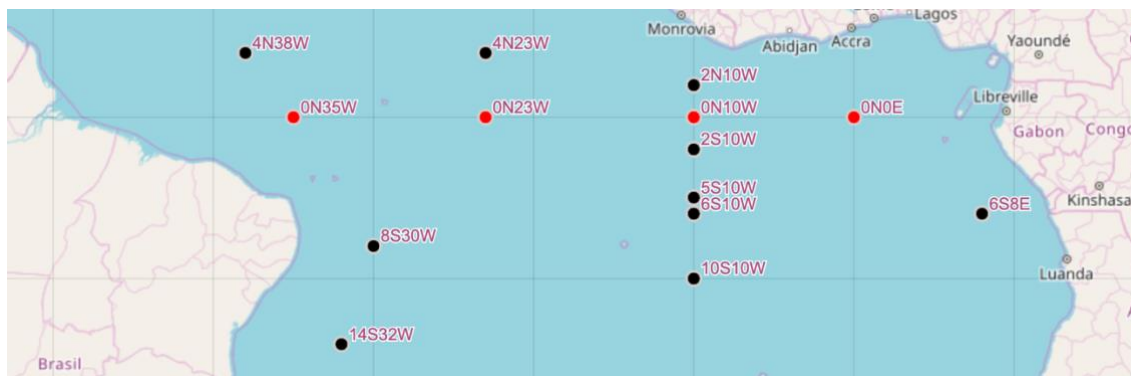
4.2 Dados *in situ*

4.2.1 Prediction and research moored array in the Atlantic (PIRATA)

O projeto PIRATA é um programa de cooperação multinacional entre Brasil, França e Estados Unidos, que foi criado para o estudo de interação oceano-atmosfera no oceano Atlântico Tropical. É uma rede de observação *in situ* composta por 21 boias fundeadas para monitorar diversas variáveis dos processos de interação entre o oceano e a atmosfera (GOOS-BRASIL, 2017). Os dados de observação coletados na operação são armazenados em intervalos de 10 minutos. As médias diárias são transmitidas ao sistema de satélites Argos e retransmitidos para o Global Transit System (GTS). Estes dados são recuperados durante o processo de manutenção anual das boias. Os dados coletados pelas boias são: vento de superfície, temperatura da superfície, condutividade de , temperatura do ar, umidade relativa do ar, radiação de ondas curtas, precipitação, temperatura de subsuperfície (10 até 500 m), condutividade de subsuperfície (3 até 500 m), e pressão a 300 e 500 m (GOOS-BRASIL, 2017).

Para este estudo, foram utilizados os dados de temperatura das 4 boias que estão localizadas no equador (Figura 4.2), para serem comparadas com os dados de TSM satelitais e de TSM da modelagem numérica. Os dados coletados pelas boias PIRATA são disponibilizados gratuitamente pela página online do GOOS-BRASIL (<http://www.goosbrasil.org/pirata/dados/>).

Figura 4.2 – Localização das boias do projeto PIRATA na área de estudo.



Fonte: GOOS-BRASIL (2017).

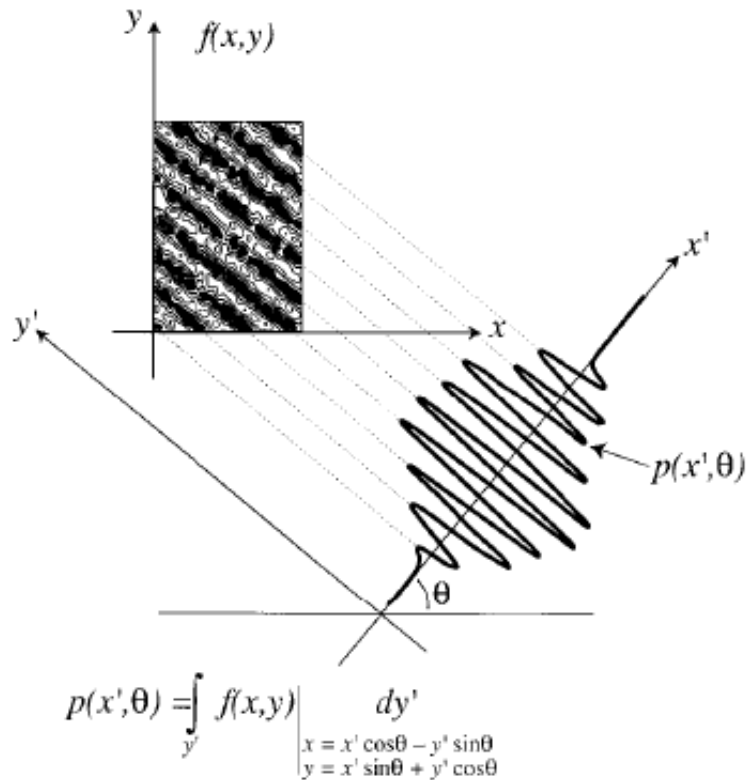
4.3 Manipulação e filtragem dos dados de sensoriamento remoto

O período dos dados de sensoriamento remoto utilizados para este trabalho foi de 1991 à 2017, um total de 27 anos, tanto para os dados de TSM quanto para os dados de vento. Como os dados tinham extensão global, foi utilizado o *Climate Data Operators* para o realizar o recorte desses dados para limitá-los em uma matriz com a dimensão da área de estudo.

Com o propósito de se caracterizar as OIT foi aplicado um filtro 2-D de resposta ao impulso finita, seguindo a metodologia usada por Pezzi et al. (2004) e Caltabiano et al. (2005), baseando-se na metodologia de Cipollini et al. (2001). Com os campos filtrados foi aplicada a transformada rápida de Fourier (Figura 4.3), que aproxima uma função por soma de termos de senos e cossenos (CHATFIELD, 1989). A transformada fornece a força do sinal em função da inclinação ou da velocidade da onda. Quando a linha é perpendicular ao alinhamento de cristas e vales das OIT, a projeção terá a variação máxima (ou seja, energia máxima). Portanto para encontrar a direção da viagem no diagrama de longitude e tempo (que é a velocidade), é determinado o ângulo de elevação perpendicular aquela região que dá o máximo variação das OIT.

Utilizando-se do *software* Matlab, foram elaborados algoritmos para que cada matriz fosse lida e que a cada passo de tempo fosse aplicado o filtro espacial, utilizando a função de transformada rápida de Fourier ao longo de cada latitude, para a observação do espectro de frequências. Foi estabelecida uma janela de corte entre 5° e 20°. Posteriormente, o sinal referente a esta faixa espectral selecionada foi reconstruído utilizando a função do inverso da transformada rápida de Fourier. Com a série reconstruída, a transformada rápida de Fourier foi aplicada ao longo da dimensão temporal, onde a faixa espectral utilizada foi para o período de 20 a 40 dias, para assim, conseguir o sinal reconstituído da TSM e do Vento no tempo e espaço. Estas escolhas de corte foram baseadas em Caltabiano et al., (2005), com a finalidade de isolar a variabilidade das OIT dos fortes sinais de temperatura encontradas na região, como o ciclo sazonal.

Figura 4.3 – Esquema do 2D Radon Transform de uma seção por tempo e longitude



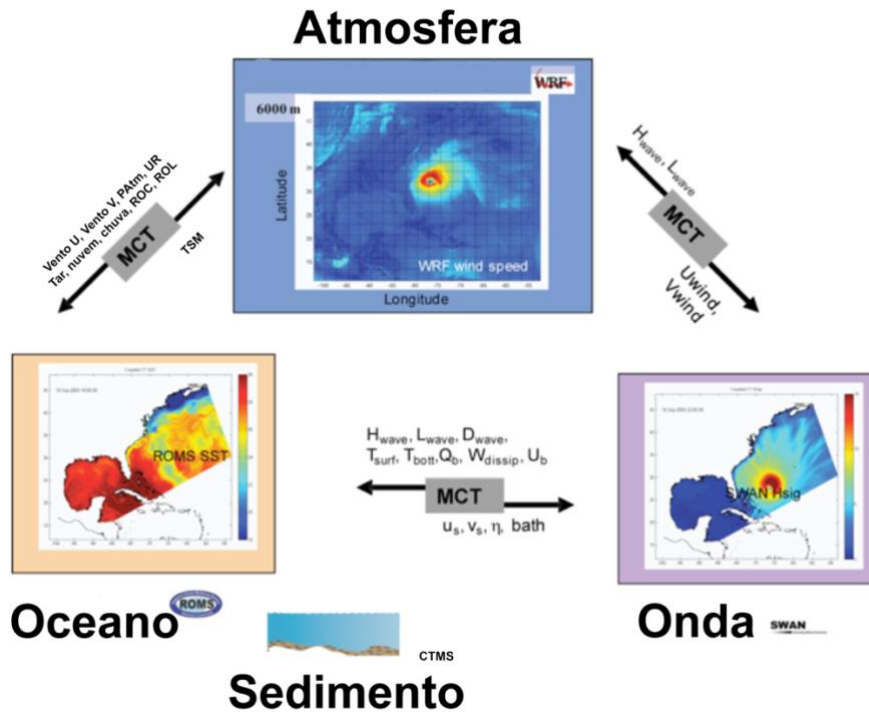
Fonte: Adaptado de Challenor et al. (2001)

4.4 Modelagem numérica

4.4.1 Modelo Acoplado Oceano-Atmosfera

O sistema de modelagem acoplado *Coupled Ocean Atmosphere Wave Sediment Transport* (COAWST, Warner et al., 2010) representando a Figura 4.4, é composto por quatro modelos: I) modelo oceânico, *Regional Ocean Modeling System* (ROMS, Shchepetkin e McWilliams, 2003, 2005; Haidvogel et al., 2008); II) modelo atmosférico *Weather Research and Forecasting* (WRF, Skamarock et al., 2005); III) modelo de transporte de sedimentos *Community Sediment Transport Modeling Project* (CSTMS, Warner et al., 2008); IV) modelo de ondas *Simulating Waves Nearshore* (SWAN, Booij et al., 1999). A troca de dados entre os modelos que compõem o COAWST é feita pelo *Model Coupling Toolkit* (MCT) (WARNER et al., 2010), que é responsável pela sincronização temporal e espacial entre os modelos descritos.

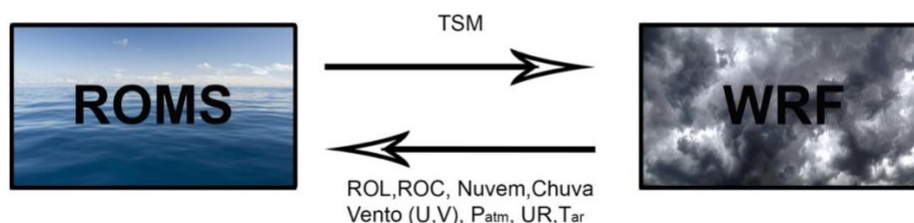
Figura 4.4 - Esquema que detalha a troca de informações entre os modelos que compõem o COAWST.



Fonte: Adaptado de Warner (2008).

No presente trabalho foram ativados somente o modelo atmosférico WRF e o modelo oceânico ROMS. A Figura 4.5 apresenta os dados trocados entre esses modelos, que são: Radiação de onda longa (ROL), radiação de onda curta (ROC), fração de nuvem (nuvem), precipitação (chuva), vento zonal e meridional a 10 metros (U e V, respectivamente), pressão atmosférica (P_{atm}), umidade relativa (UR), temperatura do ar (T_{ar}) e temperatura da superfície do mar (TSM), onde o ROMS informa a TSM para o WRF enquanto o WRF informa para o ROMS as variáveis atmosféricas (WARNER et al., 2010). O ROMS utiliza estes parâmetros no algoritmo *Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment* (COARE, FAIRALL et al., 1996) para o cálculo das tensões e fluxos de calor na superfície do oceano. As correntes de superfície são calculadas utilizando a formulação de Kirby e Chen (1989).

Figura 4.5 - Esquema das informações que são trocadas entre os modelos oceânico (ROMS) e atmosférico (WRF) no sistema de modelos acoplados COAWST.



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

4.4.2 Acoplador

A ferramenta *Model Coupling Toolkit* (MCT) (LARSON et al., 2005, JACOB et al., 2005), é utilizada para o acoplamento dos modelos citados acima, e dentre outras funções, permite a interpolação dos campos de saídas entre grades de diferentes resoluções horizontais (WARNER et al., 2010).

Desenvolvido em Fortran90, o MCT é usado para acoplar os modelos de forma individual, assim cada modelo tem sua grade particular e é executado em seu próprio conjunto de processadores. As informações trocadas entre os modelos ocorrem em um ponto de sincronização, predeterminado por intervalo de tempo definido pelo usuário. Esse intervalo de tempo deve ser ajustado para uma representação fidedigna dos processos dinâmicos que queremos observar. Um tempo incompatível com o processo pode levar a um tempo de execução muito longo ou gerar resultados que não representem os processos corretamente (JACOB et al., 2005; WARNER et al., 2010).

4.4.3 Modelo atmosférico

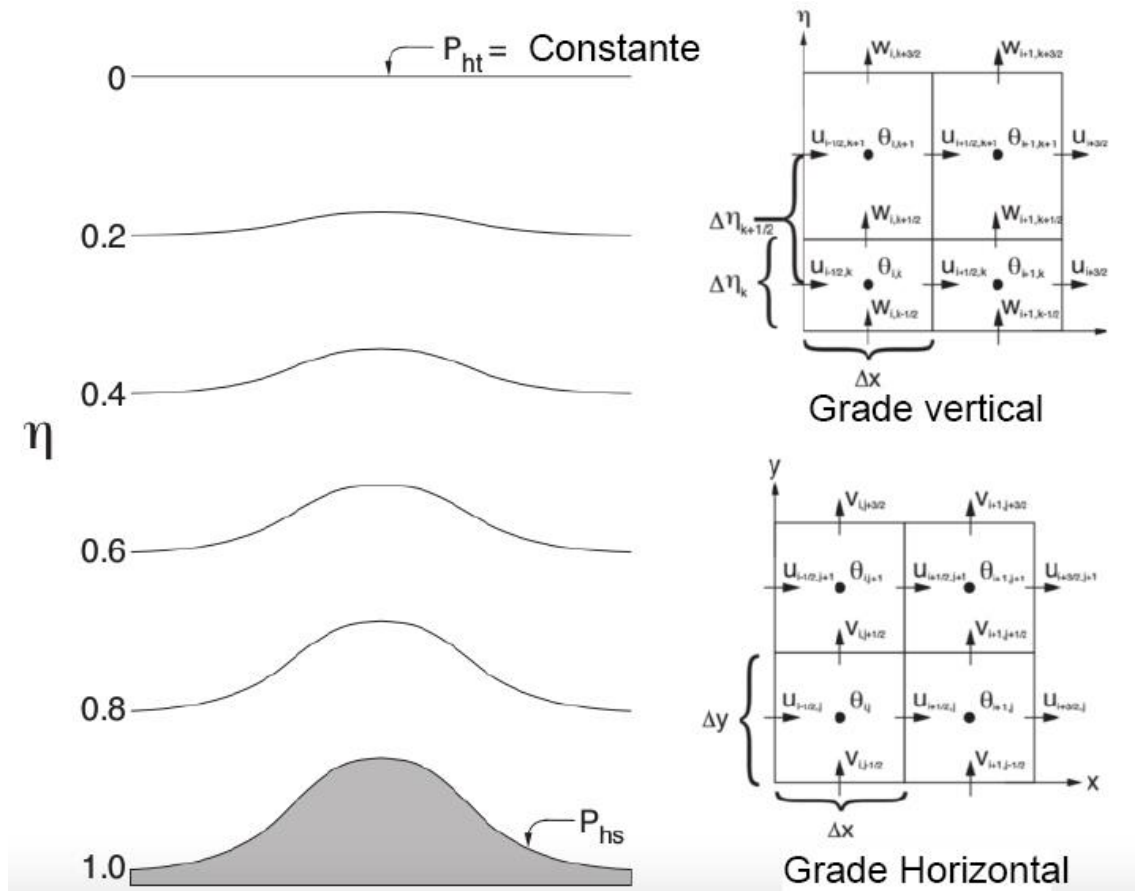
O modelo atmosférico, WRF (SKAMAROCK et al., 2005), dentro do COAWST, possui dois conjuntos de *solvers*, algoritmos computacionais que são utilizados para a resolução da física da atmosfera, o WRF (ARW), que será utilizado neste trabalho, e o *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (NMM).

As características do *solver* ARW foram descritas por Skamarock et al. (2005). Certas características que são importantes serem citadas são: I) equações de Euler para uma atmosfera não hidrostática, e compressível, entretanto com disponibilidade para hidrostática, e conservativo para variáveis escalares; II) grade horizontal alternada Arakawa-C (Figura 4.6) (ARAKAWA; LAMB, 1977), que impede que variáveis interdependentes sejam calculadas no mesmo ponto de grade, já que as variáveis termodinâmicas são resolvidas no centro da grade e as velocidades resolvidas na metade do comprimento das bordas; III) coordenadas verticais de pressão hidrostática, que seguem o relevo do terreno na superfície até tornarem-se constantes no topo e IV) o passo de tempo de integração utiliza o esquema Runge-Kutta de segunda ou terceira ordem com o passo de tempo menor para modos acústicos e de onda de gravidade com capacidade de variação deste passo de tempo.

Os cálculos executados pelo WRF são baseados em um conjunto de equações que controlam o comportamento da atmosfera, sendo elas: I) conservação da quantidade de movimento; II) conservação de energia termodinâmica; III) conservação de massa; IV) equação geopotencial e V) equação do estado termodinâmico. Para isso, são utilizadas as equações não-hidrostáticas de Euler para caracterizar as propriedades conservativas do fluido, usando as coordenadas verticais de pressão hidrostática (LAPRISE, 1992).

O sistema de coordenadas verticais utilizado pelo modelo WRF é denominado *eta* (η). Segundo Laprise (1992), cada nível vertical é definido por um valor de coordenada *eta*, determinada em relação à componente hidrostática de pressão, proporcional à massa da coluna de ar que se estende desde o nível dado até a fronteira superior do modelo, dividida pela massa em toda a coluna. Próximo a superfície, as *etas* seguem a topografia do terreno, enquanto no topo, tendem a aproximar-se das superfícies isobáricas (SKAMAROCK et al., 2005).

Figura 4.6 - Coordenada vertical η , grade horizontal e vertical do Weather Research and Forecast (WRF) em Arawaka-C.



Fonte: Adaptado de Skamarock et al. (2005).

4.4.4 Modelo oceânico

O *Regional Ocean Modeling System* (ROMS) é um modelo de circulação oceânica de alta resolução tridimensional de superfície livre, composto por rotinas matemáticas em C++ e Fortran, que integram as equações primitivas de Reynolds. Essas equações são discretizadas por métodos de diferenças finitas de segunda ordem, resolvendo as equações de movimento de Navier-Stokes, utilizando as aproximações hidrostáticas de Boussinesq. Essas equações são solucionadas utilizando um esquema de passo de tempo *split-explicit*, que exige o acoplamento entre os modos barotrópicos (onde as variações no campo de velocidade são de maiores frequências) e baroclínicos, onde número finitos de passos de tempo barotrópicos são executados dentro de cada passo de tempo baroclínico (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005; HAIDVOGEL et al., 2008).

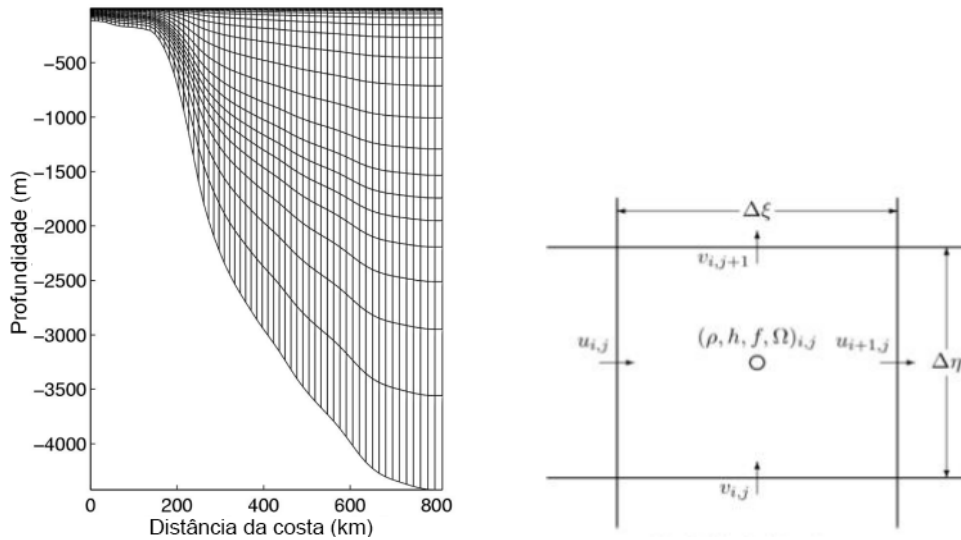
Dentro da configuração do modelo oceânico ROMS, os passos de tempo baroclínico e barotrópico (DT) são definidos mediante os parâmetros DT e NDTFAST, encontrados no arquivo de configurações dos experimentos, onde: DT - passo de tempo baroclínico, NDTFAST - número de passos de tempo barotrópico dentro de cada passo de tempo baroclínico e DTFAST - passo de tempo barotrópico

O passo de tempo baroclínico e o número de passos de tempo barotrópico, utilizados na configuração da simulação realizada neste trabalho, são definidos nas tabelas de configuração dos modelos.

As coordenadas verticais, que seguem a topografia de fundo, são expressas em coordenadas sigma adimensionais, que permitem uma resolução variável, principalmente nas regiões da camada de *Ekman* de fundo e superfície. As coordenadas horizontais são expressas em coordenadas curvilíneas ortogonais em uma grade estruturada do tipo Arakawa-C (Figura 4.7) (ARAKAWA; LAMB, 1977).

O modelo conta com parametrizações de escala de sub-grade, de forma que, a mistura horizontal de *momentum* pode se dar ao longo de níveis verticais, superfícies geopotenciais, ou superfícies isopícnais (mesma densidade). Segundo Haidvogel et al. (2000) a parametrização da mistura vertical pode ser realizada por esquemas de fechamento locais ou não-locais. O esquema de fechamento local foi feito com base nas equações da energia cinética turbulenta de Mellor e Yamada (1982) e o fechamento não-local é baseado da formulação de camada limite perfil-K (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005).

Figura 4.7 - Representação das coordenadas sigma e de uma célula da malha do tipo Arakawa-C.



Fonte : Adaptado de Arakawa e Lamb (1977).

4.4.5 Configurações do modelo COAWST (ROMS + WRF)

Para a geração das condições iniciais e de contorno atmosféricas foram empregados os dados do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) disponibilizados pelo *National Centers of Environmental Prediction* (NCEP), no site, (<http://rda.ucar.edu/datasets/ds093.0>). Esse banco de dados é uma reanálise, de janeiro de 1979 a dezembro de 2010, alimentado através de dados orbitais, de cruzeiros de pesquisa, boias oceanográficas, estações meteorológicas e modelagem numérica. Esta base de dados possui 38 níveis verticais, resolução horizontal de $0,5^\circ$ e resolução temporal de 6 horas

Para a geração das condições iniciais e de contorno oceânicas foram utilizados os dados do *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA) versão 3.3.1, que podem ser acessados no site da *University of Maryland* (www.atmos.umd.edu/ocean/), disponibilizados para o período 1980 - 2015. Esses dados são um conjunto de dados de reanálises oceânicas desenvolvido por Carton e Giese (2008). São produzidos por um modelo de circulação global dos oceanos e a partir de assimilação de dados observacionais oriundas de diversas fontes. Os dados do

SODA possuem um campo global de grade de 0,5°x 0,5°, 40 níveis verticais e resolução temporal de 5 dias ou mensal.

As configurações gerais e parametrizações do WRF e ROMS que serão utilizadas se encontram nas tabelas abaixo:

Tabela 4.2 - Configurações gerais e parametrização do WRF.

Configurações Gerais		Parametrizações	
Número de pontos Longitude	850	Camada Limite Atmosférica	Mellor-Yamada-Janjic (JANJIC, ZAVISA I., 1994)
Número de pontos Latitude	350	Microfísica	Esquema Kessler (KESSLER, E., 1969)
Domínio Latitude	15 S – 15 N	Convecção Cúmulos	Kain-Fritsch (KAIN, JOHN S., 2004)
Domínio Longitude	60 O – 16 L	Radiação de onda curta	Dudhia (DUDHIA, J., 1989)
Resolução Espacial	10 km	Radiação de onda longa	RRTM (MLAWER, ELI. J ET AL., 1997)
Resolução Temporal	6 horas	Camada Superficial	Noah Unificada (TEWARI, M., EL AL., 2004)
Níveis Verticais	45		
Passo de tempo baroclínico	90s		
Passo de tempo barotrópico	25s		

Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.3 - Configurações gerais e parametrização do ROMS.

Configurações Gerais		Parametrizações	
Número de pontos de Longitude	900	Momentum	Viscosidade Harmônica Horizontal (WAJSOWICZ, 1993)
Número de pontos de Latitude	365	Traçadores	Advecção horizontal de 3ª ordem para cima e Advecção horizontal de 4ª ordem centrada (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005);
Domínio de Latitude	15 S – 15 N	Algoritmo de gradiente de pressão	Densidade spline Jacobiano (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2003);
Domínio de Longitude	60 O – 16 L	Formulação da rugosidade de ondas	Relação Taylor and Yelland (TAYLOR; YELLAND, 2000)
Resolução Espacial	~ 9km	Mistura Horizontal de Momentum	Superfícies sigma constante (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2003).

continua

Tabela 4.3 – Conclusão.

Configurações Gerais		Parametrizações	
Resolução Temporal	24h	Mistura Horizontal de Traçadores	Superfícies de geopotenciais (Shchepetkin e McWilliams, 2003)
Níveis Verticais	30 níveis sigma	Traçadores e mistura vertical de momentum	Formulação genérica de escala de comprimento. (WARNER et al., 2008)
Passo de tempo Baroclínico	90s		
Passo de tempo Barotrópico	25s		

Fonte: Produção do autor.

A geração das condições iniciais e de contorno atmosféricas, assim como a grade utilizada no modelo atmosférico WRF, foram elaboradas utilizando o WRF Preprocessing System (WPS), o qual constitui um dos componentes do WRF. Enquanto que, as condições iniciais e de contorno oceânicas, assim como a criação da grade utilizada no modelo oceânico ROMS, foram desenvolvidas fazendo uso da ferramenta ROMSTOOLS disponibilizada pelo Laboratório de Estudos do Oceano e a Atmosfera (LOA/OBT/INPE).

Devido as diferenças existentes entre as grades utilizadas no modelo atmosférico WRF e no modelo oceânico ROMS, foi necessário a geração de pesos de interpolação entre as grades, os quais são usados para remapear de forma conservativa os campos de dados entre as grades dos modelos. O cálculo destes pesos foi realizado utilizando o *Spherical Coordinate Remapping Interpolation Package* (SCRIP).

4.4.6 Descrição dos experimentos numéricos

Com as configurações descritas acima, foram realizadas duas simulações numéricas para os meses de junho a setembro de 2008, com saídas diárias para os dados gerados pelo ROMS e a cada 6 horas para os gerados pelo WRF.

Na primeira simulação o COAWST foi executado normalmente, já na segunda execução foi utilizado um filtro passa-baixa, denominado *Locally weighted scatterplot smoothing* (LOWESS), a cada interação entre o ROMS e o WRF (90s). Este filtro é um tipo de regressão linear não paramétrica, 2d, espacial, com função de ponderação tri cúbica para suavização dos dados (CHELTON; SCHLAX 1994) que foi aplicado, somente na camada de TSM produzida pelo ROMS.

Este filtro, por ser um filtro passa-baixa, elimina o efeito da alta frequência oceânica para obter somente o seu estado básico. Com a diferença entre os campos da simulações sem filtro (SSF) e com filtro (SCF), teremos somente o efeito da mesoescala oceânica, assim isolando o efeito das OIT, podendo observar seus impactos na atmosfera.

É importante salientar que as simulações foram executados na máquina CRAY XE (Kerana) que está localizada no CPTEC/INPE, em Cachoeira Paulista, São Paulo. Por possuir arquitetura paralela com 84 nós de processamento, esta máquina, é ideal para a simulação de modelos numéricos com alta resolução espacial e temporal. Logo, as estas simulações não poderiam ter sido realizadas sem esta máquina.

4.5 Análises estatísticas

Para comparações quantitativas das saídas do modelo e os dados de sensoriamento remoto para TSM e Vento foram empregados: a Média do Erro Absoluto (MAE, *Mean Absolute Error*), o Erro Médio Quadrático (RMSE, *Root Mean Square Error*), o coeficiente de correlação de Pearson e o Viés.

O RMSE, representa uma medida usada para estimar as diferenças quadráticas entre os valores amostrais simulados por um modelo e os valores observados. Como um método estatístico padrão de análise do desempenho de modelos numéricos. Esta medida é calculada pela raiz quadrada do somatório das diferenças quadráticas entre os valores previstos e os valores observados (Equação 4.1).

O MAE possui dimensão igual à dimensão dos valores observados e preditos. Seu valor representa o desvio médio entre observado e predito e dá um peso igual a todos os desvios (Equação 4.2).

O viés é a diferença entre os campos de TSM, componentes zonais, meridionais e magnitude do vento simulados pelo COAWST e os dados observacionais das bases de dados anteriormente mostradas na Tabela 4.1 foram obtidas por meio do calculado do viés (Equação 4.3).

O coeficiente de correlação de Pearson mede o grau da correlação linear entre duas variáveis quantitativas. É um índice adimensional com valores situados ente -1,0 e 1,0 inclusive, que reflete a intensidade de uma relação linear entre dois conjuntos de dados (Equação 4.4).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Obs - Model)^2} \quad (4.1)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |(Obs - Model)| \quad (4.2)$$

$$VIÉS = \sum_{i=1}^n (Model - Obs) \quad (4.3)$$

$$Correlacao = \frac{Cov(Obs, Model)}{\sqrt{var(Obs) \cdot var(Model)}} \quad (4.4)$$

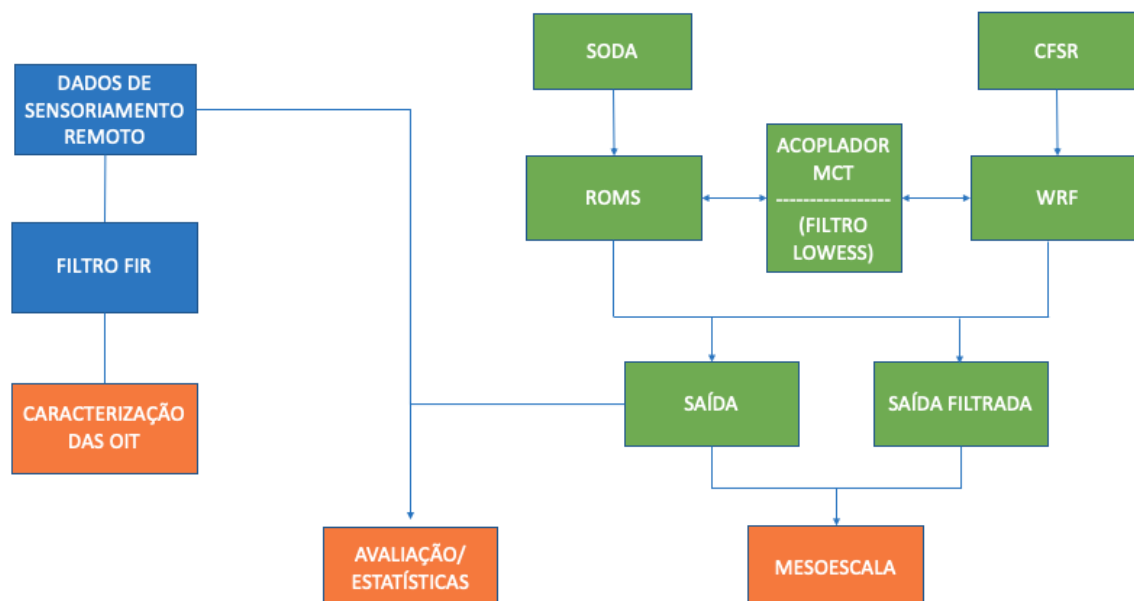
onde,

Model - valor da variável simulada pelo modelo

Obs - valor da variável medida

n - número de dados

Figura 4.8 – Fluxograma metodológico.



Fonte: Produção do autor.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

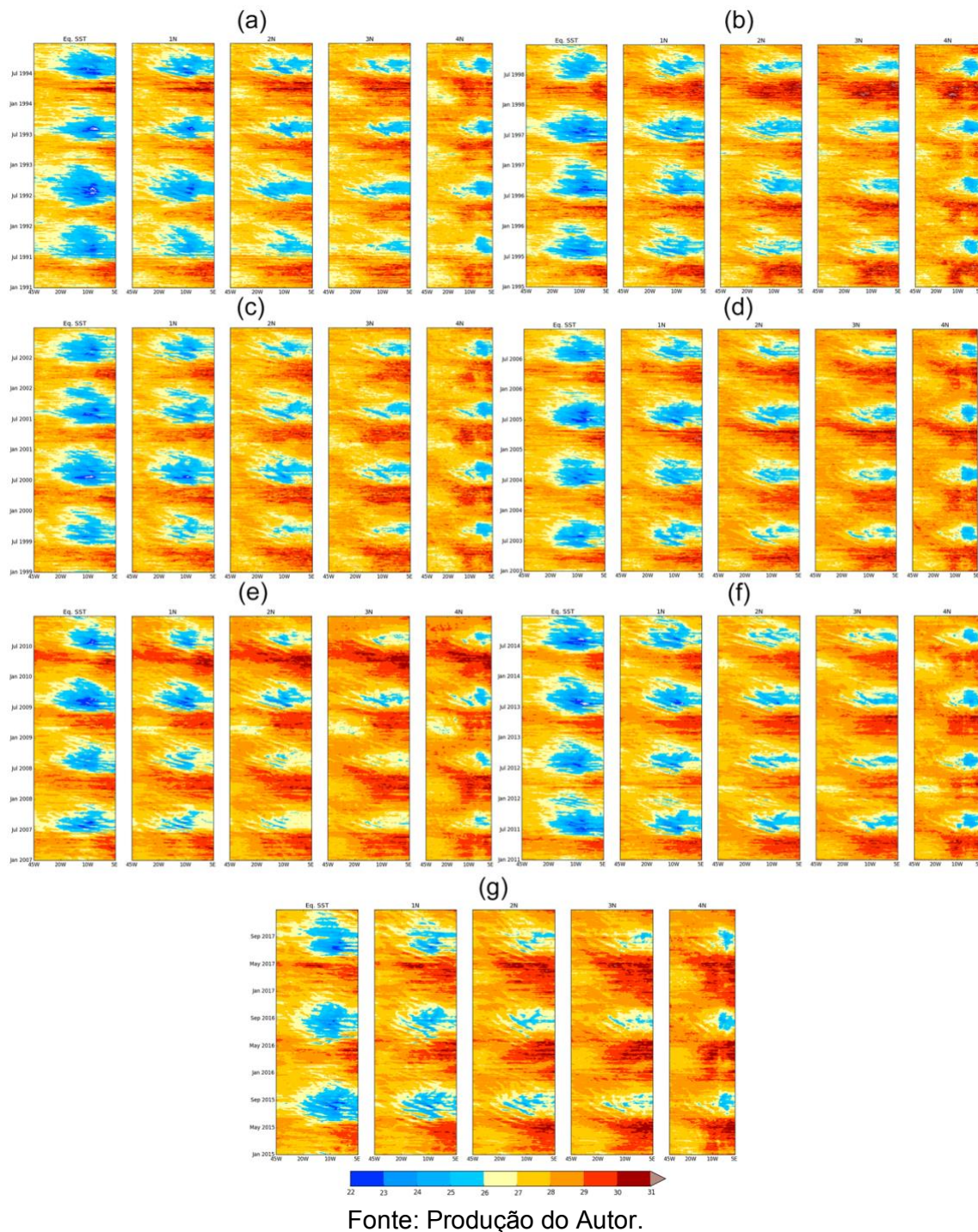
5.1 Características das OIT na TSM e a sua influência na magnitude vento

Essa sessão mostra os resultados dos estudos observacionais das OIT utilizando dados de satélite, e busca contribuir neste campo de pesquisa, já que as OIT no AT ainda não são completamente entendidas e investigadas e ainda existe um vasto campo de pesquisa a respeito deste fenômeno.

As variabilidades espaciais e temporais associadas com as OIT no AT foram exploradas e suas características examinadas. Além disso, este estudo é um dos poucos que estuda a variação interanual das OIT no OA utilizando dados de satélite para períodos maiores que 4 anos.

A Figura 5.1 apresenta um diagrama de Hovmöller da TSM observada pelo AVHRR durante os anos de 1991 a 2017, para diferentes latitudes (equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N) para o Atlântico Tropical. É observado que mesmo sem a implementação do filtro, as feições de propagação para oeste podem ser observadas, nos últimos seis meses de cada ano, quando a língua fria do OA está bem desenvolvida. Isso pode ser observado nos anos de 1993, 1997, 2001, 2010, 2014, 2015, mostrando que as assinaturas nas OIT variam com os anos e com as latitudes. Nota-se que para os anos em que a língua fria está mais desenvolvida, essas feições são notadas em latitudes de até 4°N. Foram gerados diagramas de Hovmöller da TSM, magnitude do vento e componentes zonal e meridional do vento a cada 4 anos.

Figura 5.1 – Diagrama de Hovmöller dos campos de TSM derivados do AVHRR para diferentes latitudes (Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N) no Atlântico Tropical para os anos de 1991 à 2017. Temperatura em °C.

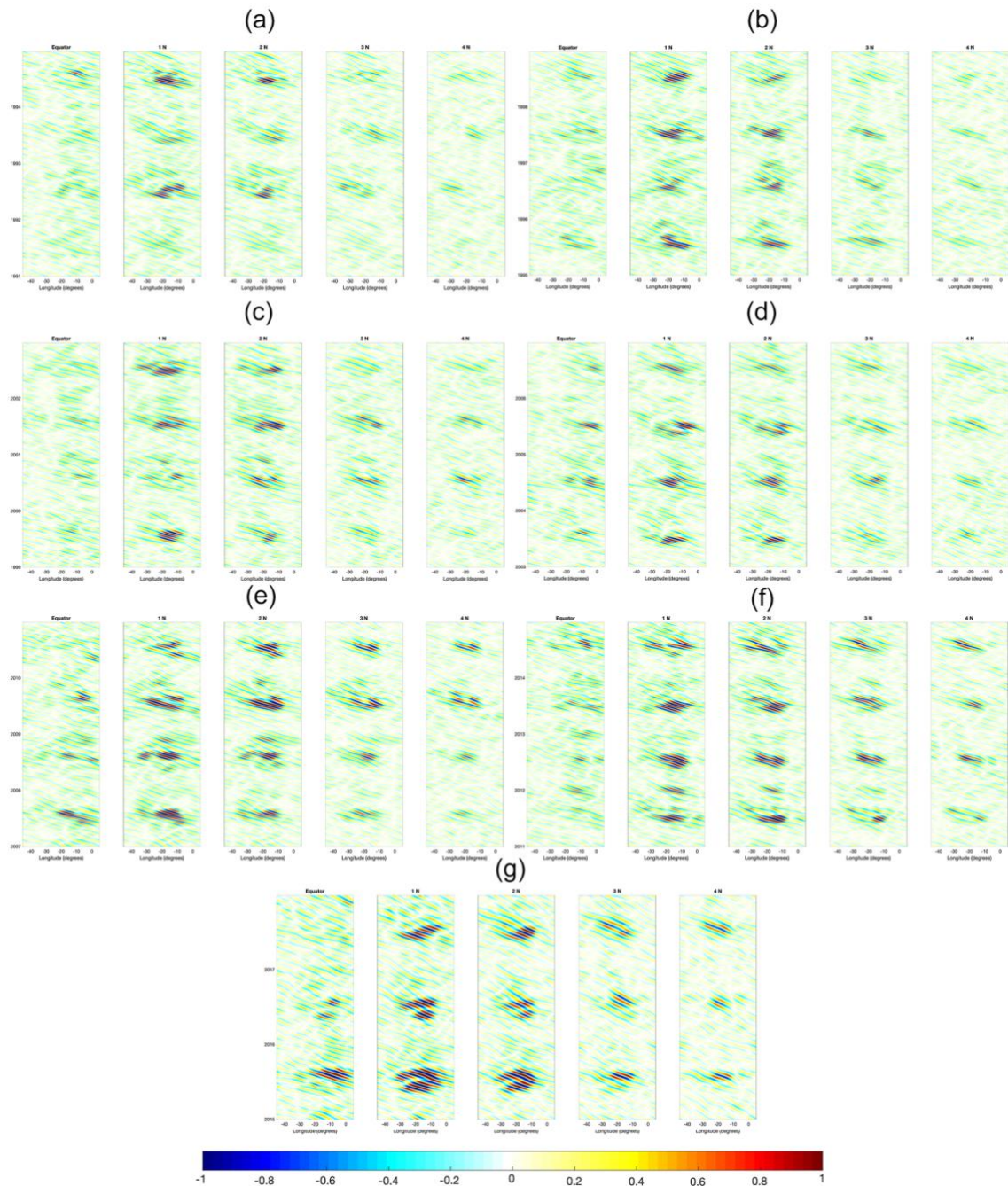


O filtro de transformada rápida de Fourier foi implementado nos campos de TSM acima a fim de isolar a variabilidade das OIT de outros sinais intensos de temperatura encontrados na região do OA, como o ciclo sazonal.

A Figura 5.2 mostra os campos da série TSM filtrados para diferentes latitudes (Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N), para o período de 1991 a 2017. É visto que o filtro remove qualquer sinal de propagação para o leste e outros sinais, incluindo o sinal da própria língua fria. Pode-se notar a variabilidade das OIT em todas as latitudes, porém com uma maior intensidade em 1°N e 2°N, estendendo-se de junho a outubro. Mais ao norte, os sinais das OIT ainda são visíveis, contudo menos intensos.

O Equador é a região onde é possível encontrar um maior desenvolvimento da língua fria (Figura 5.1), porém é observado um sinal mais fraco das OIT nos campos filtrados (Figura 5.2). Segundo Caltabiano et al. (2005), a razão pela qual isso ocorre é porque as instabilidades hidrodinâmicas são criadas na frente de TSM entre as águas frias da ressurgência do Atlântico equatorial e as águas quentes ao norte, e não no centro da língua fria. Esse mesmo mecanismo foi observado no Oceano Pacífico Tropical (MILLER et al., 1985, KENNAN; FLAMENT, 2000).

Figura 5.2 - Diagrama de Hovmöller dos campos filtrados de anomalia TSM no Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N para os anos de 1991 à 2017. Anomalias em °C.

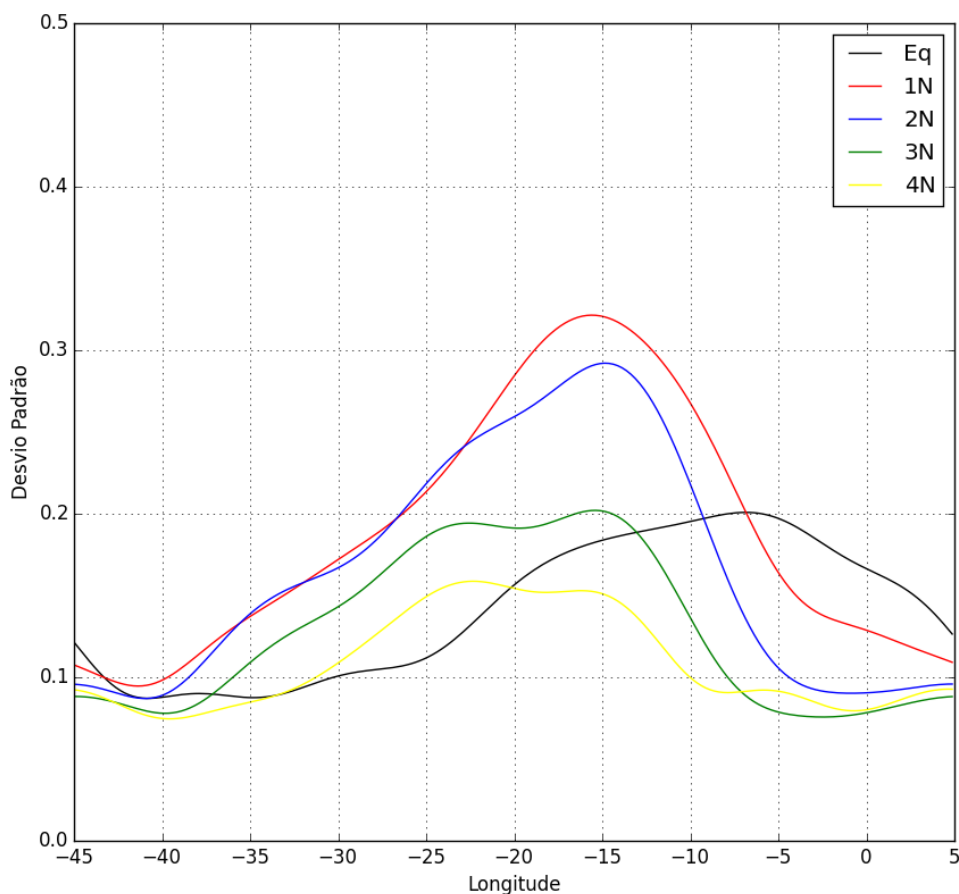


Fonte: Produção do Autor.

Com a intenção de quantificar a variabilidade espacial e temporal das instabilidades de TSM geradas pelas OIT, foi calculado o desvio padrão dos dados de TSM das séries filtradas para todo o período (1991 – 2017) e nas seguintes latitudes: equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N (Figura 5.3). O desvio padrão mostra, em detalhes, os resultados encontrados nas Figuras 5.1 e 5.2, onde

demonstram que as maiores variabilidades de TSM ocorrem em 1°N e 2°N e próximo a longitude de 15°W, no entanto, ainda se consegue observar a variabilidade dessas ondas em 3°N e 4°N. Isso pode ser associado a um maior desenvolvimento da língua fria e maiores perturbações na frente de TSM ao norte dela, causando, portanto, um maior variabilidade do sinal (Caltabiano et al., 2005).

Figura 5.3 – Desvio padrão da TSM filtrada no Equador, 1°N, 2°N, 3°N, 4°N para o período de 1991 à 2017.



Fonte: Produção do Autor.

Nos trópicos, o vento de superfície e a TSM estão fortemente acoplados e suas interações originam estruturas no tempo e no espaço do clima tropical e suas variabilidades (NEELIN et al., 1998). Embora esteja bem estabelecido que as

mudanças na TSM modulam as mudanças nos padrões de vento superficial, até o presente momento não se compreende bem os mecanismos responsáveis, possivelmente pela carência de dados nos oceanos tropicais remotos (XIE et al., 1998).

As medições globais da velocidade e cisalhamento do vento por satélite permitem a determinação das estruturas espaço-temporal da variabilidade do vento induzida pelas OIT, como demonstrado por Xie et al. (1998). Além disso, Liu et al. (2000), Chelton et al. (2001) e Hashizume et al. (2001) mostraram que a variabilidade da aceleração dos ventos alísios estão praticamente em fase com a variabilidade da TSM.

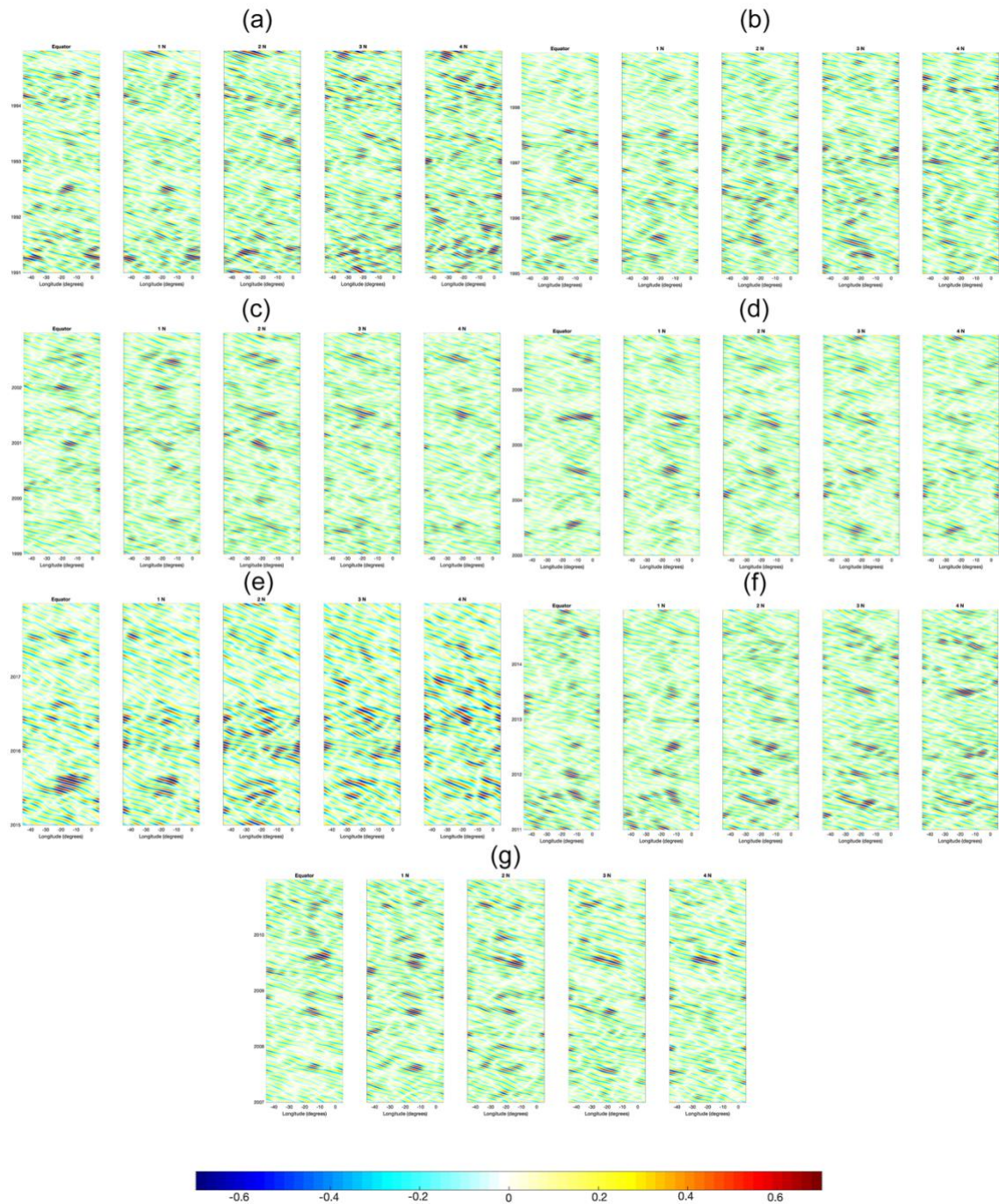
Na Figura 5.4 é apresentado o campo filtrado da magnitude do vento, onde podemos observar uma grande variabilidade intrasazonal e que as OIT também possuem um sinal de propagação para o oeste nos campos de vento, embora não seja tão claro quanto nos campos de TSM. Podemos associar essa grande variabilidade, maior do que variabilidades da TSM, devido as mudanças atmosféricas se darem mais rápidas que as oceânicas. Observa-se, claramente, a resposta da atmosfera às OIT em 1°N e 2°N, onde há uma propagação do sinal para oeste na mesma localização das feições das OIT na TSM.

Temporalmente, os sinais das OIT no vento mostram forte variabilidade interanual. Além disso, é possível observar a influência dos sinais das OIT em até 4°N com maiores intensidades na magnitude do vento, que ocorrem nas mesmas localidades onde ocorrem na TSM. Isso mostra a sensibilidade do vento as variações nos campos de anomalia de TSM.

Existem sinais de propagação para oeste, nos campos da magnitude do vento, na região do equador, mais a leste do local de ocorrência das OIT. Isto pode sugerir que os campos da magnitude do vento estão exibindo outro tipo de distúrbio atmosférico, além da influência das OIT. Tais distúrbios podem estar associados as ondas de Leste Africanas, as quais podem ter sido capturados no processo de filtragem (DIEDHIOU et al. 1999).

As assinaturas das OIT estão bem marcadas nos campos de vento, mostrando que existem mecanismos acoplados associado entre a TSM e o vento dado por mudanças na estabilidade da CLP, ilustrada por Hayes et al. (1989). A hipótese de Hayes et al. (1989) diz que sobre águas quentes, os ventos de superfície intensificam devido ao aumento da mistura e a redução do cisalhamento do vento, levando ao aumento das componentes norte e oeste dos ventos superficiais devido a mistura turbulenta que chega à superfície na água quente. Logo, a hipótese deste acoplamento como originalmente sugerido por Hayes et al. (1989) para o oceano Pacífico tropical, pode também ser aplicado à bacia do Atlântico tropical.

Figura 5.4 - Diagrama de Hovmöller da magnitude do vento no Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N; para os anos de 1991 - 2017. Unidade m/s.

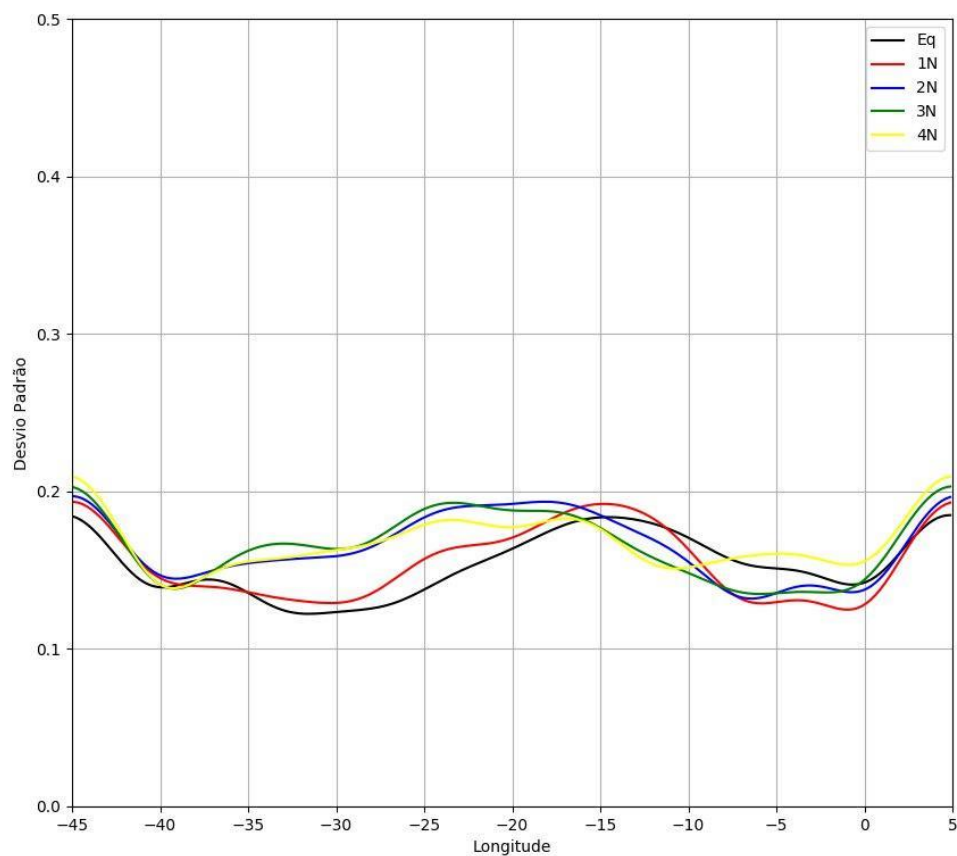


Fonte: Produção do autor.

Esta variabilidade espacial e temporal na magnitude do vento pode ser visto na Figura 5.5, onde foi calculado o desvio padrão das séries filtradas para todo o período (1991 – 2017) e nas seguintes latitudes: equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N. O gráfico mostra que as maiores variabilidades da magnitude do vento ocorrem

em 1°N e 2°N e próximo a longitude de 15°W, no entanto, ainda se consegue observar a variabilidade dessas ondas em 3°N e 4°N.

Figura 5.5 – Desvio padrão da magnitude do vento filtrada no Equador, 1°N, 2°N, 3°N, 4°N para o período de 1991 à 2017.



Fonte: Produção do Autor.

Tabela 5.1 - Valores das características das OIT encontradas no Atlântico Tropical: período, velocidade de fase e comprimento de onda para as latitudes 1°N e 4°N e para o período de 1991 - 2017.

Ano	1°N			4°N		
	Velocidade de fase (cm.s ⁻¹)	Período (dias)	Comprimento de onda (km)	Velocidade de fase (cm.s ⁻¹)	Período (dias)	Comprimento de onda (km)
1991	39.65	25	845.15	26.54	24	561.85
1992	45.86	26	1043.46	44.09	32	1238.30
1993	42.61	27	994.13	25.63	25	756.98
1994	68.86	26	1527.19	27.48	27	641.21
1995	44.20	30	1158.39	31.65	27	738.39
1996	42.61	26	969.59	34.33	26	969.59
1997	38.27	26	848.69	32.80	30	850.36
1998	31.01	29	768.08	32.03	29	802.78
1999	42.61	28	1030.95	42.51	28	1028.60
2000	51.39	29	1287.67	33.17	32	931.64
2001	42.60	31	1141.11	41	32	1133.82
2002	44.20	27	1031.09	31.65	31	847.78
2003	42.61	26	975.72	23.07	29	578.26
2004	39.65	29.5	1010.76	34.35	30.5	905.41
2005	39.65	25	856	29.48	34	866.18
2006	39.60	28	959.36	32.80	27.5	779.50
2007	47.60	26	1069.50	32.80	27	765.32
2008	38.27	28	925.85	38.18	27	890.74
2009	49.44	26	1096.60	37.99	30	984.9
2010	43.88	30	1137.53	29.48	33	840.70
2011	60.39	29	1487.13	34.01	34	999.21
2012	36.93	31	989.21	38.18	31	1022.70
2013	42.61	27	1012.54	34.01	28	837.57
2014	55.62	33	1609.91	36.60	27	853.94
2015	44.20	30	1158.39	31.65	28	765.39
2016	36.94	32	1010.73	38.86	32	1019.34
2017	39.65	29	993.63	35.27	32	975.39
Média	44.10	28.12	1071.79	33.68	29.37	873.55

Fonte: Produção do Autor.

As variabilidades interanuais são descritas na Tabela 5.1 e mostram as características das OIT para duas latitudes, 1°N e 4°N. Pode-se observar que essas características variam ano a ano, dependendo da intensidade da ressurgência equatorial. Steger e Carton (1991) observaram que quanto mais intensa a ressurgência equatorial podemos observar maiores comprimentos de onda e velocidades de fase.

As características das OIT no Atlântico obtidos neste estudo, apresentado na Tabela 5.1, são corroborados por diversos autores e para os anos 1999 a 2002 em 1°N e 4°N por Caltabiano (2005).

Weisberg e Weingartner (1988) encontraram periodicidade de 25 dias e velocidade de fase entre 10 e 50 cm/s em 28°W e comprimentos de onda de aproximadamente 10°, valores similares aos encontrados por Carton (1991).

Pezzi (2003) mostrou que as OIT em 1°N no OP apresentaram, uma velocidade de fase de 55 cm/s, comprimento de onda de 11 graus e período de 30 dias, similares a Hashizume et al. (2001) e Seo et al. (2007).

Estudos de Philander (1978) e Cox (1980), para o AT, mostram que as instabilidades de propagação para oeste, geradas pelo cisalhamento entre a contra corrente norte equatorial e a ramificação norte da corrente sul equatorial, tem o período de aproximadamente 30 dias e comprimento de onda de aproximadamente de 1110km. Mais recentemente, Jochum et al. (2004) mostrou que os comprimentos de onda da OIT podem variar entre 700 a 1100 km, com velocidades de fase variando de 30 a 50 cm/s. A razão física para esperar uma certa amplitude de variação nas propriedades das ondas é que as OIT são geradas por fluxos barotrópicos instáveis.

Esses resultados mostram que as instabilidades associadas ao gradiente térmico têm as mesmas características daquelas geradas pelo cisalhamento das correntes superficiais, destacando que eles também contribuem para a variabilidade do OIT.

As OIT, embora tenham sido observadas há algum tempo no Atlântico tropical, nunca tiveram suas características e variabilidades interanuais analisadas para toda a bacia. Os resultados aqui apresentados mostram que a variação da posição e tempo de atividade das OIT estão associadas ao grau de desenvolvimento da língua fria equatorial.

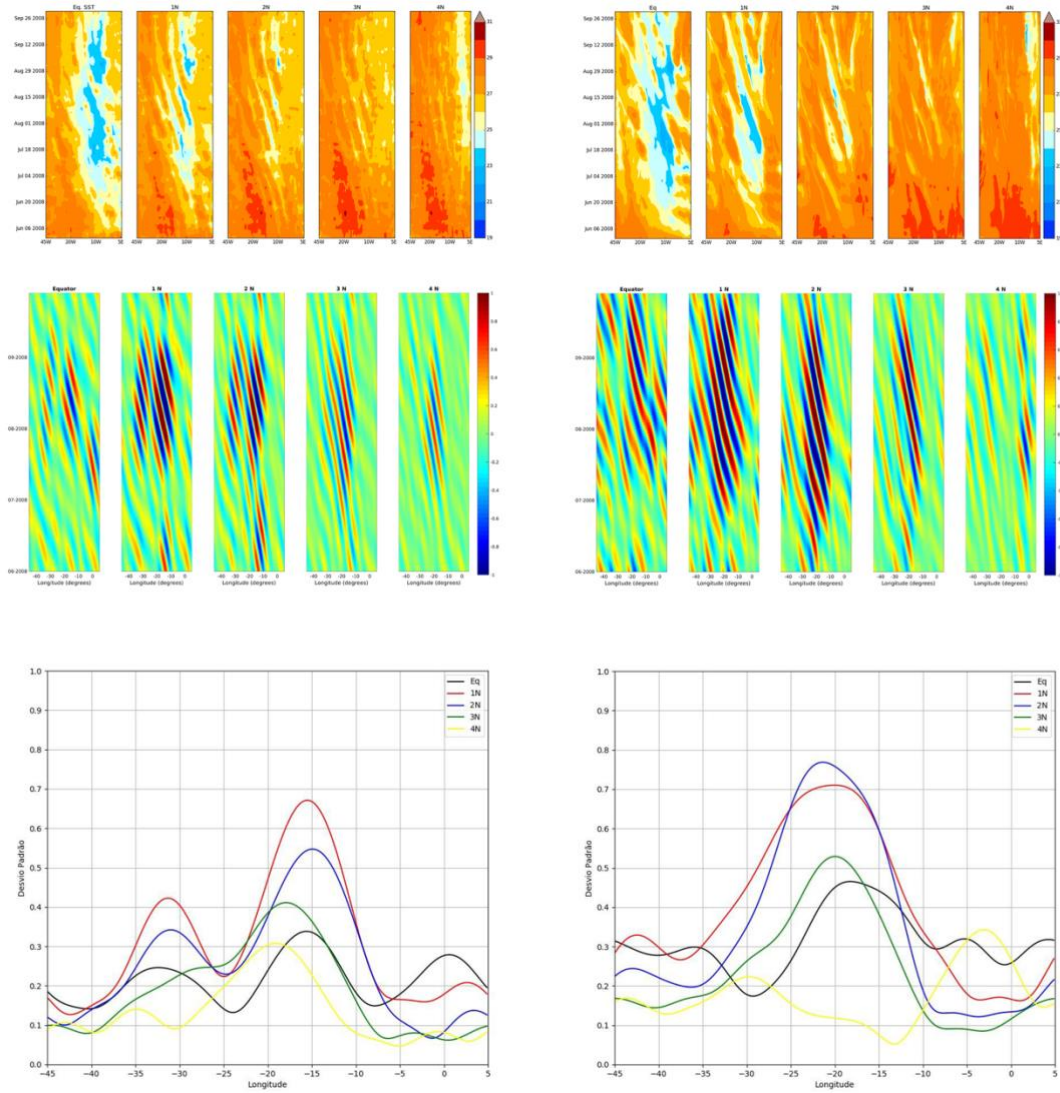
5.2 Simulações numéricas

Nesta sessão serão apresentados os mapas espaciais das diferenças entre as SSF e SCF para as variáveis, temperatura do ar, temperatura do mar, camada limite planetária, vento zonal, magnitude do vento, pressão, corrente zonal e campos verticais em 1°N onde a coluna da esquerda será a SSF e coluna da direita SCF LOWESS ativado, assim como uma comparação entre as características espectrais das OIT entre os dados de satélite e os dados de modelagem numérica.

Com o intuito de apenas comparar as características espectrais das OIT e quantificar a variabilidade espacial e temporal das instabilidades de TSM foram gerados campos espaciais e vários anos das séries de TSM do AVHRR e do COAWST. Estes, foram submetidos ao mesmo filtro. Com as séries filtradas, calculou-se o desvio padrão dos campos filtrados para diferentes latitudes (Equador, 1°N , 2°N , 3°N e 4°N) para o período de junho à setembro de 2008.

Na Figura 5.6 é observado que os campos de TSM do satélite e do modelo são semelhantes. O modelo representa bem os campos de TSM assim como a intrusão da língua fria no equador. Nos campos filtrados é notado variações maiores no campos de temperatura do modelo, principalmente em 1°N , 2°N . O desvio padrão mostra que o máximo de variabilidade para o satélite se dá em 1°N e 2°N próximo a 15°W . Já para o modelo, o máximo de variabilidade se dá em 2°N e 1°N e ao redor de 20°W .

Figura 5.6 - O painel de cima mostra os campos de TSM, o painel do meio mostra os campos do de TSM filtrados e o de baixo os desvios padrões dos campos de TSM filtrados do AVHRR e do COAWST, respectivamente, para diferentes latitudes (Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N) para o período de junho a setembro de 2008, onde a coluna da esquerda fora utilizados os dados de satélite e a coluna da direita os dados do COAWST.



Fonte: Produção do autor.

Tabela 5.2 - Valores das características das OIT encontradas no Atlântico Tropical: período, velocidade de fase e comprimento de onda para as latitudes 1°N e 4°N e para o período de junho setembro de 2008.

Ano	1°N			4°N		
	Velocidade de fase (cm.s-1)	Período (dias)	Comprimento de onda (km)	Velocidade de fase (cm.s-1)	Período (dias)	Comprimento de onda (km)
2008 COAWST	47.60	28	1333.07	35.58	29	1031.93
2008 AVHRR	38.27	28	925.85	38.18	27	890.74

Fonte: Produção do autor.

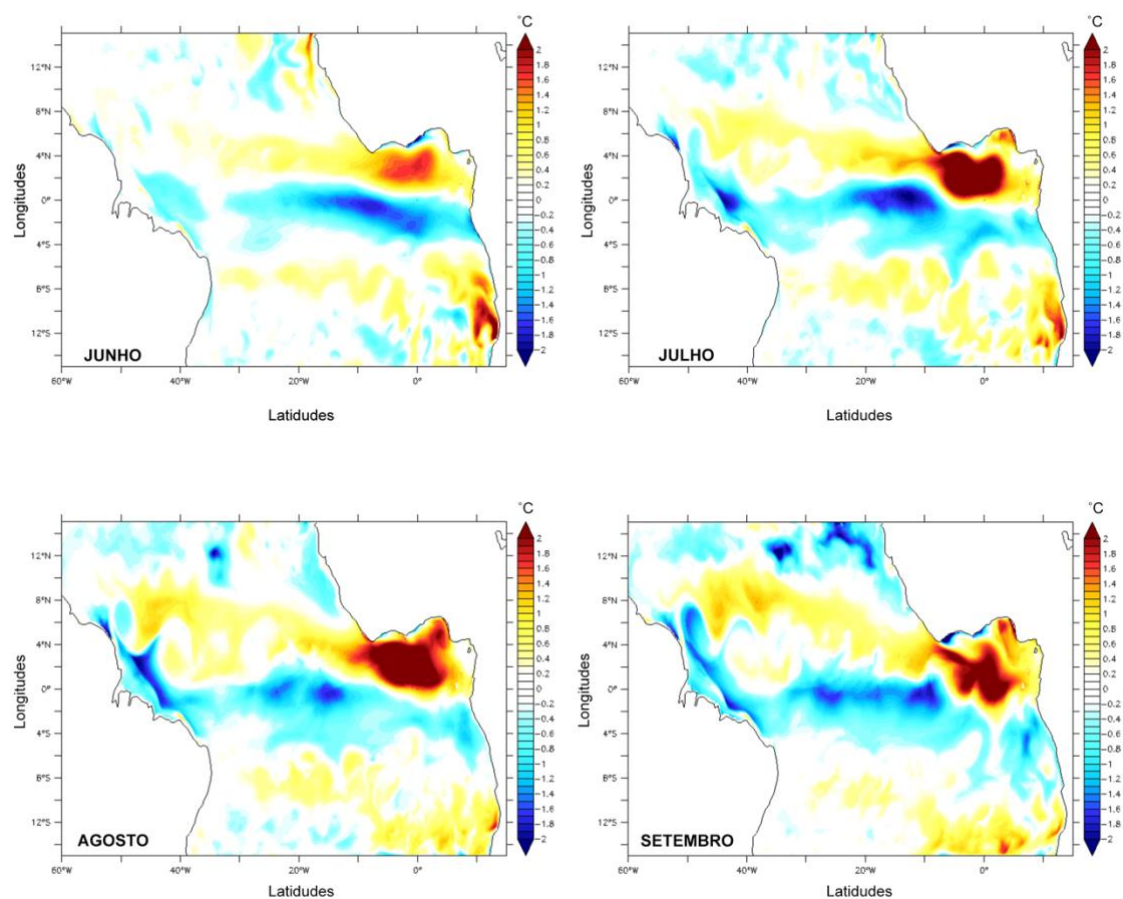
As variabilidades entre os meses de junho e setembro de 2008 são descritas na Tabela 5.2 e mostram as características das OIT para as latitudes, 1°N e 4°N. Pode-se observar que a velocidade de fase nos campos gerados pelo modelo é maior do que nos campos gerados por satélite, apesar do período ser o mesmo para 1°N. Para 4°N o modelo teve sua variabilidade máxima próximo a 20°W, já o AVHRR teve uma variabilidade maior em 15°W. A velocidade de fase das ondas para o satélite foi relativamente maior em relação ao modelo, contudo seu período foi menor. A diferença entre essas características pode estar ligada às diferenças de temperatura entre o modelo e o satélite na região de frente de temperatura mais ao norte da região de ocorrência das OIT

Com o propósito de compreender o acoplamento entre o oceano e a atmosfera, assim como o impacto da OIT na atmosfera sobrejacente e isolar o efeito da mesoescala, foram gerados mapas espaciais e verticais em 1°N (região de maior variabilidade das OIT) de diversas variáveis para os meses de junho à setembro de 2008.

Na Figura 5.7, podemos observar um aumento na diferença de temperatura na região entre 2°N e 4°N com o passar meses. Na região do equador, nos meses de junho e julho, há uma região de temperaturas mais baixas. A mesoescala mostra, claramente, a diferença de temperatura das águas da ressurgência equatorial e as águas mais quentes ao norte. A partir do mês de julho nota-se o transporte das águas quentes mais ao norte para o equador devido ao papel das

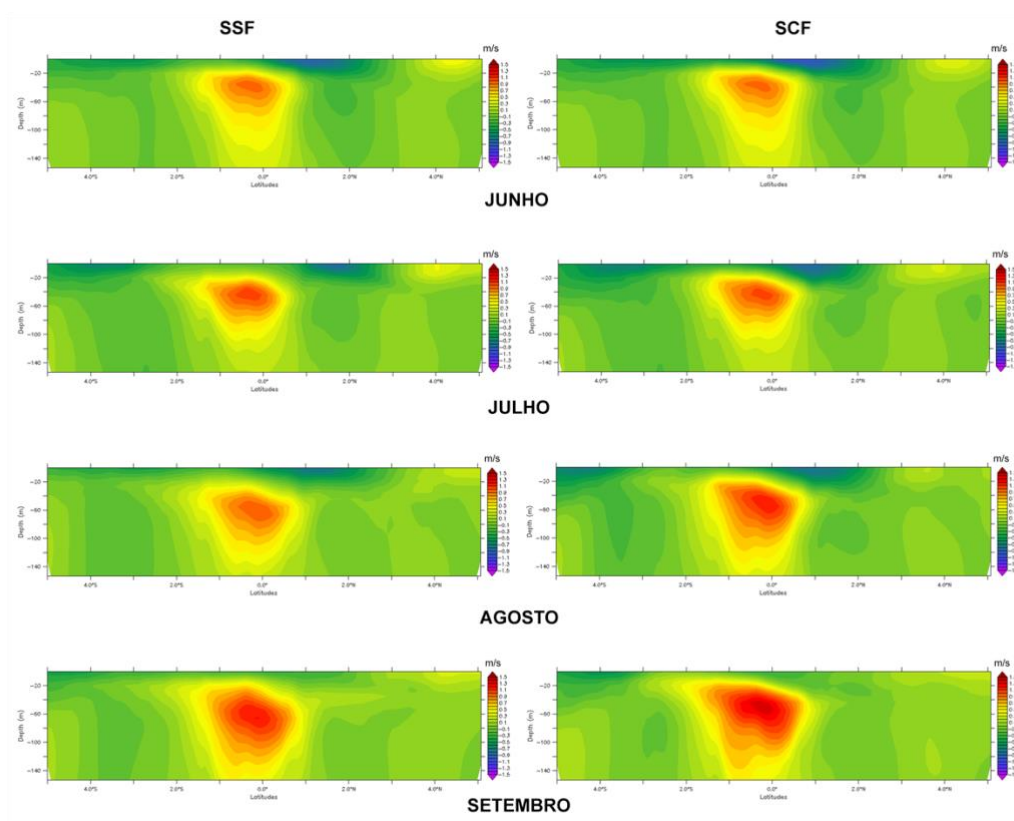
OIT, que trazem água quente mais ao norte em direção a região equatorial (PHILANDER, 1980, JOCHUM et al., 2004).

Figura 5.7 - Diferença entre os campos de TSM entre a SSF e SCF para os meses de junho a setembro de 2008. Unidade em °C.



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.8 - Campos verticais de corrente zonal gerados pelo COAWST para os meses de junho a setembro de 2008. O eixo y mostra a profundidade e o eixo x as latitudes. O corte longitudinal foi realizado em 15°W e de 5°S A 5°N. A coluna da esquerda corresponde a simulação sem filtro e a da direita a simulação com filtro. Unidade em m/s.



Fonte: Produção do autor.

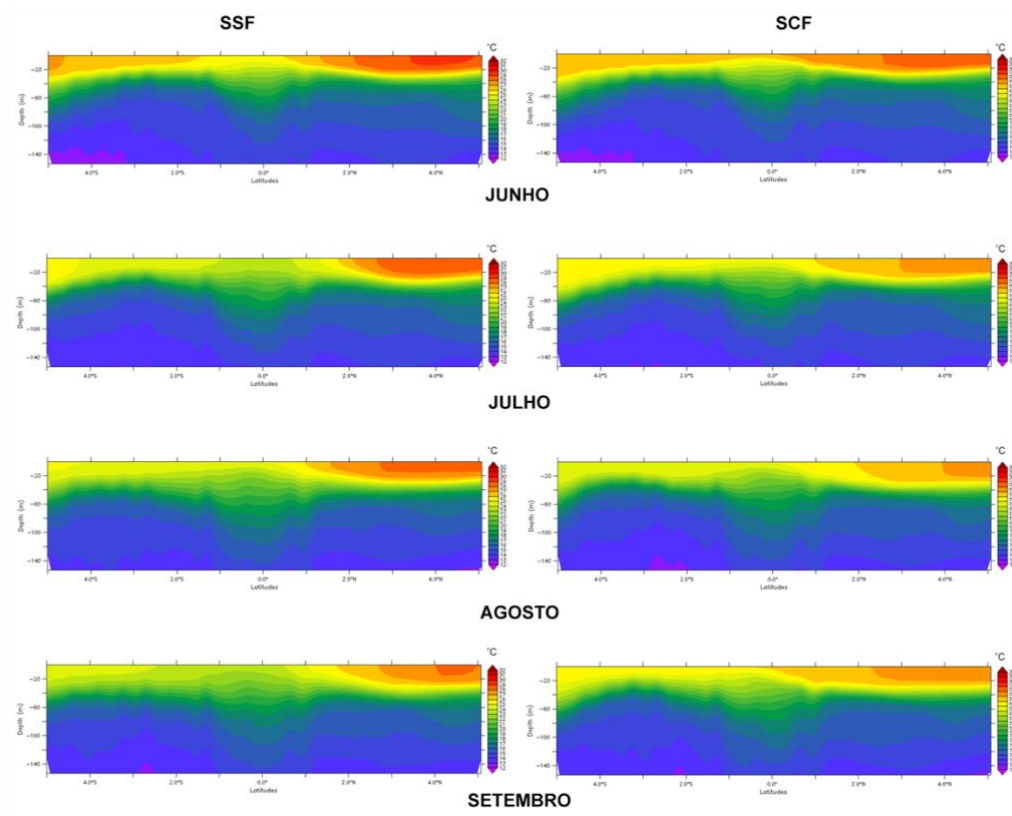
Pezzi (2004) mostra que o processo de formação das OIT no OP, se dá por processos de instabilidade barotrópica entre o cisalhamento da SE e os ramos sul e norte das CNE. Nota-se que com o passar dos meses a SE vai se tornando mais intensa. Isso se dá pela intensificação dos ventos alísios que aceleram essas correntes. Como o LOWESS foi aplicado somente na camada superficial da TSM, não se esperava uma intensificação direta dessas correntes, como mostrado na segunda coluna. Contudo é observado que há um aumento de temperatura o campo de TSM filtrado (Figura 5.7) e um aumento do vento meridional, que pode ter causado o aumento da velocidade da SE para o campo filtrado.

Schuckmann et al. (2008) analisaram dados de corrente e resultados de um modelo de circulação no AT e verificaram que a produção de energia cinética associada às OITs nos primeiros 50 m de coluna d'água deve-se a instabilidade barotrópicas e baroclínicas.

No hemisfério Sul a geração de energia cinética se sucede por instabilidades baroclínicas associadas ao cisalhamento vertical do ramo central da CSE. Próximo ao Equador a fonte primordial de energia para as OIT é originada da instabilidade barotrópica pelo cisalhamento meridional entre a SE e a CSEn (Caltabiano et al., 2005). Em oposição, no hemisfério Norte, tanto a instabilidade baroclínica ocasionada pelo cisalhamento vertical da CSEn quanto a barotrópica produzida pelo cisalhamento horizontal entre a CSEn e a CCNE propiciam o desenvolvimento das OIT.

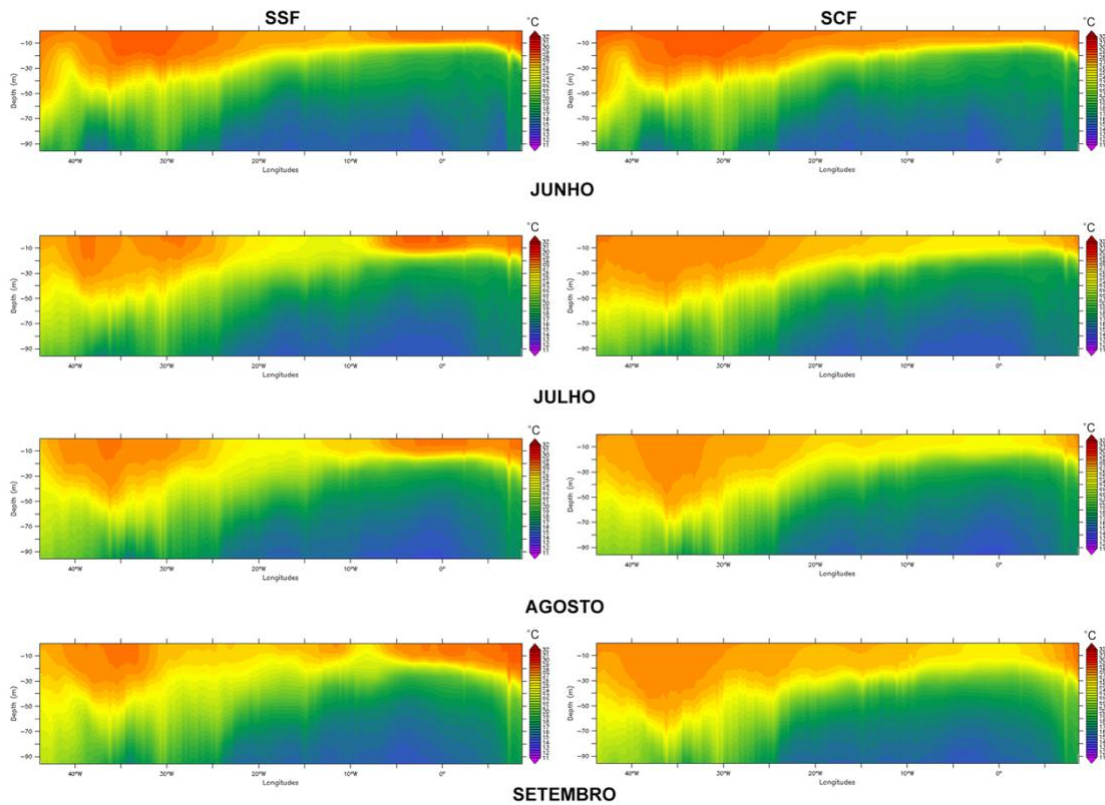
No Equador existe a dominância da instabilidade barotrópica, diferentemente da região norte em que a instabilidade baroclínica domina, sendo esta associada à frente de TSM (MASINA et al. 1999), podendo ser visto na Figura 5.9, onde há uma intrusão de águas quentes oriundas das regiões mais ao norte em direção a latitude de 1°N , para as duas simulações. A SSF mostra uma área maior, de águas mais quentes presentes nas latitudes do Equador até 4°N , devido aos efeitos de mesoescala estarem presentes, já na SCF a suavização causada pelo filtro LOWESS diminuiu a estratificação da temperatura.

Figura 5.9 - Campos verticais de temperatura gerados pelo COAWST para os meses de junho a setembro de 2008. O eixo y mostra a profundidade e o eixo x as latitudes. O corte longitudinal foi realizado em 15°W e de 5°S A 5°N. A coluna da esquerda corresponde a simulação sem filtro e a da direita a simulação com filtro. Unidade em °C.



Fonte: Produção do autor.

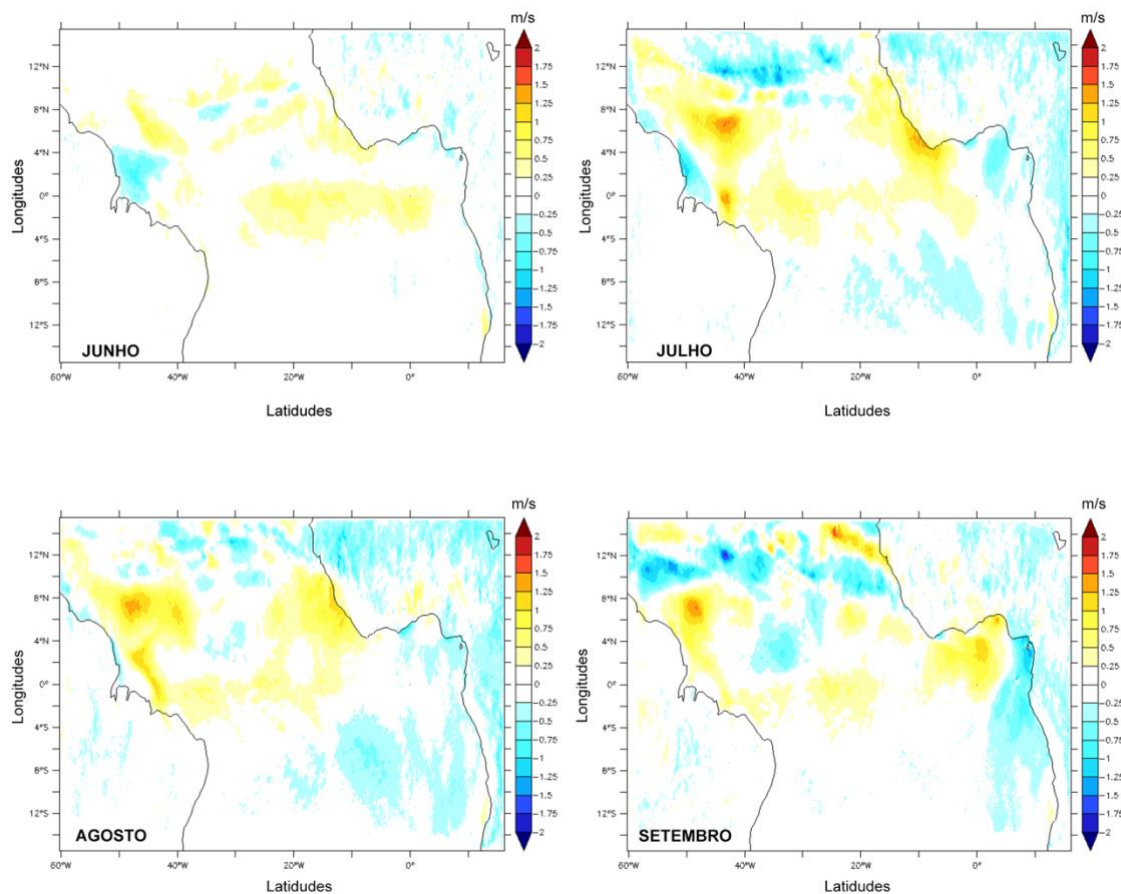
Figura 5.10 - Campos verticais de temperatura gerados pelo COAWST para os meses de junho a setembro de 2008. O eixo y mostra a profundidade e o eixo x as longitudes. A coluna da esquerda corresponde a simulação sem filtro e a da direita a simulação com filtro. Unidade em °C.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.10 mostra o efeito das OIT na temperatura superficial e vertical em 1°N nos meses de julho e agosto, apresentando uma variação de temperatura, alternando entre águas mais quentes e águas mais frias na superfície ao redor de 20°W. Isso não pode ser visto nos campos filtrados devido a retirada da alta frequência dos campos de temperatura. Nota-se que apesar do filtro LOWESS ter sido aplicado somente na camada superficial podemos notar que há uma homogeneização uma diminuição a estratificação vertical, contudo notamos que existem variações na temperatura em regiões mais profundas, quando comparamos a SSF, ao redor de 35°W.

Figura 5.11 - Diferença entre os campos de vento zonal entre a SSF e SCF para os meses de junho a setembro de 2008. Unidade em m/s.

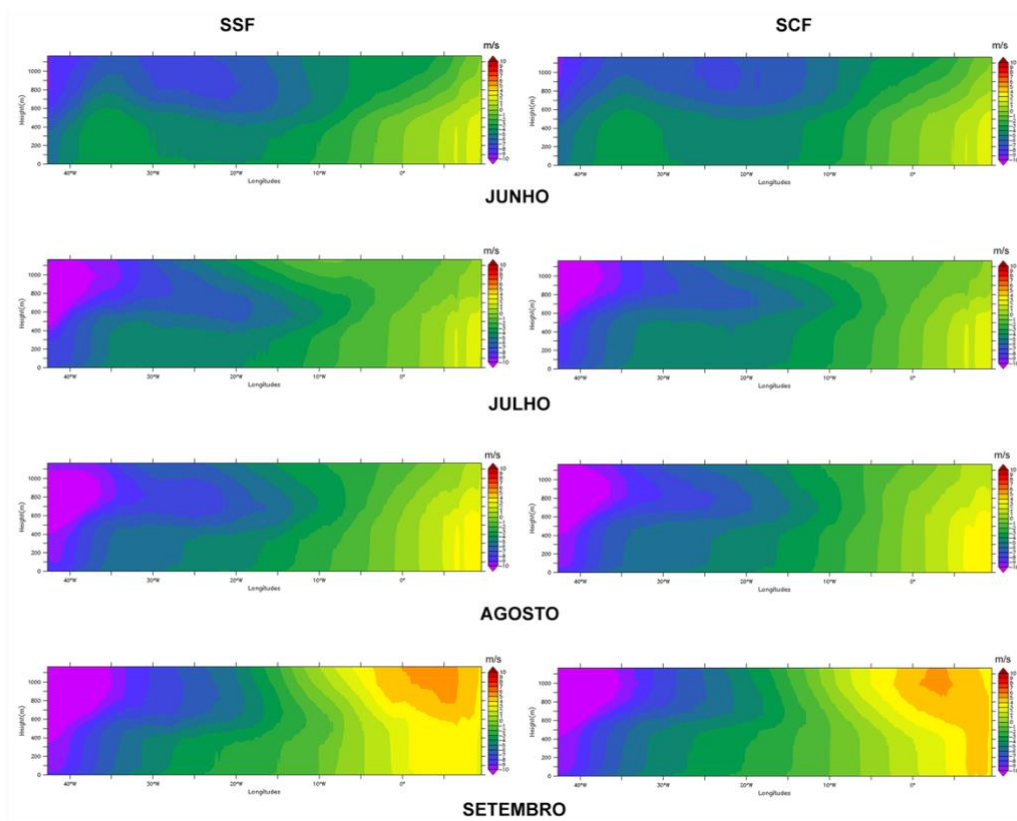


Fonte: Produção do autor.

Existem mudanças na componente do vento zonal nos meses de julho à setembro ao redor da latitude de 45°W ao norte do Nordeste do Brasil (Figura 5.11). Nos meses de julho e setembro, na longitude de 0°, há um aumento da componente zonal do vento, que pode estar associado aos altos valores de temperatura encontrados na TSM.

Esse aumento pode ser visto na Figura 5.12 onde é evidenciado que, em 1°N, não há mudanças significativas entre as simulações para os meses de junho à agosto, contudo em setembro, entre 0° e 15°E, existe um aumento dessa intensidade na superfície até regiões acima de 1000 metros.

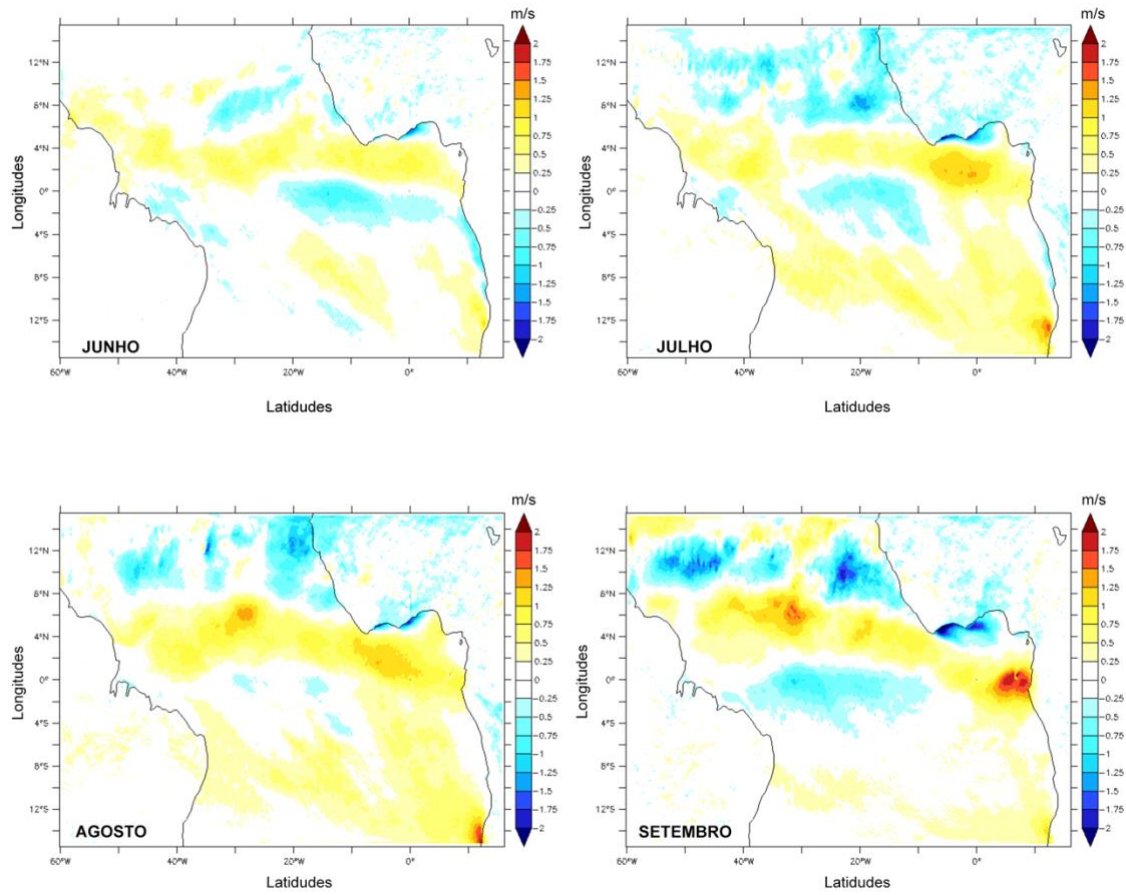
Figura 5.12 - Campos verticais de vento zonal gerados pelo COAWST para os meses de junho a setembro de 2008. O eixo y mostra a altura em metros e o eixo x as longitudes. A coluna da esquerda corresponde a simulação sem filtro e a da direita a simulação com filtro. Unidade em m/s.



Fonte: Produção do autor.

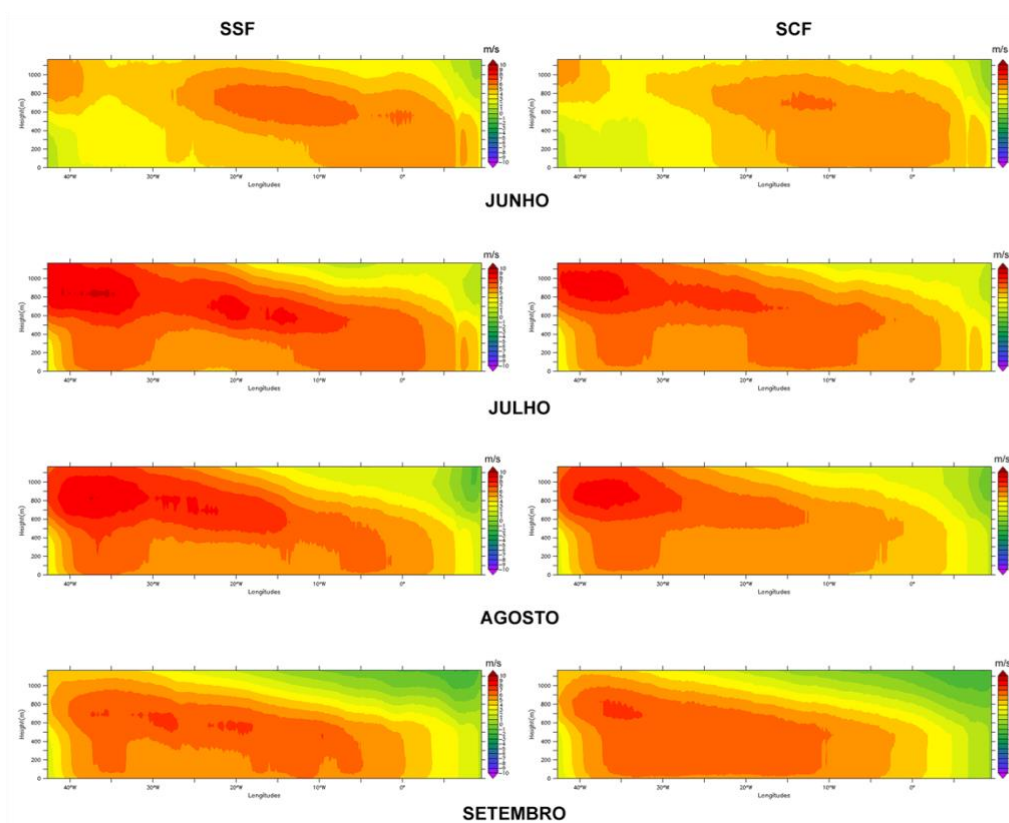
Já para componente meridional do vento (Figura 5.13), podemos observar um aumento da sua intensidade com o passar dos meses na região de atuação das OIT. Nota-se que existe uma migração para norte das regiões em que a componente meridional é mais intensa. Na Figura 5.7, vemos que as diferenças das TSM estão localizadas nas mesmas regiões que as diferenças dos ventos meridionais, mostrando uma correlação direta entre estas duas variáveis.

Figura 5.13 - Diferença entre os campos de vento meridional entre a SSF e SCF para os meses de junho a setembro de 2008. Unidade em m/s.



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.14 - Campos verticais de vento meridional gerados pelo COAWST para os meses de junho a setembro de 2008. O eixo y mostra a altura em metros e o eixo x as longitudes. A coluna da esquerda corresponde a simulação sem filtro e a da direita a simulação com filtro. Unidade em m/s.



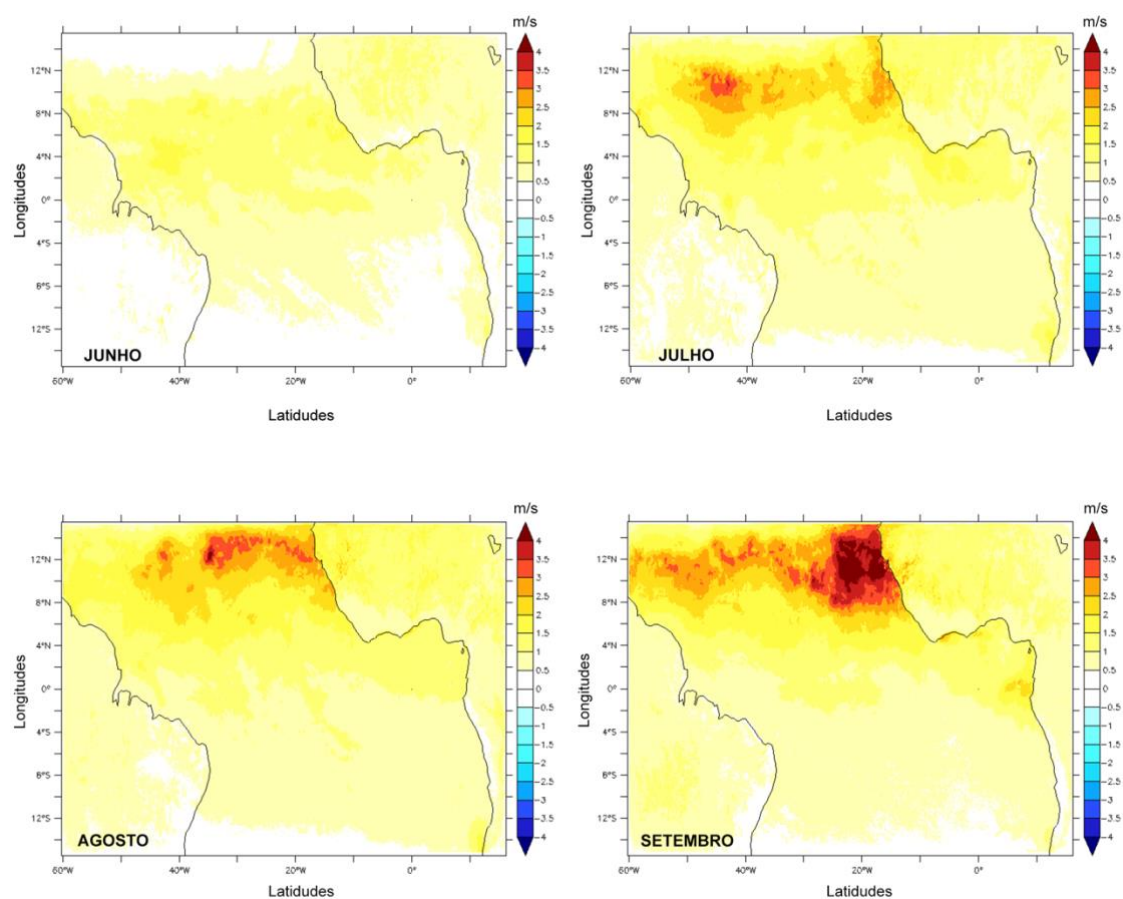
Fonte: Produção do autor

A Figura 5.14 mostra diferenças significativas no campo vertical da componente zonal do vento, em 1°N , da superfície até 1110 metros. Nota-se que há um aumento no vento meridional a partir do mês de julho e decaindo no mês de setembro, em todo o perfil. Isso demonstra um forte efeito da mesoescala sobre esta variável, tanto na região de ocorrência das OIT quanto verticalmente em 1°N .

Os campos da magnitude do vento (Figura 5.15), mostram mudanças significativas na região acima de 5°N , na mesma região onde se encontram os campos de precipitação (Figura 5.17) onde pode ser visto uma correlação direta entre as variáveis. Quanto maior a magnitude, maior quantidade de precipitação na região. Contudo, na Figura 5.16, o campo vertical da magnitude do vento, não

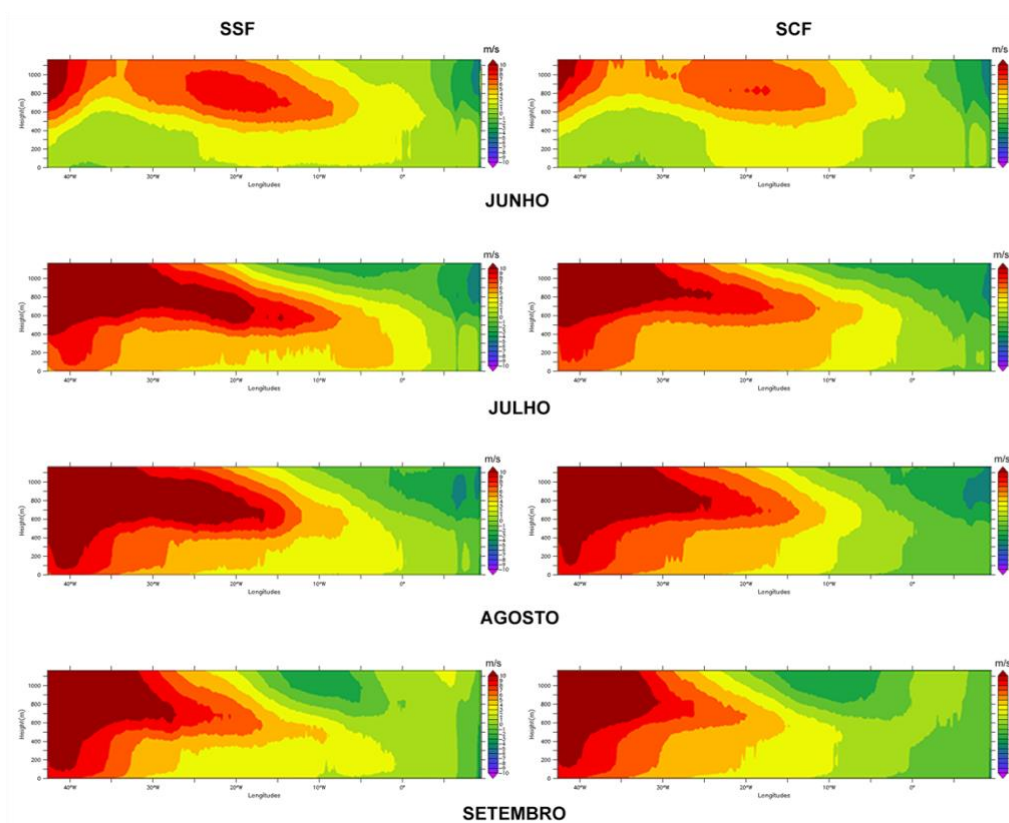
demostra grandes diferenças visuais entre a SSF e a SCF tanto na superfície como em altas altitudes na região de 1°N.

Figura 5.15 - Diferença entre os campos de magnitude do vento meridional entre a SSF e SCF para os meses de junho a setembro de 2008. Unidade em m/s.



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.16 - Campos verticais da magnitude do vento gerados pelo COAWST para os meses de junho a setembro de 2008. O eixo y mostra a altura em metros e o eixo x as latitudes. A coluna da esquerda corresponde a simulação sem filtro e a da direita a simulação com filtro. Unidade em m/s.

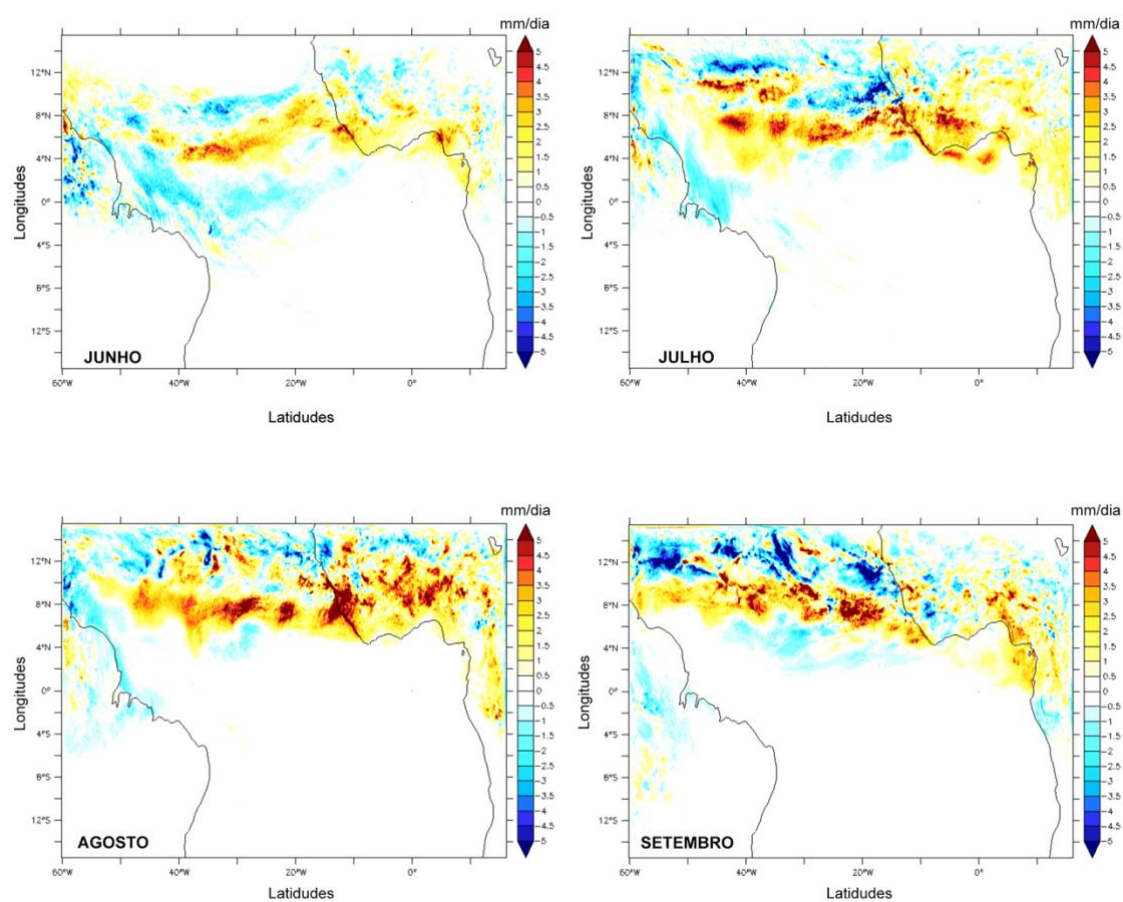


Fonte: Produção do autor.

A tensão de cisalhamento exercida pelos ventos, que sopram sobre a superfície do mar, promovem liberação de vapor d'água na camada limite atmosférica, se estendendo da superfície até 2km, este vapor d'água condensa formando nuvens e chuva, liberando calor latente que é uma importante fonte de energia para a circulação atmosférica (CUSHMAN-ROISIN; BECKERS, 2006). Estudos utilizando dados observados mostraram que as variações da TSM associadas às OITs podem acarretar em alterações de ventos superficiais, vapor d'água e precipitação (HAYES et al., 1989; WALLACE et al., 1989; XIE et al., 1998; HASHIZUME et al., 2001).

Na Figura 5.17 podemos notar o aumento da intensidade do efeito da mesoescala na precipitação, assim como o movimento para a região norte do OA, com o passar dos meses, juntamente com o aumento das componentes zonal e meridional do vento, assim como a magnitude do vento.

Figura 5.17 - Diferença entre os campos precipitação entre a SSF e SCF para os meses de junho a setembro de 2008. Unidade em milímetros/dia.



Fonte: Produção do autor.

De maneira geral, na escala global, a correlação entre TSM e velocidade do vento próximo à superfície é negativa, ou seja, quanto mais (menos) intenso o vento, maior (menor) a evaporação e menor (maior) a TSM (CHELTON; XIE, 2010). Esta correlação retrata a reação passiva do oceano aos fluxos de calor latente e calor sensível induzidos pelo vento. (XIE, 2004). Não obstante, alguns autores verificaram que em regiões de vórtices e de frentes oceânicas a

correlação entre a TSM e o vento é positiva (CHELTON et al., 2001; HASHIZUME et al., 2001; SMALL et al., 2008).

Chelton e Xie (2010) mostraram que os processos de interação oceano-atmosfera em escalas menores são diferentes dos que ocorrem em escala global e que os processos de interação entre o atmosfera e o oceano associados às OIT, em escalas menores, apontam a prevalência de fenômenos oceânicos sobre os atmosféricos.

Hayes et al. (1889), mostram que as ondulações na frente de temperatura da pluma de água fria no OP conseguiriam induzir flutuações na CLP, em consequência das modificações nos gradientes horizontais de pressão atmosférica ao nível do mar, associadas à frente térmica. Estas modificações originaram alterações na dinâmica da CLP, influenciando assim os ventos sobre a superfície do mar. Suas análises mostraram que as perturbações nos campos de temperatura associadas com as OIT, geraram flutuações de vento com período de 20 dias, sendo as maiores correlações encontradas para o período do ano em que os ventos alísios de sudeste estavam mais intensos, mostrando que os gradientes meridionais do vento estavam correlacionados com os gradientes de TSM.

A variabilidade do vento se dá através do processo de mistura vertical, a medida que o vento atravessa águas mais quentes, este é aquecido e a tornando a CLP mais instável, a mistura vertical aumenta, o cisalhamento do vento de superfície com a superfície diminui e a velocidade do vento aumenta. Sobre águas frias, a CLP é mais estável e bem estratificada, e o fluxo vertical de momentum horizontal é inibido, o vento na superfície se dissocia do vento em altitude e, assim, a mistura vertical e a velocidade do vento são tornam menores. Os ventos sobre a superfície do mar se intensificam conforme a estratificação se torna mais instável sobre águas mais aquecidas, e ocorre mais transferência de momentum para o oceano. Dessa forma, a aceleração dos ventos sobre águas quentes gera centros de convergência e divergência sobre os máximos gradientes de TSM. O efeito da aceleração do vento a passar da área mais fria para a mais quente

numa frente termal oceânica, depende também se o vento é preferencialmente ortogonal ou paralelo à frente.

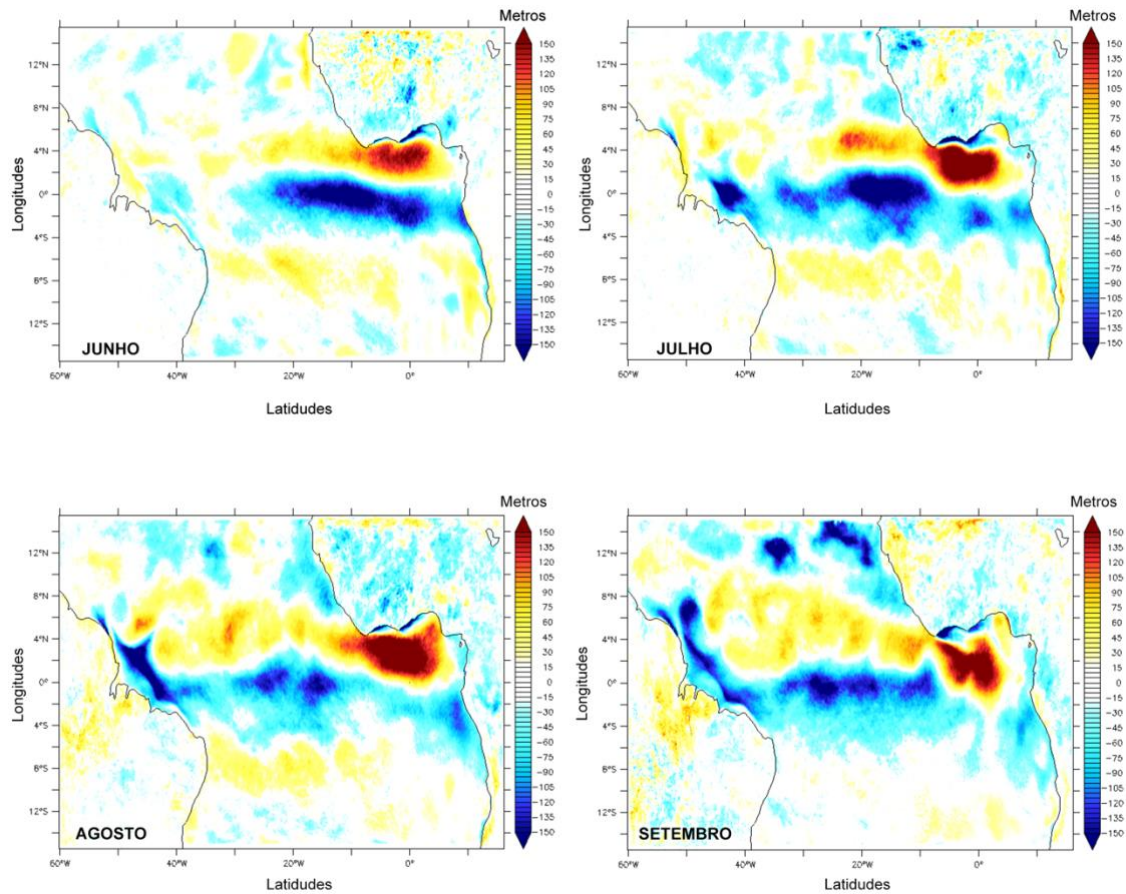
Pezzi et al. (2005) verificaram que a camada limite atmosférica marinha é modulada pelo forte gradiente de TSM, pois esta se auto ajusta às modificações da TSM. As anomalias positivas de TSM induziriam as mudanças na estabilidade da camada limite atmosférica. Sendo assim, ocorreria um aumento da turbulência sobre águas quentes e uma diminuição do cisalhamento vertical do vento, gerando ventos mais fortes na superfície.

Xie et al. (1998) estudaram a interação oceano atmosfera em frentes oceânicas e observaram que os ventos superficiais e a TSM estão em fase, de forma que os alíseos de sudeste são acelerados (enfraquecidos) sobre águas quentes (frias). Hashizume et al. (2001) verificaram que tanto o gradiente de pressão quanto a mistura vertical são igualmente importantes na determinação da variabilidade do vento relacionada às anomalias de TSM. Outros trabalhos baseados em dados de satélites verificaram que o mecanismo de mistura vertical é o processo dominante (CHELTON et al., 2001; CALTABIANO et al., 2005; PEZZI et al., 2004).

A Figura 5.18 mostra a diferença entre os campos da altura da CLP entre a SCF e a SSF. Neste campo, podemos observar um padrão semelhante ao padrão da TSM, temperatura do ar (Figura 5.21) e do vento meridional (Figura 5.13). Em regiões onde se tem a TSM mais alta (baixa), observa-se a componente do vento meridional mais alta (baixa) e a temperatura superficial do ar mais alta (baixa).

Pode ser notada resposta dinâmica da CLP ao gradiente de TSM (Figura 5.18) geralmente apresenta um aumento (diminuição) na intensidade do vento (Figura 5.13) sobre águas mais quentes (frias), este processo é denominado: acoplamento TSM - vento positivo (WALLACE et al., 1989; HAYES et al., 1989).

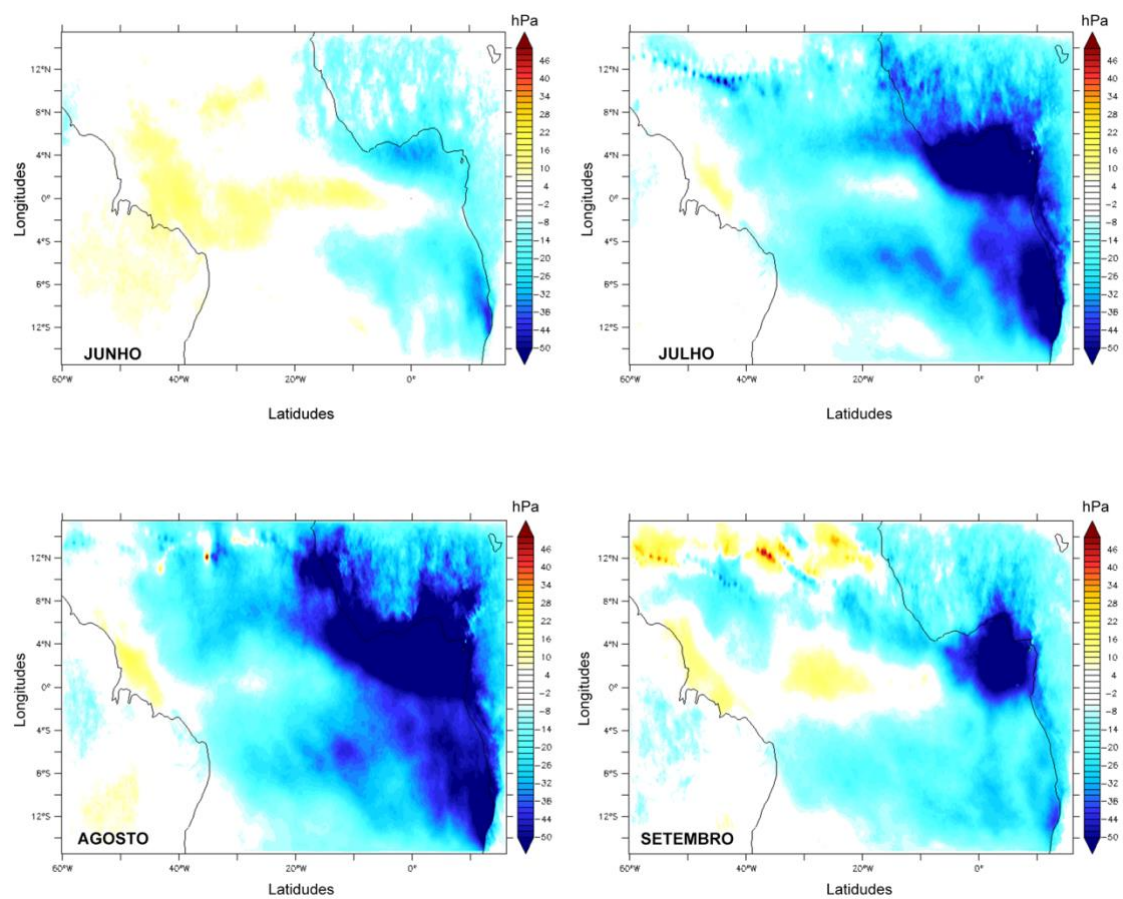
Figura 5.18 - Diferença entre os campos de altura da CLP entre a SSF e SCF para os meses de junho a setembro de 2008. Unidade em metros.



Fonte: Produção do autor.

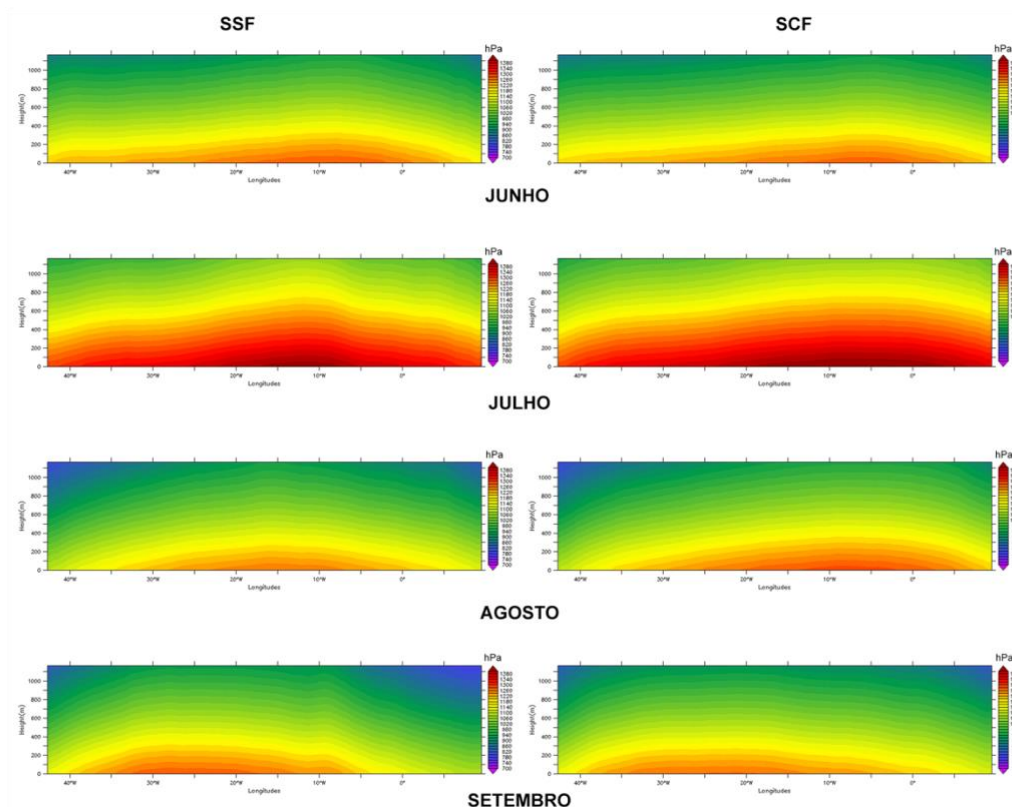
Nos campos das diferenças de pressão (Figura 5.19), há uma diminuição dessa variável com o passar do meses, principalmente nos meses de julho e agosto, na mesmas regiões onde houve um aumento da TSM e temperatura do ar na superfície. Os campos verticais de pressão (Figura 5.20), mostram um aumento significativo da pressão no mês de julho e agosto entre 20°W w 0° até próximo a 500m. O aumento da pressão tem correlação direta com a temperatura do ar na superfície. Podemos ver na Figura 5.22, que quando a pressão é maior, existe uma diminuição da em que as temperaturas mais altas se localizam, ao redor de 20°W para o mês de julho.

Figura 5.19 - Diferença entre os campos pressão entre a SSF e SCF para os meses de junho a setembro de 2008. Unidade em hectopascal.



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.20 - Campos verticais de pressão gerados pelo COAWST para os meses de junho a setembro de 2008. O eixo y mostra a altura em metros e o eixo x as longitude. A coluna da esquerda corresponde a simulação sem filtro e a da direita a simulação com filtro. Unidade em hectopascal.

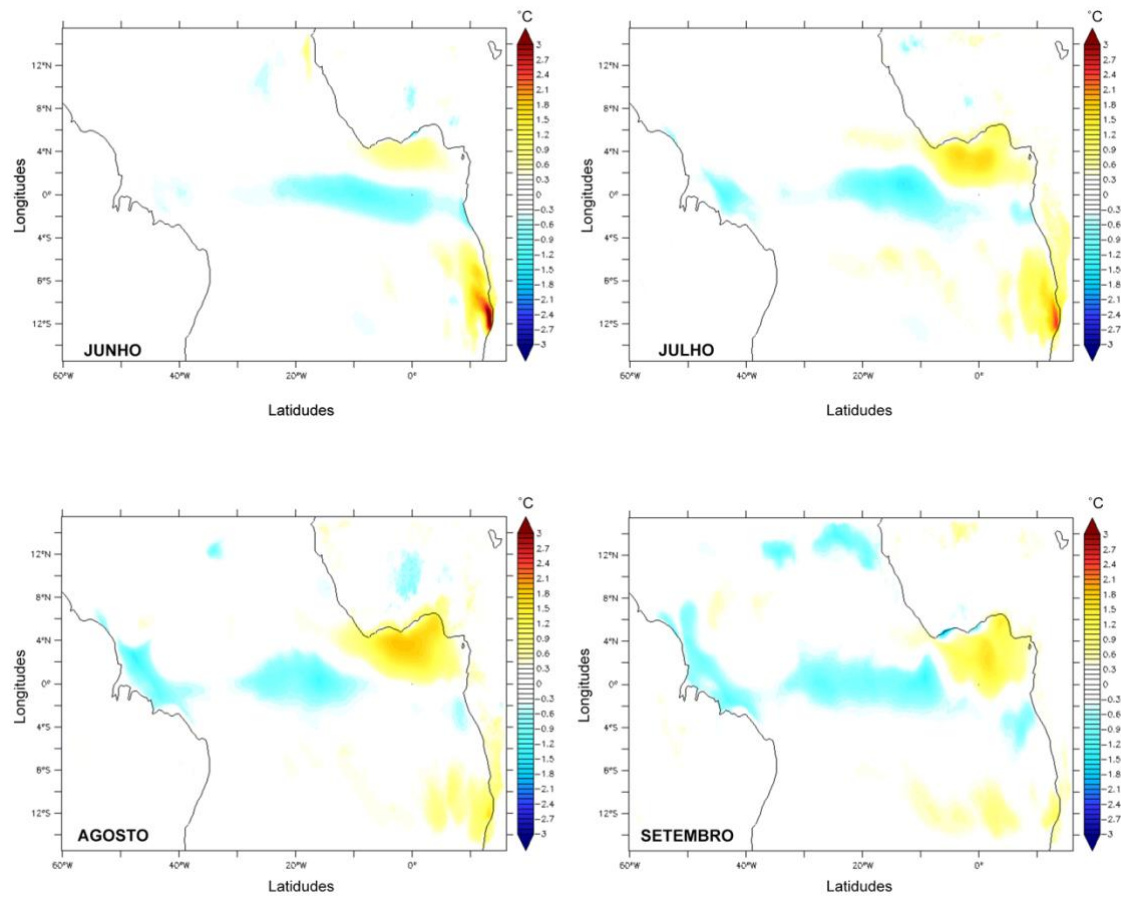


Fonte: Produção do autor.

Os campos de temperatura do ar na superfície (Figura 5.21), mostraram correlações direta com os campos de TSM e vento meridional, ambas aumentando com o passar dos meses. Nota-se na Figura 5.22 uma intensa mudança nas temperaturas, tanto da superfície quanto em regiões mais altas, principalmente nos meses de julho e agosto, meses estes em que encontramos os campos de pressão e a componente do vento meridional mais intensos. Através da temperatura do ar em superfície, podemos notar mudanças em sua altura em 1°N , nos meses em que existia um intenso campo de pressão, nota-se que há uma diminuição da altura em que as temperaturas mais altas alcançavam. Isto pode ser visto espacialmente nos campos de diferença da

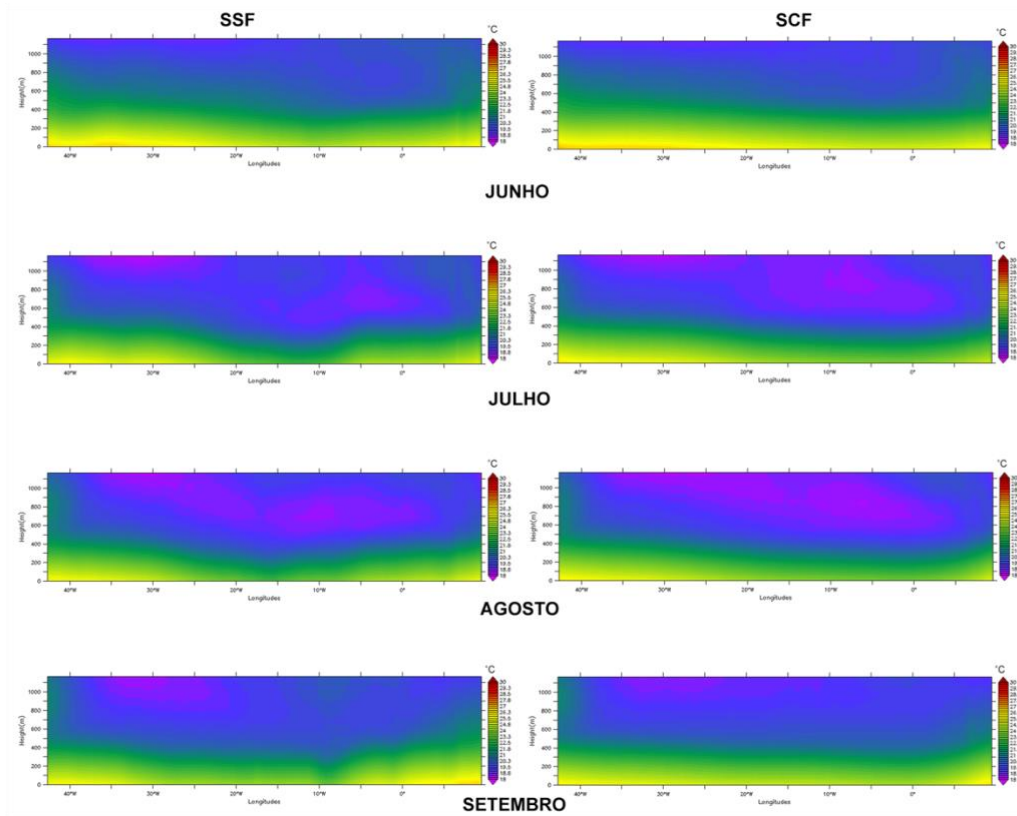
temperatura do ar em superfície, onde houve uma diminuição da temperatura na região do equador.

Figura 5.21 - Diferença entre os campos de temperatura do ar na superfície entre a SSF e SCF para os meses de junho a setembro de 2008. Unidade em °C.



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.22 - Campos verticais de temperatura do ar gerados pelo COAWST para os meses de junho a setembro de 2008. O eixo y mostra a altura em metros e o eixo x longitudes. A coluna da esquerda corresponde a simulação sem filtro e a da direita a simulação com filtro. Temperatura em °C.



Fonte: Produção do autor.

5.3 Comparação dos dados de TSM do AVHRR e do COAWST com as boias do Projeto PIRATA

Com o intuito de avaliar a habilidade do modelo em representar a realidade, os dados de TSM da SSF foram comparadas aos dados oriundos das boias PIRATA, para o período de junho a setembro de 2008. Os resultados encontrados para a TSM (Figura 5.23) mostram que os dados do COAWST seguem um padrão similar aos dados observados *in situ* das boias PIRATA, nas coordenadas 10°W, 23°W e 35°W. Contudo os dados da simulação em *Greenwich* apresentou 3 picos de variação de mais de 2°C. Em 10°W, apesar do COAWST seguir bem o padrão dos dados da boia, houve um pico de TSM de, aproximadamente, 4°C no começo do mês de agosto.

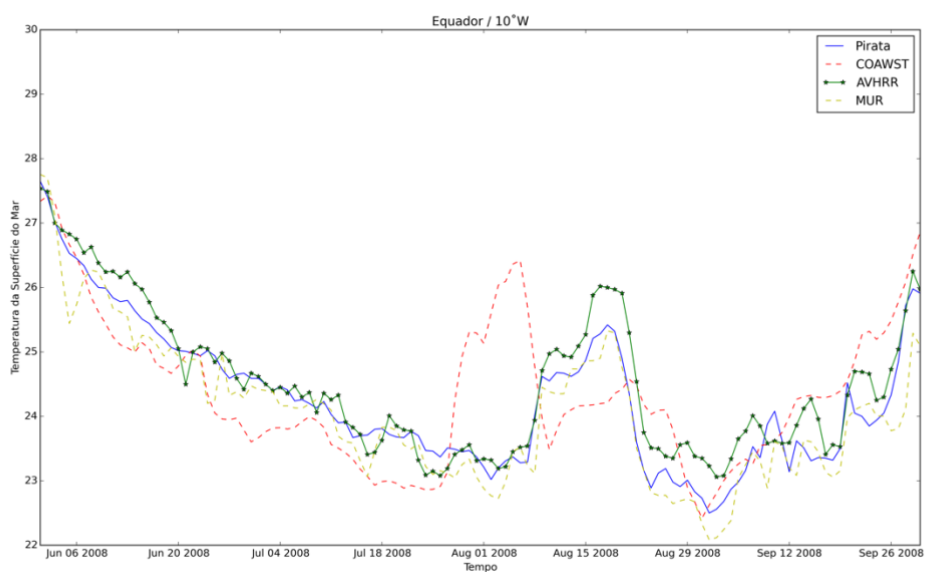
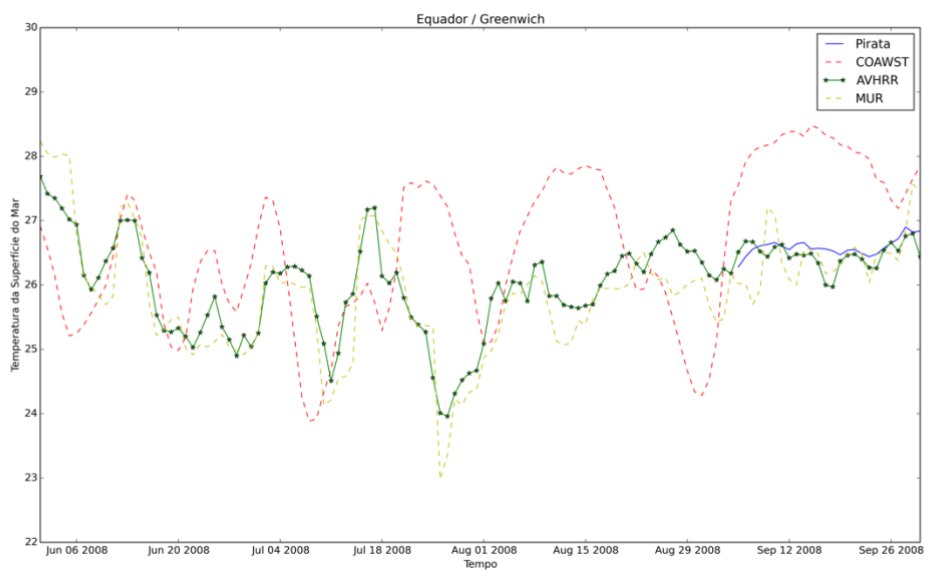
Para uma avaliação quantitativa, foram calculados o RSME e o Coeficiente de Correlação entre os dados de boia e os dados do COAWST. Para a boia em *Greenwich* não foi possível calcular as estatísticas devido a falta de dados *in situ* para o período estudado. A boia que teve maior correlação entre os dados foi a localizada em 23°W, assim como o maior erro. As boias de 10°W e 35°W obtiveram resultados semelhantes para as estatísticas aplicadas.

Tabela 5.3 – RMSE e Correlação entre os dados das boias do projeto PIRATA e os dados do COAWST.

Estatísticas	Boia 0°	Boia 10°W	Boia 23°W	Boia 35°
RMSE	-	0.1029	0.3397	0.1059
Correlação	-	0.6342	0.8801	0.6184

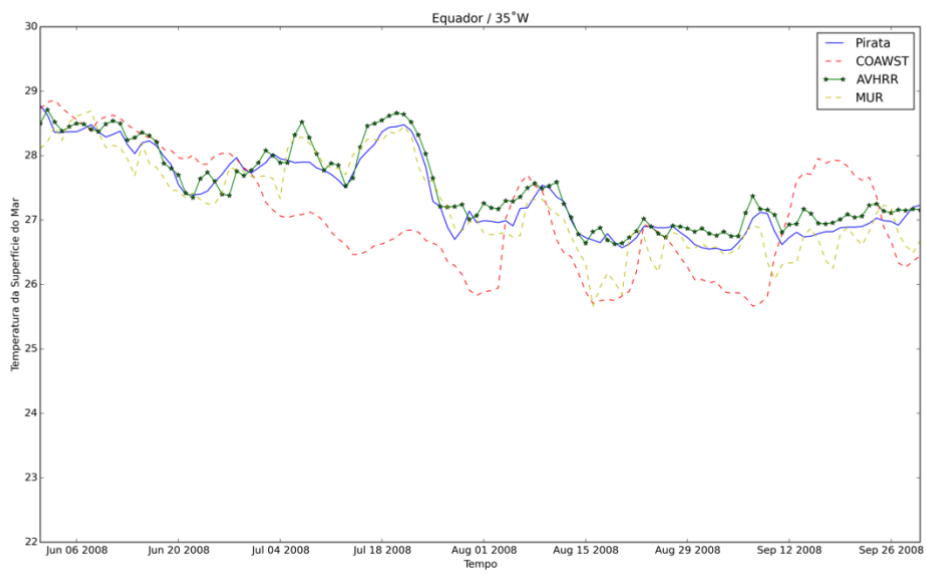
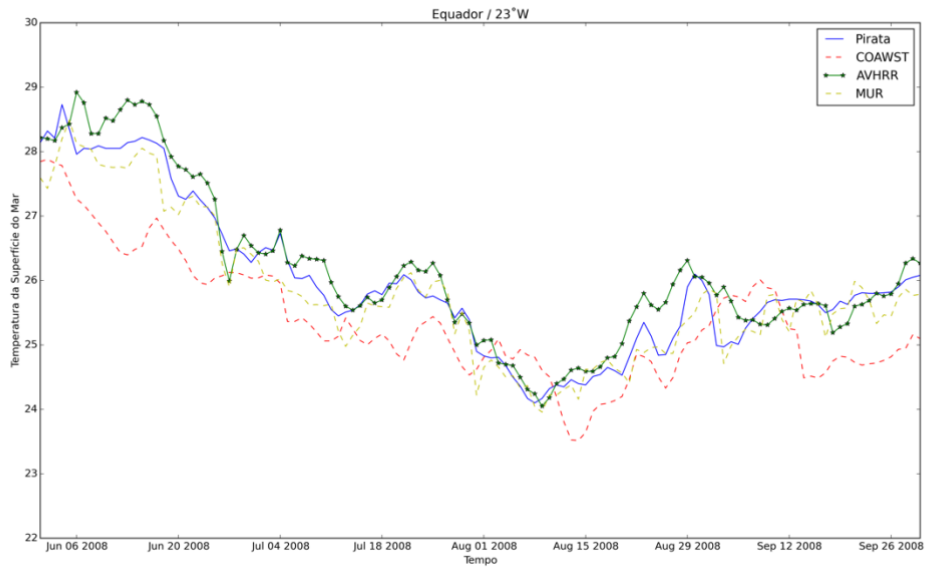
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.23 – Comparação entre os dados de TSM do AVHRR e MUR, boias do projeto PIRATA localizadas no equador (Greenwich, 10°W, 23°W e 35°W) e COAWST.



continua

Figura 5.23 – Conclusão.



Fonte: Produção do autor.

5.4 Métricas estatísticas para validação da simulação numérica

Para comparações quantitativas entre as saídas do modelo e os dados de sensoriamento remoto para TSM e Vento zonal e meridional foram utilizados os parâmetros da Média do Erro Percentual Absoluto, do Erro Médio Quadrático, do coeficiente de correlação de Pearson e do Viés.

Para os dados de TSM (Figura 5.24) foi obtido correlações acima de 0.7 na região do equador e do hemisfério sul, mostrando uma boa representatividade do modelo para estas regiões e correlações entre 0.1 e 0.5 na região da ocorrência das OIT. No quadro de viés nota-se que o modelo subestima a TSM observada entre -0.1°C e -1°C a entre 45°W e 10°W e 2°N e -5°S . Em relação aos erros MAE e RSME, ambos os campos resultaram erros menores que 1.5 para a maior parte da região de estudo. Para a região de ocorrência das OIT os erros variam entre 2 e 1,5.

Figura 5.24 – Mapas de correlação, viés, RSME e MAE entre os dados de TSM do AVHRR e COAWST.

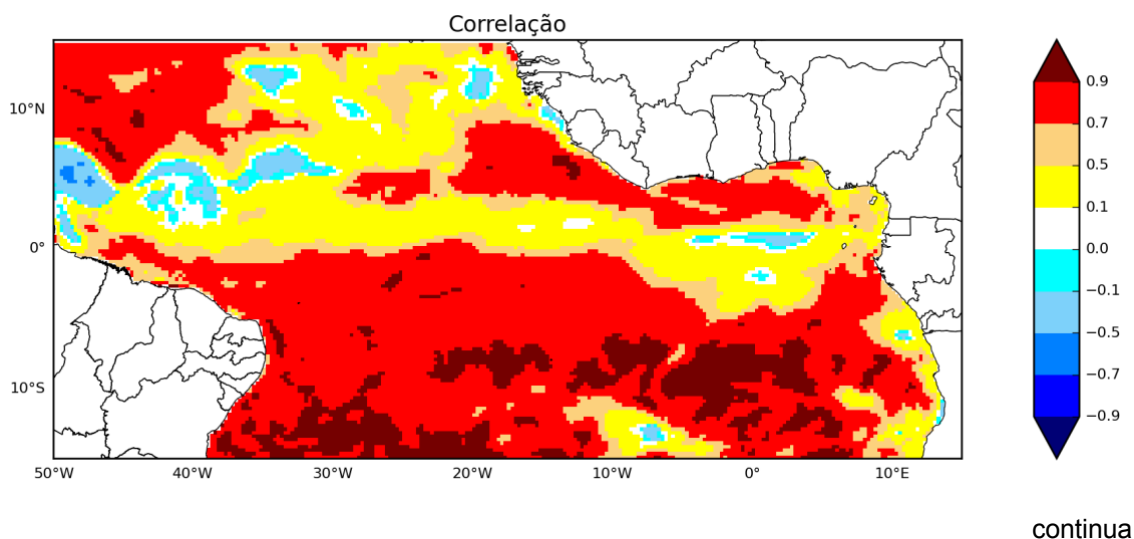
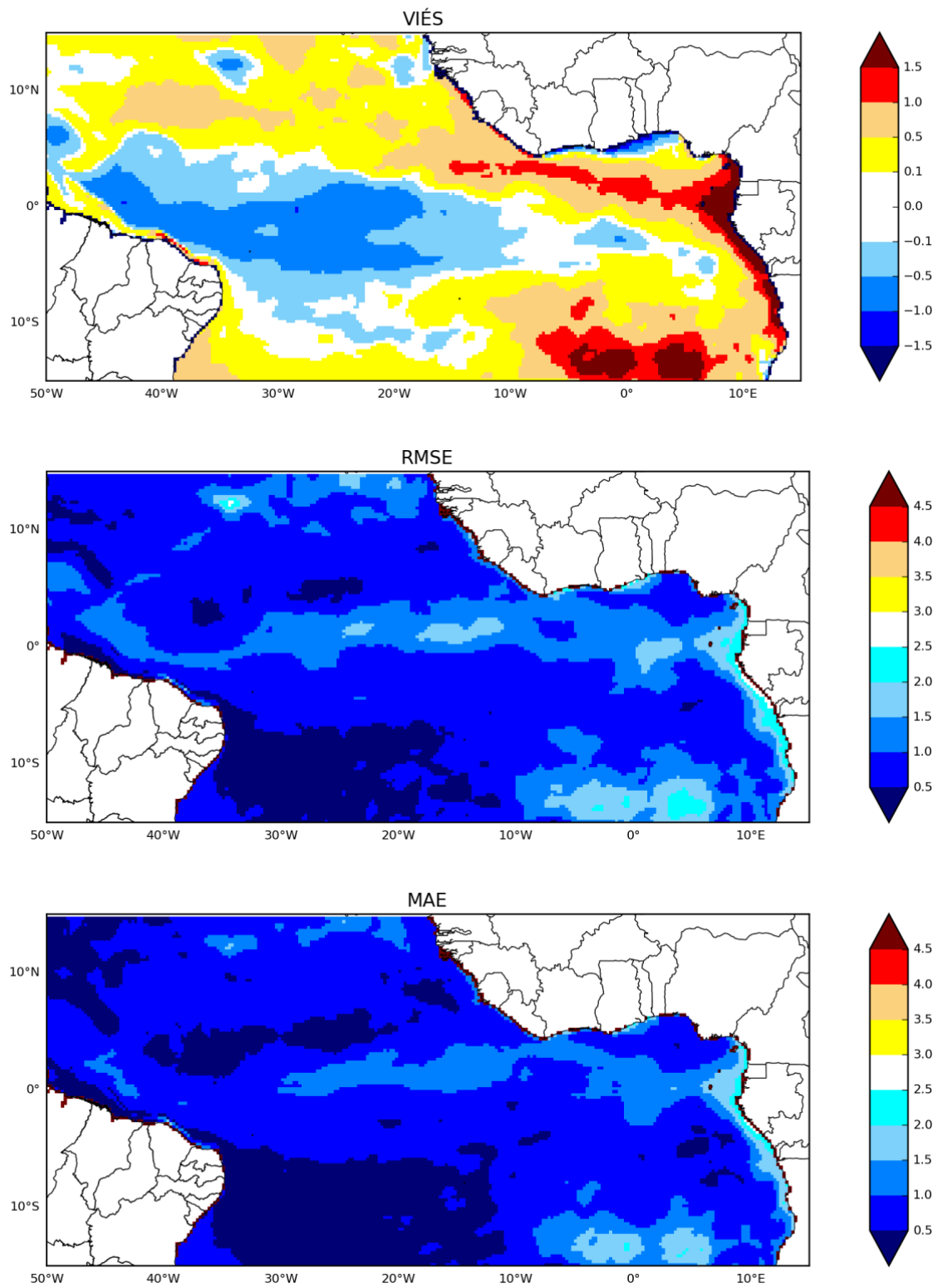


Figura 5.24 – Conclusão.



Fonte: Produção do autor

Para os campos de vento zonal (Figura 5.25) a maior parte da região de estudo se obteve correlações variando de 0 à 0,3. Para a maior parte do hemisfério sul foram obtidas correlações negativas, variando de 0 m/s à -0,3 m/s e para o norte do nordeste e algumas regiões ao redor de 10°N e no equador ao redor de 0°. O quadro do viés mostra que o COAWST superestima o vento meridional no hemisfério norte com valores maiores que 1.5 m/s e o subestima no hemisfério sul, com valores entre -0,1 e -1. Para o RMSE e o MAE os erros maiores que 4,5m/s e até 4.5 m/s, respectivamente, se deram na região do hemisfério norte. No equador e hemisfério sul os valores variaram de 1 a 2,5.

Figura 5.25 – Mapas de correlação, viés, RSME e MAE entre os dados de vento zonal do SEAWINDS e COAWST.

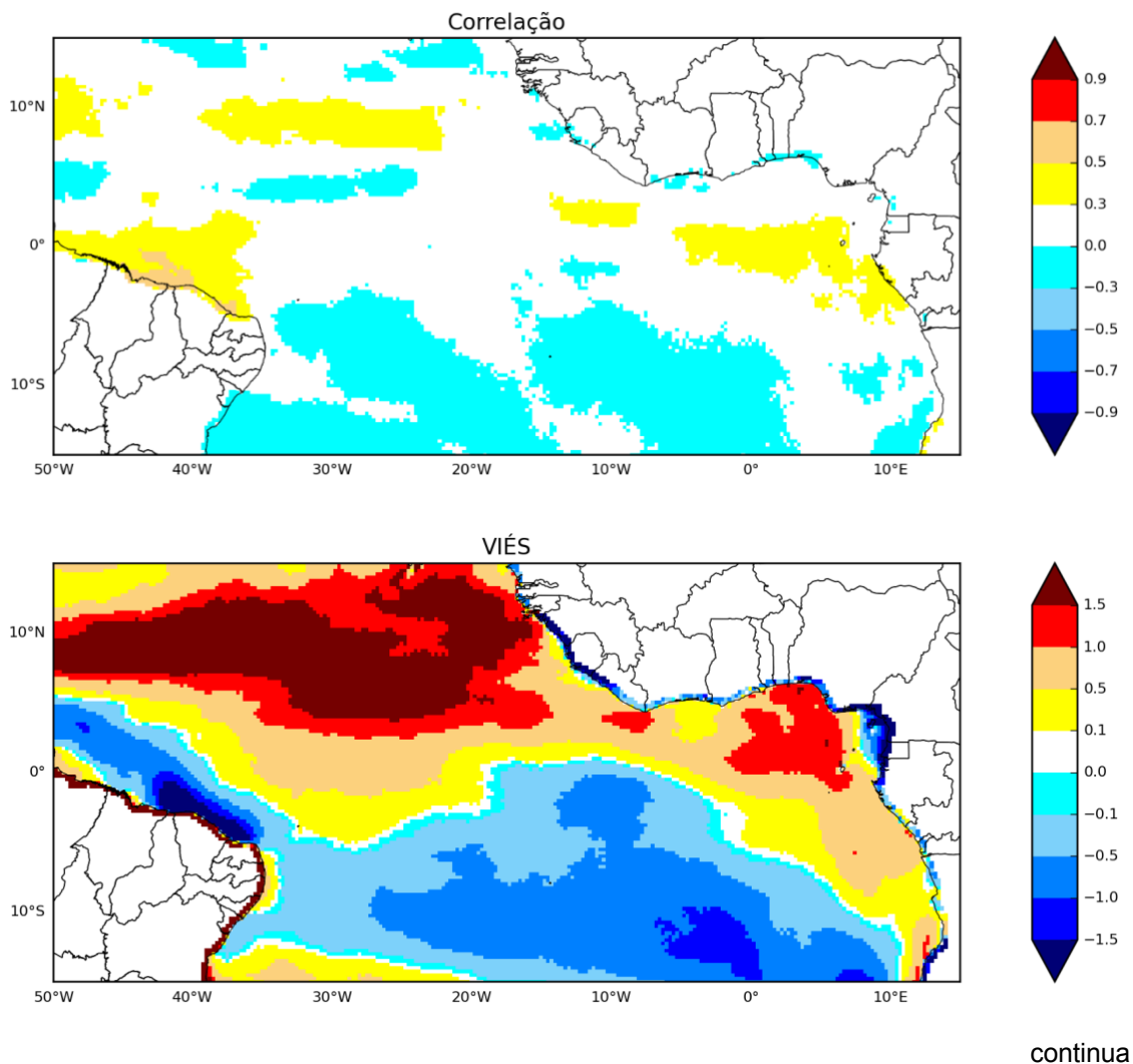
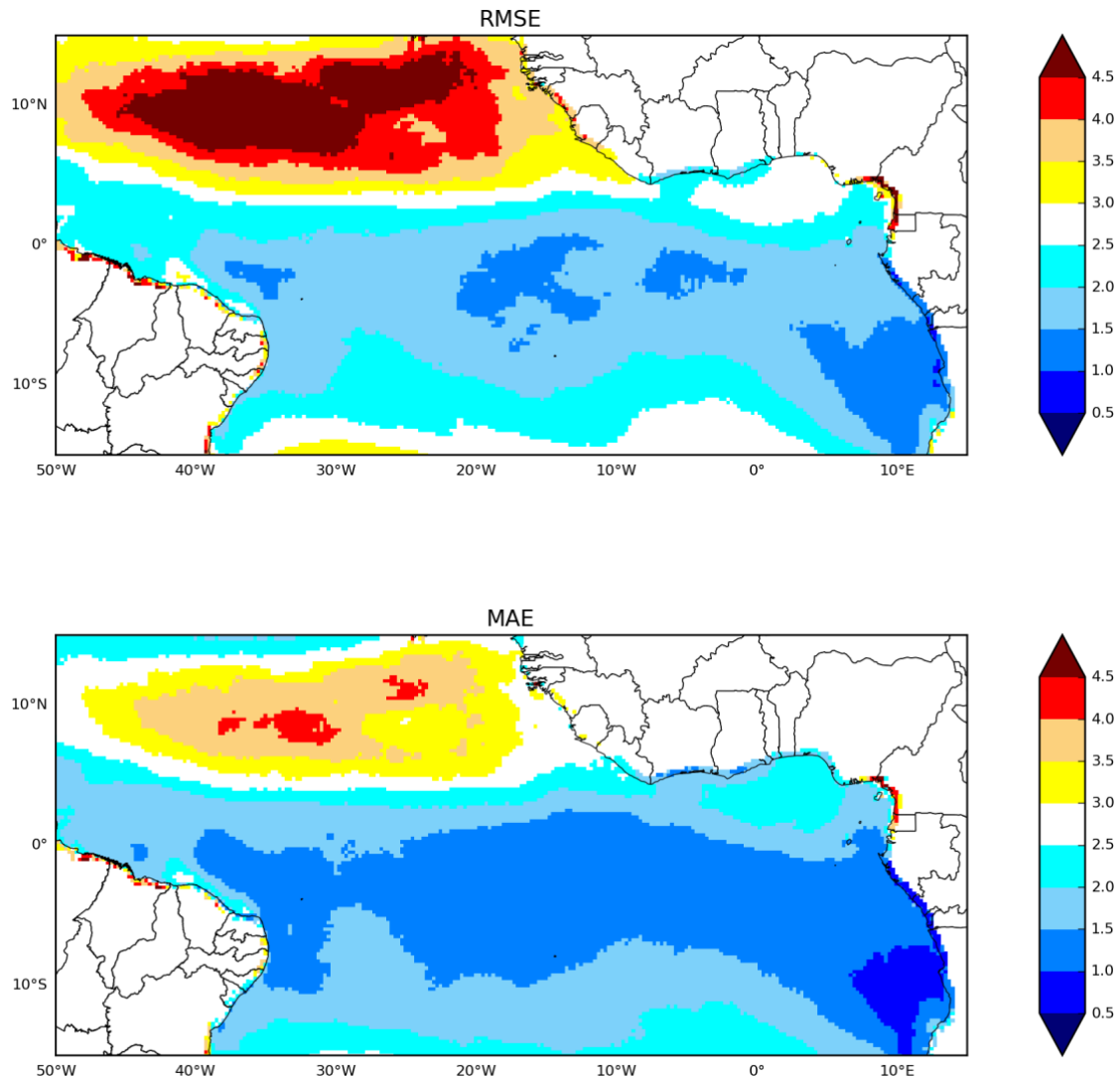


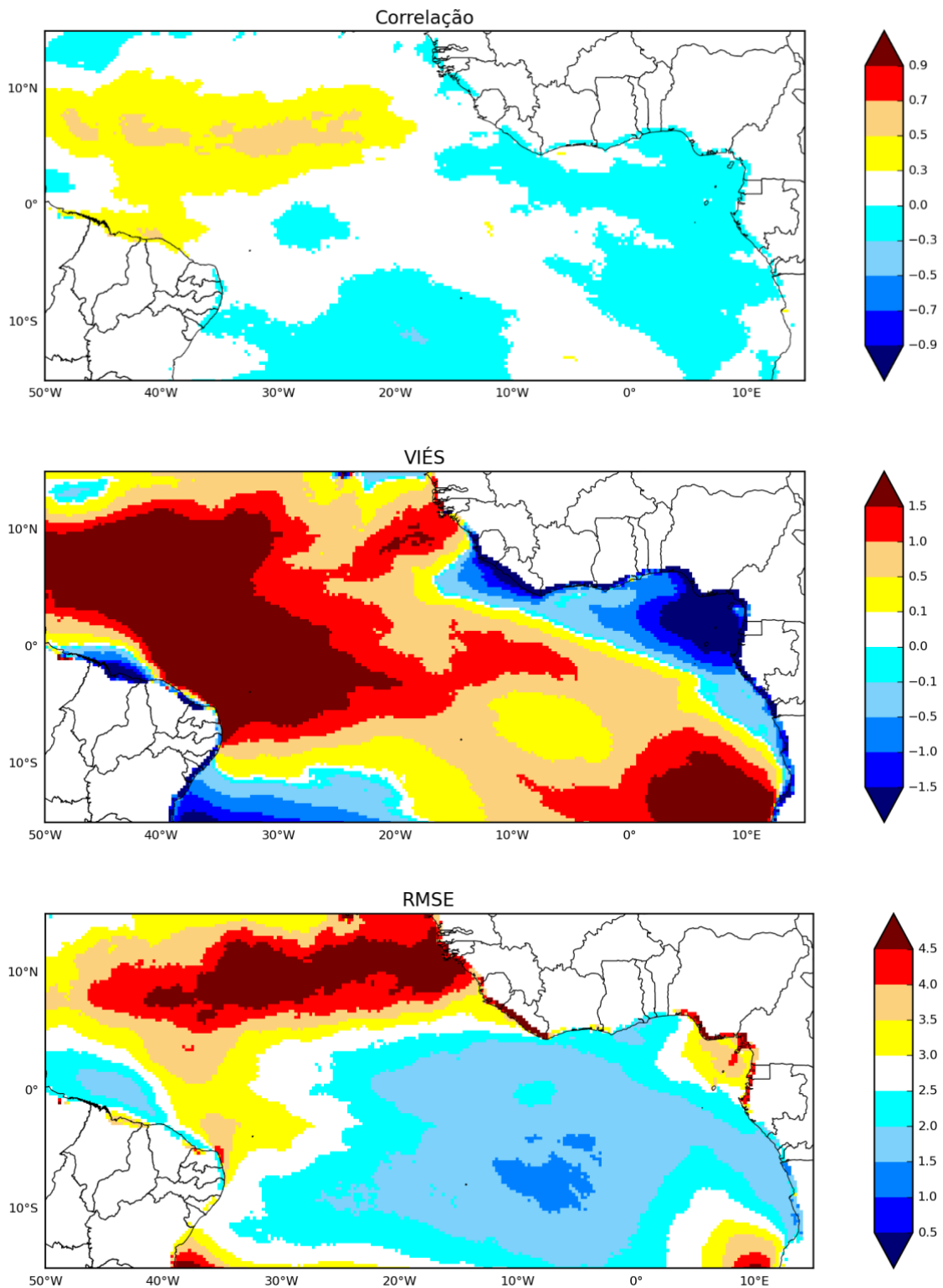
Figura 5.25 – Conclusão.



Fonte: Produção do autor.

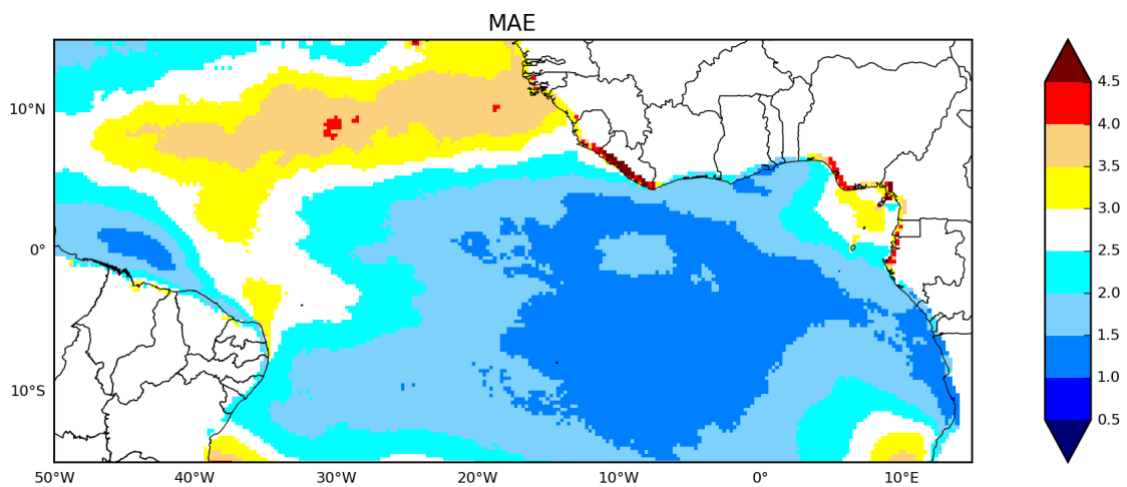
Para os campos de vento meridional (Figura 5.26) a maior parte da região de estudo se obteve correlações baixas entre os ventos zonais, variando de 0 à 0,3. Para a maior parte do hemisfério sul foram obtidas correlações negativas, variando de 0 à -0,3. O quadro do viés mostra que o COAWST superestima o vento zonal no hemisfério norte e no equador, próximo a região nordeste, com valores maiores que 1,5 e o subestima no hemisfério sul, com valores entre -0,1 e -1. Para o RMSE e o MAE os erros maiores que 4,5 e até 4,5, respectivamente, se deram na região do hemisfério norte. No equador e hemisfério sul os valores variaram de 1 a 2,5.

Figura 5.26 – Mapas de correlação, viés, RSME e MAE entre os dados de vento meridional do SEAWINDS e COAWST.



continua

Figura 5.26 – Conclusão.



Fonte: Produção do autor.

6 CONCLUSÕES

Neste trabalho foram estudadas as características da variabilidade interanual das OIT no AT para uma série de 27 anos (1991 – 2017), utilizando dados de satélite. Os dados filtrados de TSM e vento na banda de 20 a 40 dias permitiram a observação das características espectrais destas ondas, assim como os dados de modelagem numérica.

Estas análises mostraram que as OIT foram bem representativas durante todo o período e que os sinais destas ondas foram dominantes em 1°N, contudo foi mostrado que o sinal destas ondas foram identificados até a latitude de 4°N. Para o período de 1991 – 2017, os valores médios da velocidade de fase, período e comprimento de onda foram de 44cm/s, 28 dias e 1071 km para 1°N e 33 cm , 29 e 873 km para 4°N, respectivamente. Estes valores foram semelhantes aos encontrados por Weisberg e Weingartner (1988), Jochum et al. (2004), Caltabiano et al. (2005), Lyman et al. (2007) no OA e Hashizume et al. (2001), Pezzi et al. (2004) e Seo et al. (2007) para o OP.

Os campos da magnitude do vento e TSM nos trópicos são significativamente acoplados e suas interações garantem a possibilidade de observar suas características nas componentes do vento, com estrutura similar à observada nos campos de TSM . Além disso, foi mostrado, através do campos filtrados, que estas interações seguem um padrão de comportamento similar, corroborando com resultados de Caltabiano et al. (2005), Hayes e Wallace (1989) e Pezzi et al., (2004), Através da análise dos desvios padrão da TSM foi determinado que para a latitude 1°N o máximo de variabilidade se dá em torno de 15°W, contudo é possível observar diferenças interanuais.

A segunda parte deste estudo foi focado na modelagem numérica e na aplicação do filtro LOWESS para isolar o efeito dos processos de mesoescala oceânicas e analisar o seus impactos na atmosfera sobrejacente. Os resultados da simulação mostraram que os processos físicos necessários para a formação das OIT (cisalhamento de correntes e gradientes de temperatura), assim como o

desenvolvimento da língua fria do equador e o formato e região de ocorrência das OIT, foram bem representados pelo COAWST.

A variabilidade atmosférica associada aos efeitos de mesoescala foram analisadas através das diferenças entre a SSF e SCF nos campos espaciais de TSM, componente zonal e meridional do vento, magnitude do vento, precipitação, pressão, altura da PBL e temperatura do ar na superfície. Nestes campos foi possível observar o impacto da mesoescala na atmosfera entre os meses de junho e setembro, através das mudanças na intensidade e variabilidade temporal das variáveis. Foi observado um acoplamento positivo entre a TSM e o vento. Este acoplamento sugerido por Hayes e Wallace et al. (1989) para o Pacífico tropical, também pode ser observado na bacia do Atlântico tropical.

Os resultados obtidos da simulação numérica foram comparados com os dados de satélite (TSM, vento zonal e meridional), e dados observacionais coletados *in situ* (PIRATA). Através dos mapas de série temporal, para as boias localizadas no equador e nas longitudes 0°, 10°W, 23°W e 35°W foi possível observar que o COAWST representou bem os padrões de aumento e diminuição dos valores de TSM, contudo na longitude 0° notou-se alguns picos de temperatura maiores que os observados. Os resultados de RMSE e da correlação para as boias 10°W, 23°W e 35°W, se mostraram satisfatórios, obtendo-se erros abaixo de 0.3 e correlações acima de 0.6

Para a TSM foram observadas correlações maiores que 0.6 para quase toda a região de estudo. Na região onde se localizam as OIT esses valores ficaram entre 0.2 e 0.6, mostrando uma boa correlação entre o modelo e o dado observado. No campo de viés foi observado que o modelo estima bem as características dos campos observacionais valores negativos e próximos de zero na região oeste do Atlântico assim como mostra erros baixos para toda a região de estudo. As estatísticas para os campos zonal e meridional do vento foram semelhantes, onde apresentaram uma correlação positiva para o Atlântico Norte e correlação negativa para o Atlântico Sul. O modelo superestimou as componentes do vento zonal e meridional do vento no hemisfério norte e

subestimou no hemisfério sul, o que leva a erros altos nessas regiões, contudo erros na região de ocorrência das OIT foram menores.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AN, S. I. Interannual variations of the tropical ocean instability wave and ENSO. **Journal of Climate**, v. 21, n. 15, p. 3680-3686, 2008.

ARAKAWA, A.; LAMB, V. R. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. **Methods in computational physics**, v. 17, p. 173-265, 1977.

ATHIE G., MARIN F. Cross-equatorial structure and temporal modulation of intraseasonal variability at the surface of the Tropical Atlantic Ocean . **Journal of Geophysical Research-Oceans**, v.113, n,C8, e. 8020, 2008

BOOIJ, N. R. R. C.; RIS, R. C.; HOLTHUIJSEN, L. H. A third-generation wave model for coastal regions: part I: model description and validation. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. C4, p. 7649–7666, 1999.

BROWN, J.; COOLING, A.; PARK, D.; PHILLIPS, J.; ROTHERY, D.; WRIGHT, **Ocean circulation**. Oxford: Pergamon Press, 1989.

CALTABIANO, A. C. V.; ROBINSON, I. S.; PEZZI, L. P. Multi-year satellite observations of instability waves in the Tropical Atlantic Ocean. **Ocean Science**, v. 2, n. 1, p. 1-35, 2005.

CARTON, J. A. et al. Decadal and Interannual SST Variability in the Tropical Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 26, n. 7, p.1165-1175, 1996.

CARTON, J. A.; ZHOU, Z. Annual cycle of sea surface temperature in the Tropical Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. C13, p. 27813-27824, 1997.

CARTON, J.A.; GIESE, B. S.; SODA, A. Reanalysis of ocean climate. **Monthly Weather Review**, v. 534, n. 136, p. 2999-3017, 2008.

CARTON, J.A.; CAO, X.; GIESE, B.S.; SILVA, A.M. Decadal and interannual SST variability in the Tropical Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v.26, p.1165-1175, 1996.

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; DIAS, M. A. F. S.; SILVA, M. G. A. J. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

CHALLENGOR, P. G.; CIPOLLINI, P.; CROMWELL, D. Use of the 3D Radon transform to examine the properties of oceanic Rossby waves. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, 18(9), 1558-1566, 2001.

CHATFIELD, C. **The analysis of time series**: an introduction. New York: Chapman and Hall, 1989.

CHELTON, D. B.; SCHLAX, M. G. The resolution capability of an irregularly sampled dataset: With application to Geosat altimeter data. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 11, p. 534–550, 1994.

CHELTON, D. B.; ESBENSEN, S. K.; SCHLAX, M. G.; THUM, N.; FREILICH, M. H.; WENTZ, F. J.; GENTEMANN, C. L.; MCPHADEN, M. J.; SCHOPH, P. S. Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical Pacific. **Journal of Climate**, v.14, p.1479-1498, 2001.

CITEAU, J., FINAUD, L., CAMMAS, J. P., & DEMARCQ, H. Questions relative to ITCZ migrations over the tropical Atlantic Ocean, sea surface temperature and Senegal River runoff. **Meteorology and Atmospheric Physics**, 41(4), 181-190, 1989.

CLEVELAND, W. S.; DEVLIN, S. J. Locally weighted regression: an approach to regression analysis by local fitting. **Journal of the American Statistical Association**, v. 83, n. 403, p. 596–610, 1988.

CUSHMAN-ROISIN, B.; BECKERS, J.-M. **Introduction to geophysical fluid dynamics**: physical and numerical aspects. Hanover, New Hampshire: Academic Press, 2006

DIEDHIOU, A.; JANICOT, S.; VITARD, A.; DE FELICE, P.; LAURENT, H. Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and tropical Atlantic: results from NCEP/NCAR and ECMWF reanalysis. **Climate Dynamics**, v.15, p. 795-822, 1999.

DÜING, W.; HISARD, P.; KATZ, E.; MEINCKE, J.; MILLER, L.; MOROSHKIN, K. V.; PHILANDER, G. RIBNIKOV, A. A.; WEISBERG, R. Meanders and long waves in the Equatorial Atlantic. **Nature**, v. 257, n. 5524, p. 280-284, 1975.

FAIRALL, C. W.; BRADLEY, E. F.; ROGERS, D. P.; EDSON, J. B.; YOUNG, G. S. Bulk parameterization of air–sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere Coupled-ocean atmosphere response experiment. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. C2, p. 3747-3764, 1996.

FARRAR, J. T. Barotropic Rossby waves radiating from tropical instability waves in the Pacific Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 41, n. 6, p. 1160–1181, 2011.

FOLTZ, G. R.; GRODSKY, S. A.; CARTON, J. A.; MCPHADEN, M. J. Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 198, n. C5, e3146, 2003.

GOOS-BRASIL – The Global Ocean Observing System Brasil. PIRATA / PNBOIA, 2017. Disponível em: < <https://goo.gl/11ZQ1o> >. Acesso em: 25 dez. 2020.

GRODSKY, S. A.; CARTON J. A.; PROVOST C.; SERVAIN J.; LORENZZETTI J. A.; MCPHADEN M. J., Tropical instability waves at 0N, 23W in the Atlantic: A case study using Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) mooring data, **Journal of Geophysical Research**., 110, C08010, 2005.

HAIIDVOGEL, 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. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 32, n. 3/4, p. 239-281, 2000.

HAIIDVOGELA, D. B.; ARANGO, H.; BUDGELL, W. P.; CORNUELLE, B. D.; CURCHITSER, E.; LORENZO, E. Di; 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.; WILKINA, J. Regional ocean forecasting in terrain-following coordinates: model formulation and skill assessment. **Journal of Computational Physics**, v. 227, n. 7, p. 3595-3624, 2008.

HANSEN, D. V.; PAUL, C. A. Genesis and effects of long waves in the Equatorial Pacific. **Journal of Geophysical Research**, v. 89, n. C6, p. 10431-10440, 1984.

HASHIZUME, H.; XIE, S.P.; FUJIWARA, M.; SHIOTANI, M.; WATANABE, T.; TANIMOTO, Y.; LIU, W. T.; TAKEUCHI, K. Direct observations of atmospheric boundary layer response to SST variations associated with tropical instability waves over the eastern equatorial Pacific. **Journal of Climate**, v. 15, p. 3379–3393, 2002.

HASHIZUME, H.; XIE, S. P.; FUJIWARA, M.; SHIOTANI, M.; WATANABE, T.; TANIMOTO, Y.; LIU, W. T.; TAKEUCHI, K. Direct observations of atmospheric boundary layer response to SST variations associated with tropical instability waves over the eastern equatorial Pacific. **Journal of Climate**, v. 15, p. 3379–3393, 2002.

HASHIZUME, H.; XIE, S. –P.; LIU, W. T.; TAKEUCHI, K., Local and remote atmospheric to tropical instability waves: a global view from space. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. D10, 2001.

HASTENRATH, S.; GREISCHAR, L. Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, p. 5093-5102, 1993.

HASTENRATH, S. Circulation and teleconnection mechanisms of Northeast Brazil droughts. **Progress In Oceanography**, v. 70, n. 2/4, p.407-415, 2006.

HAYES, S. P.; MCPHADEN, M. J.; WALLACE, J. M. The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: weekly to monthly variability. **Journal of Climate**, v. 2, p. 1500–1506, 1989.

JACOB, R.; LARSON, J.; ONG, E. M × N communication and parallel interpolation in CCSM3 using the Model Coupling Toolkit. **International Journal of High Performance Computing Applications**, v.19, n.3, p.293-307, 2005.

JOCHUM, M.; CRONIN, M. F.; KESSLER, W. S.; SHEA, D. Observed horizontal temperature advection by tropical instability waves. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 9, L09604, 2007.

JOCHUM, M.; MALANOTTE-RIZZOLI, P.; BUSALACCHI, A. Tropical instability waves in the Atlantic Ocean. **Ocean Modelling**, v. 7, n. 1/2, p. 145-163, 2004.

JOCHUM, M.; MURTUGUDDE, R. Internal variability of the tropical Pacific Ocean. *Geophysical Research Letters*, v. 31, n. 14, 2004.

JOHNSON, N. C.; XIE, S. P. Changes in the sea surface temperature threshold for tropical convection, *Nature Geoscience*, v.3, p. 842–845, 2010.

JOUANNO, J.; MARIN, F.; DU PENHOAT, Y.; MOLINES, J. M.; SHEINBAUM, J. Seasonal modes of surface cooling in the Gulf of Guinea. **Journal of Physical Oceanography**, v. 41, p.1408-1416, 2011.

KENNAN, S. C.; FLAMENT, P. J. Observations of a tropical instability vortex. **Journal of Physics Oceanography**, v. 30, p. 2277–2301, 2000.

KIRBY, J. T; CHEN, T. M. Surface waves on vertically sheared flows: approximate dispersion relations. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. C1, p. 1013-1027, 1989.

KNOX, R. A.; ANDERSON, D. L. T. Recent advances in the study of the low-latitude ocean circulation. **Progress in Oceanography**, v. 14, p. 259-317, 1985.

LAPRISE, R. The Euler Equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 1, p. 197-207, 1992.

LARSON, J.; JACOB, R.; ONG, E. The model coupling toolkit: a new Fortran90 Toolkit for building multi-physics parallel coupled models. **International Journal of High Performance Computing Applications**, v.19, n.3, p.277-292, 2005.

LAU, K.-M.; WU, H.-T.; BONY S. The role of large-scale atmospheric circulation in the relationship between tropical convection and sea surface temperature. **Journal of Climate**, v.10, p. 318-392, 1997.

LEE, S. K.; CSANADY, G.T. Warm water formation and escape in the upper tropical Atlantic ocean 1: a literature review. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. C12, p. 29561-29571, 1999.

LEGECKIS, G.; REVERDIN, G. Long waves in the Equatorial Atlantic Ocean during 1983. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. C3, p. 2835-2842, 1987.

LEGECKIS, R. Long waves in the Eastern Equatorial Pacific Ocean: a view from a geostationary satellite. **Science**, v. 197, p. 1179-1181, 1977.

LIU, T. W.; XIE, X.; POLITO, P. S.; XIE, S.; HASHIZUME, H. Atmospheric manifestation of tropical instability wave observed by QuikSCAT and Tropical Rain Measuring Mission. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 16, p. 2545–2548, 2000.

LINDZEN, R. S.; NIGAM, S.: On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 44(17), 2418-2436, 1987.

LUMPKIN, R.; GARZOLI, S. L. Near-surface circulation in the Tropical Atlantic Ocean. **Deep-Sea Research I**, v. 52, n. 3, p. 495-518, 2005.

LYMAN, J. M.; JOHSON, G. C.; KESSLER, W. S. Distinct 17- and 33- day tropical instability waves in subsurface observations. **Journal of Physical Oceanography**, v. 37, n. 4, p. 855-872, 2007.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 20, p. 851-875.1982.

MILLER, L.; WATTS, D.; WIMBUSH, M. Oscillations of dynamic topography in the eastern equatorial Pacific. **Journal of Physical Oceanography**, v.15, p.1759–1770, 1985.

NEELIN, J. D.; BATTISTI, D. S.; HIRST, A. C.; JIN, F. F.; WAKATA, Y.; YAMAGATA, T.; ZEBIAK, S. E. ENSO theory. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v.103, p.14261-14290, 1998.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variation of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, p. 2464-2479, 1996.

PÉREZ, V.; FERNÁNDEZ, E.; MARAÑÓN, E.; SERRET, P.; GARCÍA-SOTO, C. Seasonal and interannual variability of chlorophyll a and primary production in the Equatorial Atlantic: in situ and remote sensing observations. **Journal of Plankton Research**, v. 27, n. 2, p. 189–197, 2005.

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, n. 1, p. 1-73, 1991.

PEZZI, L. P.; VIALARD, J.; RICHARDS, K. J.; MENKES, C.; ANDERSON, D. Influence of ocean-atmosphere coupling on the properties of tropical instability waves. **Geophysical Research Letters**, v. 31, L16306, 2004.

PEZZI, L. P.; RICHARDS, K. J. Effects of lateral mixing on the mean state and eddy activity of an equatorial ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. C12, p. 3371, 2003.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; DOURADO, M. S.; GARCIA, C. A. E.; MATA, M. M.; SILVA-DIAS, M. A. F. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Geophysical Research Letters**, v. 32, p. L22603, 2005.

PHILANDER, S. G. H. Atlantic ocean equatorial currents. **Encyclopedia of Ocean Sciences**, p. 188-191, 2001.

PHILANDER, S. G. H. **El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation**. Berlin: Springer, 1990.

PHILANDER, S. G. H. Instabilities of zonal equatorial currents, 2. **Journal of Geophysical Research**, v. 83, n. C7, p. 3679-3682, 1978.

PHILANDER, S. G. H. Upwelling in the Gulf of Guinea. **Journal of Marine Research**, v. 37, n. 1, p. 23-33, 1979.

PHILANDER, S. G. H.; GU, D.; HALPERN, D.; LAMBERT, G.; LAU, N. C.; LI, T.; PACANOWSKI, R. C. Why the ITCZ is mostly north of the Equator. **Journal of Climate**, v. 9, n. 12, p. 2958-2972, 1996.

REYNOLDS, R. W. Impact of Mount Pinatubo aerosols on satellite-derived sea surface temperatures. **Journal of climate**, 6(4), 768-774, 1993.

SAMELSON, R. M.; SKYLLINGSTAD, E. D.; CHELTON, D. B.; ESBENSEN, S. K.; O'NEILL, L. W.; THUM, N. On the coupling of wind stress and sea surface temperature. **Journal of Climate**, v. 19, n.8, e15571566, 2006.

SCHOTT, F.; CARTON, J.; HAZELEGER, W.; JOHNS, W.; KUSHNIR, Y.; REASON, C.; XIE, S. P.; BOURLES, B.; DOMMENGET, D.; LATIF, M.; MALANOTTE-RIZZOLI, P.; ZHANG, C. **White paper on a "Tropical Atlantic Climate Experiment"**. Washington, USA: US Clivar, 2004.

SEAGER, R.; NAIK, N.; BAETHGEN, W.; ROBERTSON, A.; KUSHNIR, Y.; NAKAMURA, J.; JURBURG, S. Tropical oceanic causes of the interannual to Multidecadal precipitation variability in Southeast South America over the past century. **Journal of Climate**, v. 15, p. 5517-5539, 2010.

SEO, H.; JOCHUM, M.; MURTUGUDDE, R.; MILLER, A. J. Effect of ocean mesoscale variability on the mean state of tropical Atlantic climate. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 9, 2006.

SEO, H.; JOCHUM, M.; MURTUGUDDE, R.; MILLER, A. J.; ROADS, J. O. Feedback of tropical instability-wave-induced atmospheric variability into the ocean, **Journal of Climate**, v. 20, p. 5842-5855, 2007.

SEO, H.; MURTUGUDDE, R.; JOCHUM, M.; MILLER, A. Modeling of mesoscale coupled ocean–atmosphere interaction and its feedback to ocean in the Western Arabian Sea. *Ocean Model*, v. 25, p. 120–131, 2008.

SERVAIN, J.; BULASALACCHI, A. J.; MCPHADEN, M. J.; MOURA, A. D.; REVERDIN, G.; VIANNA, M.; ZEBIAK, S. E. A pilot research moored array in the tropical Atlantic (PIRATA). *Bulletin American Meteorological Society*, v. 79, n.10, p.2019-2031, 1998.

SHCHEPETKIN, A. F.; McWILLIAMS, J. C. The regional ocean modeling system: a split-explicit, free-surface, topography-following coordinates ocean mode. *Ocean Modelling*, v. 9, p. 347-404. 2005.

SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. A method for computing horizontal pressure gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, n. C3, 3090. 2003.

SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, v. 9, p. 2464-2479, 1996.

SILVA DIAS, P. L.; MARENGO, J. A. Águas Atmosféricas. In: REBOUÇAS, A. C.; BRAGA, B.; TUNDISI, J. G. (Ed). **Águas doces no Brasil: capital ecológico, uso e conservação**. São Paulo: Escrituras Editora, 1999. cap 3, p. 65-115.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; WANG, W.; POWERS, J. G. **A Description of the Advanced Research WRF Version 2**. NCAR Technical Note, NCAR/TN-468+STR, 2005.

STRAMMA, L.; SCHOTT, F. The mean flow field of the Tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research II*, v. 46, n. 1/2, p. 279-303, 1999.

STRUTTON, P. G.; PALACZ, A. P.; DUGDALE, R. C.; CHAI, F.; MARCHI, A.; PARKER, A. E.; HOGUE, V.; WILKERSON, F. P. The impact of equatorial Pacific tropical instability waves on hydrography and nutrients: 2004-2005. *Deep Sea Research Part II*, v. 58, n. 3, p. 284–295, 2011.

TAYLOR, M. A.. Influence of the tropical Atlantic versus the tropical Pacific on Caribbean rainfall. *Journal of Geophysical Research*, [s.l.], v. 107, n. 9, p. 3127-3135, 2002.

TERNON, J. F.; OUDOT, C.; DESSIER, A.; DIVERRES, D. A seasonal tropical sink for atmospheric CO₂ in the Atlantic Ocean: the role of the Amazon River discharge. *Marine Chemistry*, v. 68, n. 3, p. 183–201, 2000.

THUM, N.; ESBENSEN, S.; MCPHADEN, M. J. Air-sea heat exchange along the northern sea surface temperature front in the eastern tropical Pacific. *Journal of Climate*, v. 15, p. 3361-3378, 2002.

UVO, C. R. B.; NOBRE, C. A. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. parte I: a posição da ZCIT no Atlântico Equatorial. **Climanálise**, v. 4, n. 7, p. 34-40, 1989.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Recife, 2006.

VON SCHUCKMANN, K., BRANDT, P., & EDEN, C. Generation of tropical instability waves in the Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, 113(C8), 2008.

WALISER, D. E. Intertropical convergence zones. In: HOLTON, J. R.; CURRY, J. A.; PYLE, J. A. (Ed). **Encyclopedia of atmospheric sciences**. San Diego: Academic, 2003. P.2325-2334.

WANG, H.; FU, R. The influence of Amazon rainfall on the Atlantic ITCZ through convectively coupled Kelvin waves. **Journal of Climate**, v. 20, n. 7, p. 1188-1201, 2007.

WARNER, J. C.; ARMSTRONG, B.; HE, R.; ZAMBON, J. B. Development of a Coupled Ocean–Atmosphere–Wave–Sediment Transport (COAWST): modeling system. **Ocean Modelling**, v. 35, n. 3, p. 230-244, 2010.

WARNER, J. C.; SHERWOOD, C. R.; SIGNELL, R. P.; HARRIS, C. K.; ARANGO, H. G. Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model. **Computers and Geosciences**, v. 34, n. 10, p.1284-1306, 2008.

WEISBERG, R. H. Equatorial waves during GATE and their relation to the mean zonal circulation. **Deep-Sea Research – Supl. II**, v. 26, p. 179-198, 1979.

WEISBERG, R. H.; WEINGARTNER, T. J. Instability waves in the equatorial Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 18, n. 11, p. 1641-1657, 1988.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. Boston: Elsevier Academic Press, 2006.

WILLET, C. S.; LEBEN, R. R.; LAVÍN, M. F. Eddies and tropical instability waves in the eastern tropical Pacific: review. **Progress in Oceanography**, v. 69, n. 2/4, p. 218-238, 2006.

WILSON, W. D.; LEETMAA, A. Acoustic doppler current pro- filing in the equatorial Pacific in 1984. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, p.13 947–13 966, 1988.

WILSON, W. D.; JOHNS, E.; MOLINARI, R. L. Upper layer circulation in the western tropical North Atlantic Ocean during August 1989. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. C11, p. 22513-22523, 1994.

XIE, S. P.; ISHIWATARI, M.; HASHIZUME, H.; TAKEUCHI, K. Coupled ocean-atmospheric on the equatorial front. **Geophysical Research Letters**, v. 25, p. 3863- 3866, 1998.

YU, J. Y.; LIU, W. T. A linear relationship between ENSO intensity and tropical instability wave activity in the eastern Pacific Ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 14, p. 1735, 2003

YU, Z.; MCCREARY JR, J. P.; PROEHL, J. A. Meridional asymmetry and energetics of tropical instability waves. **Journal of Physical Oceanography**, v. 25, n. 12, p. 2997-3007, 1995.

ZHANG, H.-M; BATES J. J; Reynolds R. W: Assessment of composite global sampling: Sea surface wind speed, **Geophysical Research Letters**, 33, L17714, 2006.