



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m18/2011/10.29.17.29-TDI

IMPACTO DA TSM DE ALTA RESOLUÇÃO EM SIMULAÇÕES DE PREVISÃO NUMÉRICA DO TEMPO NA REGIÃO DA CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS

Walid Maia Pinto Silva e Seba

Dissertação de Mestrado do Curso
de Pós-Graduação em Meteorolo-
gia, orientada pelo Dr. Luciano
Ponzi Pezzi, aprovada em 01 de de-
zembro de 2011.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3AMLGM5>>

INPE
São José dos Campos
2011

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Membros:

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr^a Regina Célia dos Santos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Horácio Hideki Yanasse - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Deicy Farabello - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Vivêca Sant'Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m18/2011/10.29.17.29-TDI

IMPACTO DA TSM DE ALTA RESOLUÇÃO EM SIMULAÇÕES DE PREVISÃO NUMÉRICA DO TEMPO NA REGIÃO DA CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS

Walid Maia Pinto Silva e Seba

Dissertação de Mestrado do Curso
de Pós-Graduação em Meteorolo-
gia, orientada pelo Dr. Luciano
Ponzi Pezzi, aprovada em 01 de de-
zembro de 2011.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3AMLGM5>>

INPE
São José dos Campos
2011

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Seba, Walid Maia Pinto Silva e.
Se21i Impacto da TSM de alta resolução em simulações de previsão
numérica do tempo na região da confluência Brasil-Malvinas / Wa-
lid Maia Pinto Silva e Seba. – São José dos Campos : INPE, 2011.
xxxiv + 145 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m18/2011/10.29.17.29-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional
de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011.

Orientador : Dr. Luciano Ponzí Pezzi.

1. Interação oceano-atmosfera. 2. Previsão numérica do tempo.
3. Confluência Brasil-Malvinas. I.Título.

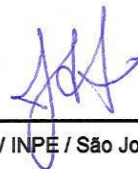
CDU 551.509.313

Copyright © 2011 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2011 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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

Dr. José Antônio Aravéquia



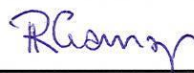
Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Luciano Ponzi Pezzi



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

Dr. Ricardo de Camargo



Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

☒ unanimidade

Aluno (a): Walid Maia Pinto Silva e Seba

São José dos Campos, 01 de dezembro de 2011

“Nasce o sol, e o sol se põe... tudo sempre volta para o lugar de onde nasceu. O tempo nunca fica parado. Parece o vento, vai para o sul e lá no frio fica ainda mais frio. Depois gira, gira, gira no rumo do norte e tudo começa de novo...”

Personagem Ana Terra, da obra “O tempo e o vento” de Érico Veríssimo.

“Subiu Ele a uma barca com seus discípulos. De repente, desencadeou-se sobre o mar uma tempestade tão grande, que as ondas cobriam a barca. Ele, no entanto, dormia. Os discípulos chegaram-se a Ele e o acordaram, dizendo: Senhor, salva-nos, nós perecemos! E Jesus perguntou: Por que este medo, gente de pouca fé? Então, levantando-se, deu ordens aos ventos e ao mar, e fez-se uma grande calmaria. Admirados, diziam: Quem é este homem a quem até os ventos e o mar obedecem?”

Evangelho Segundo São Mateus 8, 23-27.

A meus pais Marlene e Abud,
acima de tudo, pelos exemplos de vida e por
minha formação religiosa, moral e intelectual.

AGRADECIMENTOS

Minha existência está muito ligada à meteorologia. Minha mãe, pesquisadora do Instituto Nacional de Meteorologia, conheceu meu pai, chefe da Divisão de Hidrologia do Departamento Nacional de Obras e Saneamento, quando este foi apresentado a ela, para verificar dúvidas e sugestões bibliográficas sobre o regime pluviométrico no Cento-Oeste do Brasil.

A contribuição de minha mãe na formação de jovens pesquisadores no pioneirismo da moderna meteorologia brasileira, durante o exercício de seu cargo, foi vital para o despertar de minha motivação no estudo das ciências atmosféricas.

À minha namorada Clarissa por todo o seu amor e carinho e pela compreensão da dedicação exigida pelo curso de mestrado.

Ao meu orientador, Dr. Luciano Ponzi Pezzi, pelo incentivo a minha criatividade, pelo apoio em minha pesquisa e pela camaradagem de nosso convívio.

Aos amigos Álvaro, Demerval, Márcio, Paulo e Rildo pela ajuda fundamental no uso de ferramentas utilizadas que permitiram almejar os resultados apresentados.

À Marinha do Brasil, e em especial à Diretoria de Hidrografia e Navegação, esta Instituição que está diretamente associada a minha vida pessoal e profissional, que fomentou meu desejo de estudar a previsão do tempo, quando que nos passadiços dos navios onde naveguei pude me fascinar pelo dinamismo do tempo, a ação do mar e do vento, suas nuances, seus mistérios e suas peculiaridades.

Mas acima de tudo a Deus, pela providência e pelos desígnios durante toda a minha vida e especialmente no período deste curso.

RESUMO

Este estudo investiga os processos de interação oceano-atmosfera afetos à temperatura da superfície do mar (TSM), como condição de contorno em um modelo de previsão numérica do tempo (PNT), na circulação atmosférica. Para tal, foi utilizado o banco de dados de TSM de alta resolução (0,05°) Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA), como condição de contorno para o modelo numérico Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS). Estes resultados foram comparados, pelas diferenças dos valores de raiz do erro quadrático médio e de viés, com simulações que utilizaram o banco de dados (1°) Optimum Interpolation Sea Surface Temperature Analysis version 2 (OISSTv2), na região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM). A CBM é uma importante frente oceânica existente na bacia do Oceano Atlântico Sul, e devido à sua importância em diversos fenômenos oceanográficos, com conseqüentes aplicações meteorológicas afetas a América do Sul, foi escolhida para o presente estudo. Inicialmente, foi verificada a sensibilidade do modelo numérico referente à acurácia das previsões processadas à utilização dos aludidos bancos de dados de TSM em simulações de resolução espacial de grade de 20 km. Em uma segunda avaliação foi realizado um estudo de caso associado ao deslocamento de um ciclone extratropical, cujos processos de ciclogênese e ciclólise ocorreram no Atlântico Sul, utilizando os mesmos bancos de dados de TSM em simulações de resolução espacial de grade de 3 km. Os resultados mostram que as simulações utilizando o banco de dados de TSM OSTIA, como condição de contorno, melhorou o desempenho do modelo BRAMS, resultando em geral, uma maior acurácia na previsibilidade dos campos meteorológicos analisados. Resultados mais significativos foram verificados nas áreas oceânicas e com maior ênfase nas simulações de resolução espacial de grade de 3 km.

THE IMPACT OF HIGH RESOLUTION SST IN NUMERICAL WEATHER PREDICTION SIMULATIONS IN BRAZIL-MALVINAS CONFLUENCE REGION

ABSTRACT

This study investigates the processes of ocean-atmosphere interaction affects the sea surface temperature (SST) as boundary condition in a model of a numerical weather prediction (NWP), in the atmospheric circulation. To this end, we used the database of high resolution SST (0.05°) Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA), in numerical model simulations, using the Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS). Compared were these results by the difference of root mean square and bias, with simulations that uses the database (1°) Optimum Interpolation Sea Surface Temperature Analysis version 2 (OISSTv2), in the region of the Brazil-Malvinas Confluence (BMC). The BMC is an important front in the ocean basin of the South Atlantic Ocean and because of its importance in many oceanographic process, related with meteorological applications that affects South America, was chosen for this study. Initially, the accuracy of this numerical model, with the previsions of the applications in SST databases referred, in simulations with spatial resolution of 20 km grid, was verified. In the second evaluation, the case study was conducted associated with the displacement of an extratropical cyclone, which processes of cyclogenesis and cyclolysis occurred in the South Atlantic, with the same SST databases using, in a 3 km spatial grid simulations resolutions. The results show that the simulations using the SST database OSTIA, as boundary condition, improve the BRAMS performance, resulting, in generally, in more accurate predictions of meteorological fields analyzed. Were more significant results verified in oceanic areas, with more emphasis in the 3 km grid spatial resolution simulations.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 - Correntes oceânicas no Atlântico Sul.	8
Figura 2.2 - Perfis de Temperatura (K) na atmosfera e no oceano medidos, ao longo da trajetória do NApOc “Ary Rongel”, durante o período de 1 a 3 de novembro de 2004. Os vetores de vento meridional (m/s) estão superpostos na figura.....	15
Figura 2.3 - Grade do tipo C de Arakawa, h: variáveis termodinâmicas; u: componente zonal; v: componente meridional do vento..	24
Figura 3.1 - Definição de TSM	37
Figura 3.2 - Correlação temporal entre o índice AAO e os campos de TSM nos meses de janeiro (a), fevereiro (b), março (c), abril (d), maio (e) e junho (f), no período de janeiro de 1982 à janeiro de 2010.....	47
Figura 3.3 - Correlação temporal entre o índice AAO e os campos de TSM nos meses de julho (a), agosto (b), setembro (c), outubro (d), novembro (e) e dezembro (f), no período de janeiro de 1982 à janeiro de 2010	48
Figura 3.4 - Em branco a área de grade da “Rodada 20 km”	50
Figura 3.5 - Domínio da “Rodada Ciclone”. Em branco, a trajetória do ciclone com os respectivos valores de pressão ao nível médio do mar associados aos horários sinóticos. Em vermelho as grades principal e secundária da simulação “Rodada Ciclone Início” e em preto as grades principal e secundária da simulação “Rodada Ciclone Desenvolvido.”	53
Figura 3.6 - Imagens satélites do horário de 00Z, dos dias 21 (a), 22 (b), 23 (c) e 24 (d) de agosto de 2009. Em vermelho a indicação do ciclone extratropical utilizado no estudo de caso.....	54
Figura 3.7 - Campos de pressão ao nível médio do mar, a partir de dados de reanálise do CFSR do horário de 00Z, dos dias 21 (a), 22 (b), 23 (c) e 24 (d) de agosto de 2009.....	54
Figura 4.1 - Campo da média climatológica de TSM para os meses de novembro entre os anos de 1982 e 2009 (a), campos de anomalia de TSM referente aos meses de novembro de 2007 (b), novembro de 2008 (c) e novembro de 2009 (d).....	59
Figura 4.2 - Decêndios dos campos de TSM “OISSTv2” e “OSTIA” e a diferença entre eles. Primeiro decêndio “OISSTv2” (a), primeiro decêndio “OSTIA” (b), diferença entre campos do primeiro decêndio (c), segundo decêndio “OISSTv2” (d), segundo decêndio “OSTIA” (e), diferença entre campos do segundo decêndio (f), terceiro decêndio “OISSTv2” (g), terceiro decêndio “OSTIA” (h), diferença entre campos do terceiro decêndio (i).....	61

Figura 4.3 - Séries temporais de REQM para temperatura do ar a 2 metros entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, considerando apenas a região oceânica. No eixo vertical são representados valores em °C e no eixo horizontal o dia do mês de novembro de 2009, referente ao horário de 24 (a), 48 (b), 72 (c), 96 (d), 120 (e) e 144 (f) horas.....63

Figura 4.4 - Série temporal das médias de REQM de temperatura do ar a 2 metros para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, considerando apenas a região oceânica. No eixo vertical são representados valores em °C e no eixo horizontal o horário da previsão a partir do horário inicial da simulação realizada.....63

Figura 4.5 - Série temporal das médias de REQM de temperatura do ar a 2 metros para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise. No eixo vertical são representados valores em °C e no eixo horizontal o horário da previsão a partir do horário inicial da simulação realizada, considerando apenas a região continental da área de estudos (a) e considerando a área total (b).....64

Figura 4.6 - Campos espaciais de temperatura do ar a 2 metros de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes às condições “OISSTv2” (a) e “OSTIA” (b), para as previsões de 48 horas.....65

Figura 4.7 - Séries temporais de REQM para pressão ao nível médio do mar entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise. No eixo vertical são representados valores em hPa e no eixo horizontal o dia do mês de novembro de 2009, referente ao horário de 24 (a), 48 (b), 72 (c), 96 (d), 120 (e) e 144 (f) horas.....66

Figura 4.8 - Série temporal das médias de REQM de pressão ao nível médio do mar para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise. No eixo vertical são representados valores em hPa e no eixo horizontal o horário da previsão a partir do horário inicial da simulação realizada, considerando apenas a região oceânica da área de estudos (a) e considerando a área total (b).....67

Figura 4.9 - Campos espaciais de pressão ao nível médio do mar de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes às condições “OISSTv2” (a) e “OSTIA” (b), para as previsões de 120 horas.....67

Figura 4.10 - Séries temporais de REQM para fluxo de calor latente em superfície entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise. No eixo vertical são representados valores em W/m² e no eixo horizontal o dia do mês de novembro de 2009, referente ao horário de 24 (a), 48 (b), 72 (c), 96 (d), 120 (e) e 144 (f) horas.....69

Figura 4.11 - Série temporal das médias de REQM de fluxo de calor latente em superfície para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de

reanálise. No eixo vertical são representados valores em W/m^2 e no eixo horizontal o horário da previsão a partir do horário inicial da simulação realizada.....70

Figura 4.12 - Campos espaciais de fluxo de calor latente em superfície de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes às condições “OISSTv2” (a) e “OSTIA” (b), para as previsões de 6 horas.....70

Figura 4.13 - Séries temporais de REQM para fluxo de calor sensível em superfície entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise. No eixo vertical são representados valores em W/m^2 e no eixo horizontal o dia do mês de novembro de 2009, referente ao horário de 24 (a), 48 (b), 72 (c), 96 (d), 120 (e) e 144 (f) horas.....72

Figura 4.14 - Série temporal das médias de REQM de fluxo de calor sensível em superfície para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise. No eixo vertical são representados valores em W/m^2 e no eixo horizontal o horário da previsão a partir do horário inicial da simulação realizada.....73

Figura 4.15 - Campos espaciais de fluxo de calor sensível em superfície de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes às condições “OISSTv2” (a) e “OSTIA” (b), para as previsões de 6 horas.....73

Figura 4.16 - Série temporal de REQM para radiação de onda longa emergente na superfície entre as simulações realizadas para 24 horas de previsão (a), e série temporal das médias das diferenças de REQM para cada horário de previsão (b), entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise. No eixo vertical são representados valores em W/m^2 , para ambos os gráficos e no eixo horizontal o dia do mês de novembro de 2009 (a) e o horário da previsão a partir do horário inicial da simulação realizada (b).....74

Figura 4.17 - Campos espaciais de fluxo de radiação de onda longa emergente na superfície de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes às condições “OISSTv2” (a) e “OSTIA” (b), para as previsões de 24 horas.....75

Figura 4.18 - Série temporal das médias de REQM de intensidade do vento horizontal em superfície para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise. No eixo vertical são representados valores em m/s e no eixo horizontal o horário da previsão a partir do horário inicial da simulação realizada.....77

Figura 4.19 - Campos espaciais de intensidade do vento horizontal em superfície de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes às condições “OISSTv2” (a) e “OSTIA” (b), para as previsões de 144 horas.....77

Figura 4.20 - Séries temporais de REQM para precipitação entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados Merge. No eixo vertical são representados valores em $mm/24$

horas e no eixo horizontal o dia do mês de novembro de 2009, referente ao horário de 24 (a), 48 (b), 72 (c), 96 (d), 120 (e) e 144 (f) horas.....79

Figura 4.21 - Série temporal das médias de REQM de precipitação para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados Merge. No eixo vertical são representados valores em mm/24 horas e no eixo horizontal o horário da previsão a partir do horário inicial da simulação realizada.....79

Figura 4.22 - Campos espaciais de precipitação de vís (sombreado) e de REQM (contorno), referentes às condições “OISSTv2” (a) e “OSTIA” (b), para as previsões de 144 horas.....80

Figura 5.1 - Campos das médias de TSM “OISSTv2” (a) e “OSTIA” (b) e a diferença entre eles, tendo destaque em vermelho para as grades secundárias da simulação “Rodada Ciclone Início”, mais a oeste e da simulação “Rodada Ciclone Desenvolvido”, mais a leste, referentes ao período de 16 a 24 de agosto de 2009.....82

Figura 5.2 - Séries temporais de REQM para a previsão de temperatura do ar a 2 metros entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início”, (a), (c), (e) e (g) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (b), (d), (f) e (h), ambas respectivamente para os horários de 24, 48, 72 e 96 horas. No eixo vertical são representados valores em °C e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.....85

Figura 5.3 - Série temporal das médias de REQM de temperatura do ar a 2 metros para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início” (a) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido” (b). No eixo vertical são representados valores em °C e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.....85

Figura 5.4 - Campos espaciais de temperatura do ar a 2 metros de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes a previsão de 78 horas para a “Rodada Ciclone Início”, (a) e (b) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (c) e (d), respectivamente para a condição “OISSTv2” e “OSTIA”.....86

Figura 5.5 - Séries temporais de REQM para a previsão de pressão ao nível médio do mar entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início”, (a), (c), (e) e (g) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (b), (d), (f) e (h), ambas respectivamente para os horários de 24, 48, 72 e 96 horas. No eixo vertical são representados valores em hPa e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.....88

Figura 5.6 - Série temporal das médias de REQM de pressão ao nível médio do mar para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início” (a) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido” (b). No eixo

vertical são representados valores em hPa e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.....88

Figura 5.7 - Campos espaciais de pressão ao nível médio do mar de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes a previsão de 60 horas para a “Rodada Ciclone Início”, (a) e (b) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (c) e (d), respectivamente para a condição “OISSTv2” e “OSTIA”.....89

Figura 5.8 - Séries temporais de REQM para fluxo de calor latente em superfície entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início”, (a), (c), (e) e (g) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (b), (d), (f) e (h), ambas respectivamente para os horários de 24, 48, 72 e 96 horas. No eixo vertical são representados valores em W/m^2 e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.....91

Figura 5.9 - Série temporal das médias de REQM de fluxo de calor latente em superfície para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início” (a) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido” (b). No eixo vertical são representados valores em W/m^2 e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.....92

Figura 5.10 - Campos espaciais de fluxo de calor latente em superfície de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes a previsão de 30 horas para a “Rodada Ciclone Início”, (a) e (b) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (c) e (d), respectivamente para a condição “OISSTv2” e “OSTIA”.....93

Figura 5.11 - Séries temporais de REQM para fluxo de calor sensível em superfície entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início”, (a), (c), (e) e (g) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (b), (d), (f) e (h), ambas respectivamente para os horários de 24, 48, 72 e 96 horas. No eixo vertical são representados valores em W/m^2 e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.....94

Figura 5.12 - Série temporal das médias de REQM de fluxo de calor sensível em superfície para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início” (a) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido” (b). No eixo vertical são representados valores em W/m^2 e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.....95

Figura 5.13 - Campos espaciais de fluxo de calor sensível de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes a previsão de 6 horas para a “Rodada Ciclone Início”, (a) e (b) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (c) e (d), respectivamente para a condição “OISSTv2” e “OSTIA”.....96

Figura 5.14 - Séries temporais de REQM para radiação de onda longa emergente na superfície entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a

condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início”, (a), e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (b), ambas respectivamente para o horário de 24 horas. No eixo vertical são representados valores em W/m^2 e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.....98

Figura 5.15 – Séries temporais de REQM para a previsão de intensidade do vento entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início”, (a), (c), (e) e (g) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (b), (d), (f) e (h), ambas respectivamente para os horários de 24, 48, 72 e 96 horas. No eixo vertical são representados valores em m/s e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.....99

Figura 5.16 - Série temporal das médias de REQM de intensidade do vento para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início” (a) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido” (b). No eixo vertical são representados valores em m/s e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.....100

Figura 5.17 - Seção do vento horizontal à superfície na CBM ao longo do meridiano $53^\circ W$, para as previsões de 24 horas dos horários de 1200Z dos dias (a) 20 e (b) 21 de agosto de 2009, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho. Em preto os dados de TSM referente à condição de contorno “OSTIA”. No eixo vertical são representados valores em m/s e $^\circ C$ e no eixo horizontal os paralelos de latitude.....101

Figura 5.18 - Campos espaciais de intensidade do vento em superfície de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes a previsão de 30 horas para a “Rodada Ciclone Início”, (a) e (b) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (c) e (d), respectivamente para a condição “OISSTv2” e “OSTIA”.....102

Figura 5.19 - Séries temporais de REQM para precipitação entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados Merge. No eixo vertical é representado valores em mm/24 horas e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009, referente ao horário de 24 (a), 48 (b), 72 (c), 96 (d) horas.....104

Figura 5.20 - Série temporal das médias de REQM de precipitação para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados Merge. No eixo vertical são representados valores em mm/24 horas e no eixo horizontal o horário da previsão a partir do horário inicial da simulação realizada.....104

Figura 5.21 - Campos espaciais de precipitação de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes a condição “OISSTv2” (a) e a condição “OSTIA” (b), para as previsões de 48 horas.....105

Figura 5.22 - Campos espaciais de pressão ao nível médio do mar (hPa) e divergência horizontal em 200 hPa (s^{-1}), referente a previsão de 24 horas para 12Z do dia 21 (a), 00Z do dia 22 (b), 12Z do dia 22 (c) e 00Z do dia 23 (d) de agosto de 2009.....107

Figura 5.23 - Campos espaciais de pressão ao nível médio do mar (hPa) e temperatura potencial em 950 hPa (K), referente a previsão de 24 horas para 12Z do dia 20 (a), 12Z do dia 21 (b), 12Z do dia 22 (c) e 12Z do dia 23 (d) de agosto de 2009.....108

Figura 5.24 - Campos espaciais de pressão ao nível médio do mar (hPa) e divergência de umidade em 950 hPa (g/kg), referente a previsão de 24 horas para 12Z do dia 20 (a), 12Z do dia 21 (b), 12Z do dia 22 (c) e 12Z do dia 23 (d) de agosto de 2009.....109

Figura 5.25 - Campos espaciais de pressão ao nível médio do mar (hPa) e TSM ($^{\circ}C$), referente a previsão de 24 horas para 06Z do dia 22 (a), 12Z do dia 22 (b), 18Z do dia 22 (c) e 00Z do dia 23 (d) de agosto de 2009.....110

Figura 5.26 - Campos espaciais de pressão ao nível médio do mar (hPa) e fluxo de calor latente em superfície (W/m^2), referente a previsão de 24 horas para 12Z do dia 21 (a), 12Z do dia 22 (b), 12Z do dia 23 (c) e 12Z do dia 24 (d) com resolução de 15 km e para 12Z (e) e 18Z (f) do dia 20 de agosto de 2009 referente a “Rodada Ciclone Início”.....111

Figura 5.27 - Campos espaciais de pressão ao nível médio do mar (hPa) e fluxo de calor sensível em superfície (W/m^2), referente a previsão de 24 horas para 12Z do dia 21 (a), 12Z do dia 22 (b), 12Z do dia 23 (c) e 12Z do dia 24 (d) com resolução de 15 km e para 12Z (e) e 18Z (f) do dia 20 de agosto de 2009 referente a “Rodada Ciclone Início”.....113

Figura 5.28 - Campos espaciais de fluxo de calor total em superfície (W/m^2) e TSM ($^{\circ}C$), referente a previsão de 24 horas para 00Z do dia 22 (a) e 00Z do dia 23 (b), 12Z com resolução de 15 km e para 00Z (c) e 12Z (d) do dia 20 de agosto de 2009 referente a “Rodada Ciclone Início”.....114

Figura 5.29 - Perfil vertical de geopotencial com sua anomalia (m), obtido pelo corte vertical zonal dos círculos de latitude onde foram identificados os mínimos de pressão atmosférica, referente a previsão de 24 horas para 12Z do dia 21 (a), 12Z do dia 22 (b), 12Z do dia 23 (c) e 12Z do dia 24 (d) com resolução de 15 km e componente vertical do vento w (m/s), referente a previsão de 24 horas para 12Z (e) e 18Z (f) do dia 20 de agosto de 2009 referente a “Rodada Ciclone Início”.....115

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1 – Comparação entre dados de TSM in situ e por satélites.....	32
Tabela 3.2 – Parâmetros de seleção para a “Rodada Ciclone”.....	52

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AAO	- Oscilação Antártica
AATSR	- Advanced Along-Track Scanning Radiometer
AO	- Oscilação do Ártico
AMSR	- Advanced Microwave Scanning Radiometer
AMSR-E	- Advanced Microwave Scanning Radiometer Earth Observation System
ASAS	- Alta Subtropical do Atlântico Sul
ATSR	- Along-Track Scanning Radiometer
AVHRR	- Advanced Very High Resolution Radiometer
BRAMS	- Brazilian Regional Atmospheric Modeling System
CAS	- Corrente do Atlântico Sul
CB	- Corrente do Brasil
CBe	- Corrente de Benguela
CBM	- Confluência Brasil-Malvinas
CCA	- Corrente Circumpolar Antártida
CCB	- Corrente Costeira do Brasil
CFSR	- Climate Forecast System Reanalysis
CHM	- Centro de Hidrografia da Marinha
CLA	- Camada Limite Atmosférica
CLAM	- Camada Limite Atmosférica Marinha
CM	- Corrente das Malvinas
CNB	- Corrente Norte do Brasil
CPC	- Climate Prediction Center
CPTEC	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CSE	- Corrente Sul Equatorial
CSU	- Colorado State University
CTD	- Conductivity, temperature, depth
DMSP	- Defense Meteorological Space Program
DSA	- Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
ECT	- Energia Cinética Turbulenta
ENOS	- El Niño Oscilação Sul
EQM	- Erro Quadrático Médio

ESA ENVISAT	- European Space Agency ENVironment SATellite
EUMETSAT	- European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
FOAM	- Forecasting Ocean Assimilation Model
GAC	- Global Area Coverage
GFS	- Global Forecast System
GHRSSST-PP	- GODAE High Resolution SST Pilot Project
GMS S-VISSR	- Geostationary Meteorological Satellite, Stretched-Visible Infrared Spin Scan Radiometer
GOAL	- Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes
GODAE	- Global Ocean Data Assimilation Experiment
GrADS	- Grid Analysis and Display System
GTS	- Global Telecommunications System
IAG	- Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
ISAN	- Isentropic Analysis
IV	- Infravermelho
JAXA	- Japan Aerospace Exploration Agency
JS	- Jato Subtropical
LEAF	- Land Ecosystem-Atmosphere Feedback
MB	- Marinha do Brasil
Meteosat	- Meteorological satellite
MODIS	- Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MOM 4	- Modular Ocean Model
MSU	- Microwave Sounding Unit
NApOc	- Navio de Apoio Oceanográfico
NASA	- National Aeronautics and Space Administration
NCAR	- National Center for Atmospheric Research
NCDC	- National Climatic Data Center
NCEP	- National Centers for Environment Prediction
netCDF	- network Common Data Form
NOAA	- National Oceanic and Atmospheric Administration
NPo	- Navio Polar
OISSTv2	- Optimum Interpolation Sea Surface Temperature Analysis version 2

OPERANTAR	- Operação Antártica
OSTIA	- Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis
PN-BOIA	- Programa Nacional de Bóias
PNT	- Previsão Numérica do Tempo
PROANTAR	- Programa Antártico Brasileiro
QuikSCAT	- Quick Scatterometer
RAF	- Royal Air Force
RAMS	- Regional Atmospheric Modeling System
REQM	- Raízes dos Erros Quadráticos Médios
RTG-SST-HR	- Real Time Global Sea Surface Temperature High Resolution
SEVIRI	- Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
SMM	- Serviço Meteorológico Marinho
SR	- Scanning Radiometer
SSMI	- Special Sensor Microwave Imager
TMI	- Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager
TRMM	- Tropical Rainfall Measuring Mission
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
UKMO	- United Kingdom Met Office
USP	- Universidade de São Paulo
VHRR	- Very High Resolution Radiometer
WGS-84	- World Geodetic System of 1984
XBT	- Expendable bathythermograph
ZCAS	- Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	- Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

$B(T)$	- Energia emitida por um corpo qualquer
$B_f(\theta, \phi)$	- Radiância espectral
c	- Velocidade da luz no vácuo
C_H	- Coeficiente de troca de calor sensível
C_L	- Coeficiente de troca de calor latente
c_p	- Calor específico do ar
F_h	- Fluxo de Calor Sensível no Oceano
F_o	- Divergência do Transporte de Calor Sensível nos Oceanos
$F_{o\downarrow}(0)(1 - r_o)$	- Radiação Solar Incidente em Ondas Curtas na Superfície Oceânica
h	- Constante de Planck
K	- Constante de Von Karman
L	- Calor latente de evaporação
LF_e	- Fluxo de Calor Latente no Oceano
M_λ	- Emitância espectral
$q_a - q_{sfc}$	- Diferença de umidade relativa na CLAM
Ri_B	- Número de Richardson
r_o	- Albedo
S_o	- Taxa média zonal de acúmulo de energia por unidade de área sobre a região oceânica
Sv	- Sverdrup
T	- Temperatura em K
u_a	- Velocidade do vento em superfície
$\varepsilon_o F_{ir\downarrow}(0) F_o$	- Radiação de Onda Longa da Atmosfera para o Oceano
$\varepsilon_o \sigma T_o^4$	- Radiação Emitida pela Superfície Oceânica em Onda Longa
$\epsilon(\lambda)$	- Emissividade
ϵ_o	- Emissividade da superfície oceânica
$\epsilon(\theta, \phi)$	- Emissividade da superfície na direção (θ, ϕ)
λ	- Comprimento de onda em metros
σ	- Constante de Stefan-Boltzmann
ρ_a	- Densidade do ar

$\theta_a - TSM$

- Diferença da temperatura potencial do ar e da TSM na CLAM

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Objetivos.....	5
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1 A Confluência Brasil-Malvinas.....	7
2.2 Aspectos Ciclogênicos no Atlântico Sudoeste	12
2.3 Aspectos da Interação Oceano-Atmosfera	13
2.4 O Balanço de Energia no Oceano.....	16
2.4.1 Equação da Energia	17
2.4.1.1 Radiação Solar Incidente em Ondas Curtas na Superfície Oceânica ($F_{o\downarrow}(0)(1 - r_o)$).....	18
2.4.1.2 Radiação Emitida pela Superfície Oceânica em Onda Longa ($\epsilon_o \sigma T_o^4$)	19
2.4.1.3 Radiação de Onda Longa da Atmosfera para o Oceano ($\epsilon_o F_{ir\downarrow}(0)$)	19
2.4.1.4 Fluxo de Calor Latente no Oceano (LF_e).....	20
2.4.1.5 Fluxo de Calor Sensível no Oceano (F_h)	21
2.4.1.6 Divergência do Transporte de Calor nos Oceanos	22
2.5 O Brazilian Regional Atmospheric Modeling Systems (BRAMS).....	22
2.5.1 Parametrização Convectiva	25
2.5.2 Parametrização dos Fluxos de Calor em Superfície	26
2.5.3 Parametrização de Radiação	28
2.6 A Influência do Modo Anular nos Campos de TSM no Atlântico Sul.....	28
3 DADOS E MÉTODOS.....	31
3.1.1 A TSM como Condição de Contorno em um Modelo Numérico.....	31
3.1.2 Comparativo das fontes de dados de TSM.....	31
3.1.3 As Diferentes Medidas de TSM.....	35
3.1.4 O Banco de Dados OISSTv2	37
3.1.4.1 Descrição Técnica	37
3.1.5 O Banco de Dados OSTIA	38
3.1.5.1 Descrição Técnica	39

3.1.6 Demais dados de Condições de Contorno	44
3.1.7 Dados de Reanálise do National Centers for Environmental Prediction/Climate Forecast System Reanalysis	44
3.1.8 Banco de dados Merge	45
3.1.9 Dados observados.....	45
3.2 O Período de Estudos	46
3.3 Experimentos	49
3.4 Avaliação dos Resultados.....	55
3.5 Testes de Escalabilidade.....	56
4 RESULTADOS	57
4.1 Análise Climatológica	57
4.2 Campos de TSM	60
4.3 Campos de Temperatura do Ar	62
4.4 Campos de Pressão ao Nível Médio do Mar	65
4.5 Campos de Fluxo de Calor Latente.....	68
4.6 Campos de Fluxo de Calor Sensível	71
4.7 Campos de Radiação de Onda Longa Emergente na Superfície	73
4.8 Campos de Intensidade do Vento em Superfície	75
4.9 Campos de Precipitação	77
5 ESTUDO DE CASO.....	81
5.1 Campos de TSM	81
5.2 Campos de Temperatura do Ar.....	84
5.3 Campos de Pressão ao Nível Médio do Mar	87
5.4 Campos de Fluxo de Calor Latente.....	90
5.5 Campos de Fluxo de Calor Sensível	93
5.6 Campos de Radiação de Onda Longa Emergente na Superfície	97
5.7 Campos de Intensidade do Vento em Superfície	98
5.8 Campos de Precipitação	102
5.9 Simulações de um Ciclone Extratropical utilizando o Banco de Dados “OSTIA”.....	105
6 CONCLUSÕES.....	117

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	121
APÊNDICE A - DESCRIÇÃO DO RAMSIN E FLUXOGRAMA DE EXECUÇÃO BÁSICA DO BRAMS.....	133
APÊNDICE B – TESTE DE ESCALABILIDADE.....	135
APÊNDICE C – COMPARATIVO DE TSM ENTRE SIMULAÇÕES “OISSTv2” E “OSTIA” E DADOS OBSERVADOS EM SUPERFÍCIE.....	137
APÊNDICE D – COMPARATIVO DE TEMPERATURA DO AR A 2 METROS ENTRE SIMULAÇÕES “OISSTv2” E “OSTIA” E DADOS OBSERVADOS EM SUPERFÍCIE.....	139
APÊNDICE E – COMPARATIVO DE PRESSÃO AO NÍVEL MÉDIO DO MAR ENTRE SIMULAÇÕES “OISSTv2” E “OSTIA” E DADOS OBSERVADOS EM SUPERFÍCIE.....	141
APÊNDICE F – COMPARATIVO DE TSM, TEMPERATURA DO AR A 2 METROS, PRESSÃO AO NÍVEL MÉDIO DO MAR E INTENSIDADE DO VENTO HORIZONTAL EM SUPERFÍCIE ENTRE SIMULAÇÕES “OISSTv2” E “OSTIA” E DADOS OBSERVADOS EM SUPERFÍCIE PARA A “RODADA CICLONE ÍNICIO”.....	143
APÊNDICE G – COMPARATIVO DE FLUXOS DE CALOR LATENTE E SENSÍVEL ENTRE SIMULAÇÕES “OISSTv2” E “OSTIA” E DADOS OBSERVADOS EM SUPERFÍCIE UTILIZANDO A PARAMETRIZAÇÃO DE FÓRMULAS “BULK” DESENVOLVIDAS POR FAIRALL ET AL. (1996) E UTILIZANDO O SOFTWARE MATLAB.....	145

1 INTRODUÇÃO

A temperatura da superfície do mar (TSM) é uma importante condição de contorno para a resolução dos problemas de previsão numérica do tempo (PNT) presentes na modelagem meteorológica. A atmosfera é um sistema intrinsecamente termodinâmico e não pode ser estudada separadamente das suas condições de contorno (PEIXOTO E OORT, 1991).

Com relação à utilização de dados de TSM, quando aplicado a um modelo regional de PNT, devem ser inseridos como condição de contorno inferior que cobrem todos os pontos do domínio do modelo regional. Também são obtidas, através da rodada de modelos globais de previsão do tempo, condições iniciais e de fronteira para que os modelos regionais possam utilizar estas forçantes ambientais externas ao longo das integrações numéricas. A representação incorreta das condições de contorno e condições iniciais configura um considerável fator de erro nas previsões dos modelos numéricos regionais.

Dessa forma, como parte de um processo em constante renovação por diversos serviços meteorológicos, a busca pela implementação de banco de dados composto por variáveis físicas, figuradas como condições iniciais e de contorno na modelagem numérica de alta resolução temporal e espacial, adequando-se satisfatoriamente as necessidades dos seus respectivos centros de previsão de tempo, torna-se um crescente desafio.

A TSM representa uma destas variáveis físicas, visando com isso uma maior precisão na solução dos problemas de PNT (STARK et al., 2007), o que permite uma evolução nos resultados afetos à previsão do tempo e um melhor detalhamento na representatividade de fenômenos meteorológicos, além de aplicações relacionadas à previsão oceânica, ao monitoramento do clima global, ao planejamento de operações navais, ao monitoramento de ecossistemas e a exploração pesqueira (DONLON et al., 2007).

Neste contexto, o Global Ocean Data Assimilation Experiment (GODAE) figura como uma iniciativa internacional nas atividades relacionadas à previsão oceânica. O GODAE é descrito como um sistema global de observações, modelagem e assimilação

de dados que fornece informações oceânicas no intuito de promover uma grande gama de utilizações associada à elevada disponibilidade global dos recursos em questão, visando o maior benefício da sociedade (SMITH, 2000).

Criado em 2002, o GODAE High Resolution SST Pilot Project (GHRSSST-PP) é definido como a vertente do sistema GODAE aplicada, diretamente, na assimilação e na disseminação de bancos de dados de TSM de alta (~5km) (STARK et al., 2007) e de ultra resolução (<5km), ambos obedecendo parâmetros específicos de validação estatística, com níveis de acurácia superior a 0,4 K (DONLON et al., 2007). Diversos produtos compõem o GHRSSST-PP, entre eles o banco de dados Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA), desenvolvido pelo United Kingdom Met Office (UKMO), composto por médias diárias de TSM com disponibilidade global, resolução espacial de 0,05° e obtido a partir da combinação de dados originados de sensores satélites de infravermelho (IV) e de microondas, bem como de dados in situ, advindos de bóias oceanográficas e de cruzeiros oceânicos.

Recentes estudos apresentam o impacto de dados de TSM de alta resolução na PNT. Chelton (2005) comparou resultados na simulação de ventos em baixos níveis no Pacífico Equatorial a partir de dois bancos de dados que utilizam informações de sensores satélites IV e informações in situ: o banco de dados Real Time Global Sea Surface Temperature High Resolution (RTG-SST-HR), com 0,5° de resolução espacial e média diária de TSM e o banco de dados Optimum Interpolation Sea Surface Temperature Analysis version 2 (OISSTv2), com resolução espacial de 1°, a partir de médias semanais de TSM (REYNOLDS et al., 2002). Chelton e Wentz (2005) também apresentam as vantagens para a PNT de um banco de dados de TSM que utiliza informações de microondas, a partir do sensor Advanced Microwave Scanning Radiometer Earth Observation System (AMSR-E), em comparação com informações de IV do sensor Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), do banco de dados OISSTv2 e do banco de dados RTG-SST, em diversas regiões de frentes oceânicas, entre elas a Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Os resultados deste estudo mostram uma significativa melhora na representatividade dos gradientes de TSM associados a estas frentes oceânicas, quando utilizado o AMSR-E. Tendo como referência este sensor, na maioria dos casos o banco de dados OISSTv2 representou apenas 15% a 25% os gradientes de TSM e o RTG-SST entre 40% e 55%. Os autores

comentaram que a sinergia entre os dados de microondas do AMSR-E e os dados de IV do AVHRR pode contribuir de forma crucial para uma melhor representatividade das condições de tempo nas regiões de frentes oceânicas. LaCasse et al. (2008), também, compararam resultados referentes às simulações utilizando o RTG-SST e o banco de TSM Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) SST em campos meteorológicos como vento em superfície, fluxos de calor, pressão atmosférica e temperatura potencial, mostrando que o uso da TSM da alta resolução na PNT apresenta impactos significativos na melhora da previsibilidade de modelos numéricos. Matos (2009) relata que importantes feições oceânicas do Atlântico Sudoeste são melhor representadas por simulações utilizando o banco de dados OSTIA em comparação com os resultados utilizando o banco de dados RTG-SST-HR, que não possui a potencialidade das informações advindas de sensores de microondas.

Os avanços na ciência da computação resultaram no desenvolvimento de diversos modelos numéricos, entre eles, o Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), desenvolvido pela Colorado State University (CSU), caracterizado por sua versatilidade, onde é possível simular circulações que vão desde a microescala (<2 km e <1 h) até a macroescala (de 2000 a 10000 km e <30 dias), sendo mais frequentemente aplicado às simulações de mesoescala (de 2 a 2000 km e <1 dia) (ORLANSKI, 1975). A versão do modelo ajustada para os trópicos que atende aos centros de previsão de tempo regionais brasileiros é o Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS), que consiste de um projeto desenvolvido por diversas instituições, entre elas o Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) e o Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas/Universidade de São Paulo (IAG/USP). O BRAMS possibilita a obtenção de informações prognósticas aplicadas à previsão de tempo, bem como informações diagnósticas relacionadas a estudos de casos voltados para a pesquisa. A TSM usualmente utilizada como condição de contorno para o BRAMS é a procedente do banco de dados OISSTv2.

A crescente necessidade da comunidade científica em compreender as características da interação oceano-atmosfera em regiões do Oceano Atlântico Sudoeste, tem convergido para uma maior atenção à região da CBM. Ela constitui-se uma das mais importantes feições oceânicas existentes na bacia do Oceano Atlântico Sul

(CHELTON et al., 1990), tendo grande influência sobre os transportes de calor nesta bacia. Essa região é caracterizada por uma intensa frente térmica estabelecida pelo encontro entre as águas quentes e salinas transportadas pela Corrente do Brasil (CB) e frias e menos salinas transportadas pela Corrente das Malvinas (CM). A instabilidade causada pela interação entre estas águas resulta em uma grande atividade de mesoescala marcada pela formação de meandros e vórtices oceânicos na região (LEGECKIS E GORDON, 1982, SOUZA et al., 2006).

Os contrastes térmicos em regiões de frentes oceânicas contribuem para a geração de um intenso gradiente de momentum e fluxo de energia vertical entre o oceano e a atmosfera. Este fluxo afeta a estrutura dinâmica e termodinâmica do oceano e da atmosfera (PEZZI et al., 2005 e 2009, TOKINAGA et al., 2005, SMALL et al., 2008).

Os recentes estudos associados à CBM tem influência direta aos programas científicos relacionados ao Oceano Austral e ao Continente Antártico. Neste contexto, um projeto de pesquisa chamado Estudo da interação oceano-atmosfera na região da CBM e sua relação com processos oceânicos e atmosféricos sub-antárticos e antárticos, o INTERCONF (PEZZI et al., 2006 e 2009, ACEVEDO et al., 2010) em colaboração com o Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes (GOAL), que conta com uma estrutura multi-institucional, tendo entre estas instituições o INPE, vem acontecendo desde 2004, valendo-se das coletas de dados durante os cruzeiros austrais do Navio de Apoio Oceanográfico (NApOc) "Ary Rongel" e do Navio Polar (NPo) "Almirante Maximiano", sobre a coordenação do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR).

Embora muitos trabalhos possam mostrar a importância do estudo das anomalias de TSM no Atlântico Sul e na previsão do tempo na América do Sul, ainda persiste a necessidade de pesquisas para uma melhor compreensão de como estes campos de anomalias podem afetar os padrões de tempo e os regimes de precipitação nesta região (WAINER et al., 2002).

A CBM é uma região de frente oceânica, cuja interação com a circulação atmosférica apresenta um grande impacto nas previsões de tempo da região Sudoeste da América do Sul (PEZZI E SOUZA, 2009). Devido, principalmente ao potencial energético da CBM, é desejável uma melhor documentação dos processos que modulam

a interação oceano-atmosfera na região. Para isso, estudos baseados em banco de dados de alta resolução de TSM, como condições de contorno para os modelos numéricos, devem ser considerados.

1.1 Objetivos

O estudo realizado teve como objetivo geral utilizar o banco de dados de TSM de alta resolução OSTIA, componente do GHR SST-PP, no estudo do impacto desta categoria de TSM, como condição de contorno, em simulações numéricas da atmosfera, associadas ao modelo numérico BRAMS, além de comparar os resultados obtidos com a utilização das condições de contorno referentes ao banco de dados OISSTv2 na eficácia dos resultados de produtos de PNT.

Visando atingir este objetivo geral foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- Investigar a sensibilidade das simulações numéricas utilizando-se os bancos de dados OSTIA e OISSTv2, que possuem alta e baixa resolução espacial respectivamente;
- Investigar a sensibilidade das simulações numéricas quando o modelo atmosférico é utilizado em alta e baixa resolução espacial, tendo a TSM de alta resolução do banco de dados OSTIA como condição de contorno inferior; e
- Analisar a previsibilidade de um ciclone extratropical atuante na região da CBM no mês de agosto de 2009 em acordo à utilização do banco de dados OSTIA aplicado ao modelo atmosférico.

Este estudo está dividido em cinco capítulos. O capítulo 2 descreve uma revisão bibliográfica sobre temas abordados nesta pesquisa.

No capítulo 3 apresentam-se os dados a serem utilizados e os métodos de análise, enquanto que nos capítulos 4 e 5 mostram-se os resultados obtidos, respectivamente, para simulações numéricas com 20 km e 3 km de resolução espacial, sendo que os resultados apresentados no capítulo 5 são referentes também a

previsibilidade de um ciclone extratropical atuante na região da CBM no mês de agosto de 2009.

Finalmente, no capítulo 6, apresentam-se as conclusões da pesquisa e as recomendações para estudos futuros.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Esta Revisão Bibliográfica é subdividida da seguinte forma: A Confluência Brasil-Malvinas; Aspectos Ciclogénéticos no Atlântico Sudoeste; Aspectos da Interação Oceano Atmosfera; O Balanço de Energia nos Oceanos; O Brazilian Regional Atmospheric Modeling Systems; e A Influência do Modo Anular nos Campos de Temperatura da Superfície do Mar no Atlântico Sul.

2.1 A Confluência Brasil-Malvinas

O oeste do Atlântico Sul é a região onde se localiza a CBM, e, portanto, onde ocorre a interface das massas de água de grande contraste térmico afetos a CB e a CM. Nesta região são formados processos físicos, oceanográficos e meteorológicos bem característicos, que por sua vez serão determinantes para a geração de intensos gradientes de momentum e calor, e aos fluxos na descontinuidade entre os fluidos oceano e atmosfera. Estes fluxos afetam as estruturas dinâmica e termodinâmica desses dois compartimentos, principalmente, na camada limite atmosférica (CLA), por meio de processos de retroalimentação entre o oceano e a atmosfera (PEZZI E SOUZA, 2009).

Sob o ponto de vista oceanográfico, o Atlântico Sul foi, inicialmente, investigado com o emprego do navio alemão “Meteor”, realizando a Meteor Expedition (1925 – 1927), expedição através da qual, deu-se início a oceanografia moderna. Seu sistema foi descrito por Peterson e Stramma (1991), apresentando a Corrente Sul Equatorial (CSE), a CB, a CM, a Corrente do Atlântico Sul (CAS) e a Corrente de Benguela (CBe), como dominantes no sistema oceânico do Atlântico Sul, em acordo a Figura 2.1.

A CB origina-se a partir do giro leste-oeste da CSE do Oceano Atlântico e de sua posterior bifurcação ao ser alcançada as proximidades da costa Nordeste do Brasil, ao sul de 10°S, estando portanto associada ao Giro Subtropical do Atlântico Sul. A outra ramificação da CSE dará origem à formação da Corrente Norte do Brasil (CNB) (STRAMMA, 1991), que por sua vez, flui em direção ao equador. A CB é caracterizada por águas quentes e salinas, associadas a uma massa de água de origem tropical, com temperaturas superiores a 20°C e salinidade maior que 36,4 (PALMA et al., 2008). A CB origina-se e desloca-se, em sua maior parte, na região norte da Plataforma Sudoeste

do Atlântico. Souza e Robinson (2004) denominaram Corrente Costeira do Brasil (CCB) como uma corrente costeira fluindo em direção contrária a CB, transportando águas mais frias e menos salinas da costa sul do Brasil até latitudes próximas de 25°S.

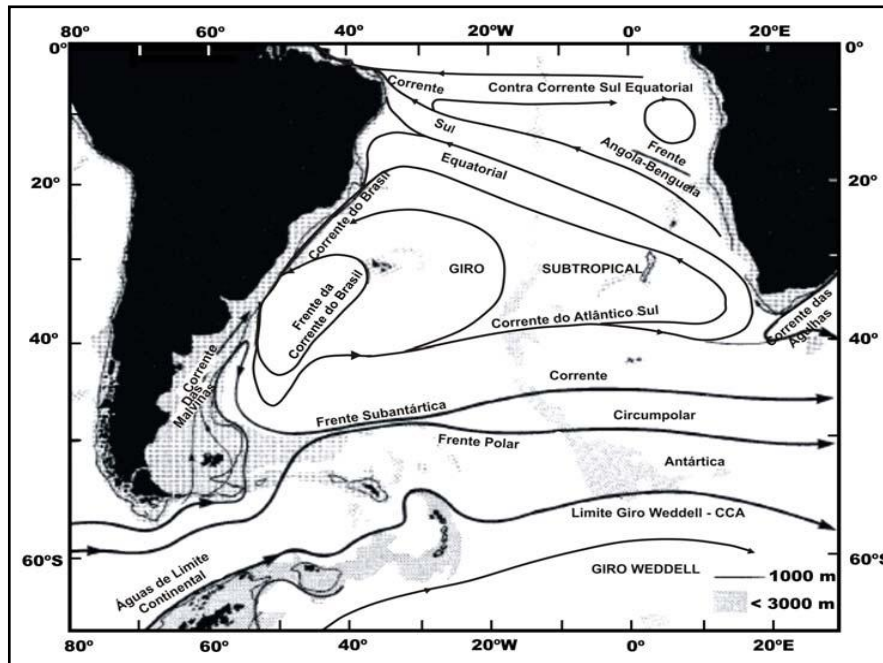


Figura 2.1 – Correntes oceânicas no Atlântico Sul.
Fonte: Pezzi e Souza (2009).

O transporte associado a CB é caracterizado por um valor original de cerca de 4 Sv ($Sv = 1 \text{ Sverdrup} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ = transporte de corrente oceânica) em latitudes tropicais. Em seu deslocamento para o sul, o transporte da CB não excede 11 Sv até a latitude de 25°S (PETERSON E STRAMMA, 1991), apresentando uma intensificação a partir do Cabo Frio. Ao sul deste ponto, a CB está caracterizada como uma corrente estreita e rasa, até a latitude de 31°S, tornando-se então mais larga e profunda (GARFIELD, 1990). Ela segue fluindo para sul, bordejando o continente sul-americano, até um ponto de afastamento da costa que possui uma variabilidade sazonal, esse ponto tem sua posição média em $35.8 \pm 1.1^\circ\text{S}$ (OLSON et al., 1988). Após a separação da costa, a CB atinge o seu limite sul, localizado entre 38°S e 46°S, respectivamente no inverno e no verão (LEGECKIS E GORDON, 1982). Posteriormente, suas águas convergem para a região da Convergência Subtropical, onde sua ramificação mais ao sul dará origem a CAS. A CB, quando comparada às outras correntes de contorno oeste, é de forma geral uma corrente rasa.

A outra corrente oceânica que compõe a CBM é a CM, originada por sua vez de uma ramificação da Corrente Circumpolar Antártida (CCA) ao sul do Arquipélago das Malvinas. A CM flui em direção norte, ao largo do talude continental. Esta corrente é caracterizada por águas relativamente frias, com TSM inferiores a 7°C durante o inverno e menos salinas, quando comparadas a CB proveniente de altas latitudes (SPADONE E PROVOST, 2009). A região de formação da CM está localizada na região sul da Plataforma da América do Sul, onde as águas advindas do Estreito de Le Maire e do Cabo Horn, com salinidade inferior a 34, encontram-se com águas menos salinas, com salinidade inferior a 33,4 originadas do Estreito de Magalhães (PALMA et al., 2008). A região da CM é caracterizada, também, por grandes amplitudes de maré.

O transporte médio da CM, também, apresenta grandes variações na literatura, enquanto Maamaatuaiahutaipu et al. (1998) equivalem o transporte da CM com o da CB, Peterson e Stramma (1991) estimam o transporte de CM em 70 Sv nas proximidades de 42°S; em estudo mais recente, Spadone e Provost (2009) chegam a valores mínimos de 29 Sv e máximos de 38 Sv, entre os anos de 1992 a 2007.

A CM, também, possui uma oscilação geográfica sazonal. Ela acompanha a região de quebra da plataforma continental até uma posição média em $38.8 \pm 0.9^\circ\text{S}$, sendo que, no inverno, este limite está localizado mais ao norte (OLSON et al., 1988).

A formação da CBM ocorre na interface destas duas correntes oceânicas, na região central do Atlântico Sudoeste. As massas de origem sub-tropical e sub-antártica, referentes respectivamente a CB e a CM, estarão diretamente relacionadas aos padrões de circulação nesta região, onde também ocorre o desague do Rio da Prata caracterizado por uma língua de baixa salinidade que altera a circulação, a distribuição de nutrientes e espécies, assim como, a estratificação da coluna de água na área em questão. Este padrão de circulação é observado durante a primavera e o verão com fluxo para o sul, atingindo a latitude de 38°S, segundo Palma et al. (2008). Esta massa de água se espalha como uma pluma ao longo das costas argentina, uruguaia e brasileira, misturando-se lateral e verticalmente com outras massas de água. Essa pluma sofre migração sazonal meridional, alcançando menores latitudes durante o inverno austral. Esse transporte ocorre para o norte devido ao efeito de Coriolis (MÖLLER et al., 2008). Desague semelhante, também, está relacionado à Lagoa dos Patos. Estas condicionantes tornam a estrutura vertical desta região oceânica muito complexa.

A posição geográfica da CBM varia, sazonalmente, atingindo seu limite mais ao sul no verão e mais ao norte no inverno. A ação dos ventos na região pode estar associada à separação da CB da costa e com isso ao posicionamento da CBM, que também seria influenciado devido a oscilações da CM. Outra possível fonte da variabilidade da CBM refere-se às variações no transporte da CCA. A confluência ocorre junto à costa brasileira no inverno, em aproximadamente 30°S e mais ao sul no verão, em aproximadamente 40°S (PICKARD E EMERY, 1990). A variação do posicionamento da CBM estaria por sua vez diretamente relacionada ao posicionamento e a intensificação de vórtices anticiclônicos e núcleos quentes originados na CB. Muitos estudos foram realizados para melhor caracterizar as correntes oceânicas e a Energia Cinética Turbulenta (ECT) na região e sua variabilidade. Souza (2000) estimou velocidades para a CB entre 12 cm/s e 54 cm/s (média de 37 cm/s). Já os valores de ECT obtidos foram muito variados. Piola et al. (1987) encontrou uma ECT na CB de 500 cm²/s² e Stevenson e Souza (1994) encontraram valores entre cerca de 1300 cm²/s² e 4200 cm²/s², Schäfer e Krauss (1995) obtiveram valores de ECT variando entre 200 cm²/s² e 400 cm²/s² para a CB, 500 cm²/s² para a CM e 1600 cm²/s² para a CBM.

Além da grande variabilidade espacial, a CBM também possui uma grande variabilidade temporal, em função do processo de separação da costa das duas correntes que a origina. Ambas variabilidades vem sendo alvo de muitos estudos, como é o caso de Matano et al. (1993) e Tokinaga et al. (2005). Matano et al. (1993) também destacam que o transporte associados a estas duas correntes oceânicas possuem um fator importante na dinâmica da variabilidade espacial da CBM, propondo que quando uma dessas correntes está mais intensa que a outra, a confluência pode sofrer variações latitudinais significativas.

Segundo Lentini et al. (2000), utilizando observações feitas pelo sensor AVHRR, no período de 1982 à 1994, o ciclo anual da TSM na região tem as maiores amplitudes de TSM ocorrendo nas proximidades do Estuário do Rio da Prata (até 13°C). Em geral as maiores amplitudes são observadas sobre a Plataforma Continental, e, em pontos mais afastados do continente, valores mínimos de amplitude são verificados (4°C). Em estudo anterior e utilizando dados originados do mesmo sensor, Podestá et al. (1991) obtiveram valores semelhantes. Goni et al. (1996), analisando a região da CBM,

nas proximidades do Rio da Prata por dados *in situ*, observaram mínimos de TSM na CM de 8° C, em junho, e valores máximos de 25°C no núcleo da CB, no verão.

Devido aos contrastes físicos que a configuram, a CBM é caracterizada por elevados gradientes de temperatura, pressão e salinidade. A larga área de alta energia de distúrbio, centrada em 40°S e 52°W, corresponde à uma região de formação de vórtices oceânicos, que são considerados estruturas fundamentais no processo de mistura de propriedades (sal, calor, momentum, nutrientes) na direção perpendicular as frentes oceânicas (PEZZI E RICHARDS, 2003). Souza et al. (2006) concluem que vórtices ciclônicos (anticiclônicos) se desprendem da região da CM (CB). A atividade de mesoescala está diretamente relacionada a formação de meandros e vórtices oceânicos (LEGECKIS E GORDON, 1982). Esses sistemas, juntamente com a instabilidade da CB e da CM, dominam a dinâmica dessa região (GARZOLI E SIMIONATO, 1990).

O número de estudos associados à CBM apresentou um aumento significativo nas últimas duas décadas, porém, devido a grande importância energética desta região de confluência oceânica na dinâmica dos oceanos e ao seu papel no tempo, e, no clima, nas regiões sul e sudeste da América do Sul, torna-se necessário enfatizar o conhecimento científico que se tem sobre esta área.

A atmosfera no Atlântico Sul é caracterizada pela presença de sistemas permanentes que possuem grande influência no tempo e no clima da região. Entre eles, a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), um sistema permanente de alta pressão, com posição média próxima a 30°S e 5°W (VENEGAS et al., 1997), associada à uma massa de ar tropical marítima, com temperaturas elevadas, alto índice de radiação de onda longa e alta umidade, devido a intensa evaporação marítima e a circulação atmosférica anti-horária. Ela afeta o clima do Brasil tanto no inverno como no verão. No inverno, ela inibe a entrada de frentes e causa inversão térmica e concentração de poluentes nos principais centros urbanos das regiões sudeste e sul. Na região nordeste, a ASAS contribui para o regime de chuvas no litoral (VIANELLO E ALVES, 1991). A ASAS possui um deslocamento meridional sazonal. No verão, ela encontra-se mais ao sul, e, zonalmente, mais a leste, com sua intensidade mais reduzida, com valor médio máximo de 1021 hPa. No inverno, sua intensidade aumenta e seus valores médios máximos atingem 1026 hPa, tendo, também, seu centro deslocado para norte e oeste (MÄCHEL et al., 1998).

Outro sistema de grande influência, na região, é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), definida convencionalmente como uma persistente faixa de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste, e identificada como sendo uma zona de convergência de umidade na baixa troposfera, que se estende por milhares de quilômetros desde o sul da Amazônia até o setor centro-sul do Oceano Atlântico. A ZCAS é um fenômeno típico de verão, que em conjunto com a atuação de sistemas frontais caracterizam a estação chuvosa nesta região (CARVALHO E JONES, 2009).

A sazonalidade do Atlântico Sul também é influenciada pela ação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), visualizado em imagens satélites como uma banda de nuvens convectivas que se estende em uma faixa ao longo da região equatorial em todo o globo. Sua posição migra, sazonalmente, atingindo posição mais ao norte, durante agosto-setembro, e, mais ao sul, durante março-abril (MELO et al., 2009).

2.2 Aspectos Ciclogénéticos no Atlântico Sudoeste

Estudos relacionados à ciclogênese, em regiões marítimas do Atlântico Sudoeste, merecem destaque, uma vez que seu desenvolvimento pode implicar consequências diretas na costa leste da América do Sul, onde estão os maiores centros urbanos do Brasil, da Argentina e do Uruguai, além de impactos às atividades de pesca, navegação marítima e de operações militar-naval.

A frequência de episódios de ciclogênese, na região, foi estudado por Gan e Rao em 1991, que concluíram que a ocorrência destes sistemas é mais frequente no inverno e que ela também está negativamente correlacionada com o índice de Oscilação Sul e positivamente, correlacionada à períodos de anomalia positiva de precipitação no Sul e, Sudeste do Brasil. Dois centros de forte ciclogênese foram identificados, um sobre o Uruguai e outro em região marítima, no Golfo de San Matias, próximo ao litoral da Argentina. Os autores abordam, principalmente, a instabilidade baroclínica do escoamento de oeste como justificativa para a existência desses pólos ciclogénéticos.

Porém, Oda em 2005, relaciona episódios ciclogénéticos na região com os fortes gradientes de TSM no Atlântico Sudoeste, em continuidade ao anteriormente estudado por Sanders e Guakum (1980) no Hemisfério Norte, quando, então, estabeleceram o conceito de ciclones “explosivos” (bomb), como aqueles sistemas em que o decréscimo

de pressão for maior ou igual a 1 Bergeron, sendo este igual ao decréscimo de pressão no centro do sistema em 24 horas, multiplicado pela razão entre o seno da latitude média da trajetória do ciclone e a latitude de referência para o índice, que, no caso de ambos os hemisférios, será a latitude de 60°. Ambos os trabalhos mostram que os ciclones explosivos tendem a se desenvolver nas áreas de maior gradiente de TSM, como é o caso da CBM. Relacionado à esta correlação, alguns estudos apresentam cálculos do gradiente horizontal de TSM na CBM. Olson et al. (1988) comentam vários trabalhos em que foram encontrados gradientes maiores que 1°C/km e Oda (2005) em uma análise espacial com resolução de 1° apresentam gradientes máximos de 6,8°C/100 km na região e associa este gradiente aos campos de vorticidade geostrófica. A autora conclui que em anos de maiores gradientes de TSM ocorreram uma maior quantidade de ciclones extratropicais na região, podendo esta correlação estar relacionada à transferência de baroclinia do oceano para a atmosfera. Oda (2005) e Piva et al. (2008) associam, também, a importância dos fluxos de calor em superfície no desenvolvimento de ciclones explosivos no Atlântico Sudoeste.

O primeiro modelo que avalia a intensidade de um ciclone extratropical foi estabelecido por Bjerkness em 1918, a partir de observações de superfície em poucas estações no norte da Europa. Os recentes estudos para identificação e classificação de ciclones extratropicais são baseados, principalmente, na análise dos níveis mínimos de pressão atmosférica em superfície, ou nos mínimos de altura geopotencial em 1000 hPa como descrito por Schinke (1993) e nos pontos de máxima vorticidade em baixos níveis conforme descrição de Hodges et al. (2003). Porém, a análise da vorticidade, de forma isolada, possui a limitação da existência de um grande número de valores máximos em pequena escala, o que torna o processo mais dependente de dados de resolução espacial adequada.

2.3 Aspectos da Interação Oceano-Atmosfera

Os mecanismos responsáveis pela variabilidade da TSM na CBM, entre eles o fluxo anômalo de calor latente, o aprofundamento da camada de mistura oceânica, causada pelo vento, e o transporte de Ekman, vem sendo estudados. Estes mecanismos possuem grande contribuição para o transporte de correntes barotrópicas, causadas pelo vento. A correlação entre estes mecanismos e a variabilidade de TSM é ainda mais expressiva ao considerar os acentuados gradientes de TSM presentes na CBM.

Muitos estudos investigam os processos das interações oceano-atmosfera, enfatizando a influência da TSM nos ventos de superfície sobre o Oceano Pacífico Equatorial. Lindzen e Nigam (1987), utilizando modelagem numérica, estudaram a influência da TSM como forçantes ao escoamento em baixos níveis e seu impacto nos campos de precipitação pelos efeitos termodinâmicos representados na parametrização convectiva. Este estudo representou um marco na investigação de aspectos da interação oceano-atmosfera em mesoescala e influenciou outros autores em trabalhos posteriores.

Estudos relacionados à esta interação, no Oceano Atlântico, vem apresentando grande ênfase em acordo a recentes artigos publicados, em especial na região da CBM (TOKINAGA et al., 2005, PEZZI et al., 2009, ACEVEDO et al., 2010). Os contrastes térmicos em superfície oceânica entre massas de água distintas contribuem para a geração de um intenso gradiente de momentum e fluxo de energia vertical entre o oceano e atmosfera. Este fluxo afeta a estrutura dinâmica e termodinâmica do oceano e da atmosfera (TOKINAGA et al., 2005, SMALL et al., 2008). Esta condição enfatiza, portanto, a necessidade de estudar os mecanismos associados à interação oceano-atmosfera nas regiões de frentes oceânicas.

Wallace et al. (1989) sugerem dois distintos mecanismos para tal interação. Na primeira hipótese, os autores atribuem a modulação dos ventos de superfície à variação da pressão ao nível do mar associada com a TSM: baixas (altas) pressões são encontradas sobre águas quentes (frias). O vento se move para a baixa pressão ou para os maiores gradientes de TSM. Este mecanismo caracteriza a resposta do El Niño, Oscilação Sul (ENOS), em seu ciclo anual.

Na segunda hipótese, a CLA ajusta-se às regiões de frentes oceânicas e a TSM é acoplada com as mudanças na estabilidade (estratificação de densidade) na CLA (WALLACE et al., 1989). Sobre águas mais quentes, o empuxo do ar e a turbulência crescem, aumenta a mistura, e o cisalhamento vertical do vento é reduzido na CLA, e, conseqüentemente, ocorrem ventos mais fortes em superfície. A situação oposta é encontrada sobre águas frias. Esta hipótese está diretamente associada aos processos de mesoescala.

Tokinaga et al. (2005) descrevem, pela primeira vez, os efeitos da TSM nos ventos de superfície e a estabilidade próxima à superfície da Camada Limite

Atmosférica Marinha (CLAM) na região da CBM. Ele utilizou os fortes gradientes de TSM para demonstrar a nova aplicabilidade do recente conjunto de dados de alta resolução in situ em combinação com dados satélite. O estudo mostrou que, nesta região, ocorrem correlações positivas entre TSM e velocidade do vento na superfície.

O estudo de Pezzi et al. (2005), que utiliza dados coletados na Operação Antártica (OPERANTAR) XXIII, sugere que na ausência de sistemas atmosféricos de grande escala, atuantes na região da CBM, a frente oceânica que caracteriza a região irá modular a CLA. No lado norte da CBM, as águas mais quentes induzem mudanças na estabilidade estática da CLA que, por sua vez, afeta a variabilidade na magnitude e intensificação dos ventos. Nessa hipótese, a CLA torna-se instável e turbulenta sobre águas mais quentes, aumentando a transferência de momentum para baixo. O cisalhamento vertical do vento na CLA é reduzido e conseqüentemente ventos mais intensos ocorrem à superfície do mar, conforme pode ser visto na Figura 2.2. Ambos os resultados são concordantes com a segunda hipótese do estudo de Wallace et al. (1989).

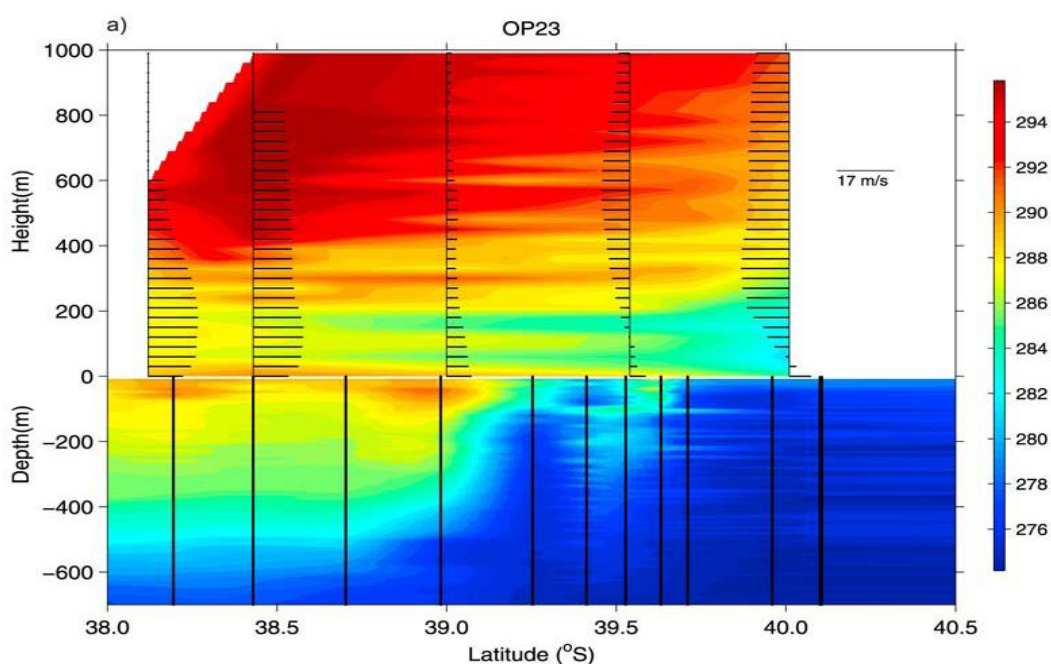


Figura 2.2 - Perfis de Temperatura (K) na atmosfera e no oceano medidos, ao longo da trajetória do NApOc “Ary Rongel”, durante o período de 1 a 3 de novembro de 2004. Os vetores de vento meridional (m/s) estão superpostos na figura.
Fonte: Pezzi et al. (2005).

Pezzi et al. (2009), a partir de dados da OPERANTAR, entre os anos de 2004 e 2007, também abordam uma associação ao ajuste dos campos de vento aos campos de

TSM, onde valores mínimos (máximos) de vento são relacionados com as águas mais frias (quentes) da CM (CB) e, consequentemente, a uma região de CLAM estável (instável), sendo verificados os efeitos de modulação pelos elevados gradientes de TSM na região da CBM. Este estudo também sugere a modulação dos campos de pressão atmosférica pelas forçantes de superfície e representa uma relevante contribuição para o melhor entendimento de aspectos da interação oceano-atmosfera, em análises de mesoescala, na região do Atlântico Sudoeste, a partir dos primeiros postulados de Lindzen e Nigan (1987) e Wallace et al. (1989).

Em recente estudo, Acevedo et al. (2010), também utilizando dados da OPERANTAR, apresentam aspectos da interação oceano-atmosfera na CBM caracterizados pelos distintos perfis verticais da CLA e pela análise da estrutura dinâmica e termodinâmica da atmosfera na região, tendo como forçantes os setores de águas frias e quentes da Confluência.

2.4 O Balanço de Energia no Oceano

Os oceanos possuem uma grande importância para o clima terrestre, devido a sua capacidade de acúmulo da energia solar que é posteriormente convertida em fluxos de calor latente e sensível enviado para a atmosfera (PEIXOTO E OORT, 1991). Além disso, os oceanos contribuem para a transferência de energia recebida não uniformemente na superfície terrestre, devido a sua esfericidade, entre as regiões de baixas e altas latitudes, sendo ainda moderadores climáticos, em razão de sua abrangência no planeta e de sua maior capacidade de acúmulo de calor, funcionando como reservatórios, em que o calor armazenado durante o verão é liberado para a atmosfera durante o inverno (SATO, 2005).

A atmosfera e a superfície dos oceanos trocam momentum, calor e umidade por diversos processos energéticos essenciais para a organização da convecção e das precipitações (TAO E SIMPSON, 1991). Entre estes processos, os fluxos de calor são os principais responsáveis pelo acoplamento entre o oceano e a atmosfera (DOURADO E CALTABIANO, 2005). Estas trocas são realizadas em uma fina camada da atmosfera, a CLA (KINTER et al., 1997). Os fluxos de momentum, por sua vez, produzem ventos em superfície que irão influenciar na direção das correntes oceânicas. Estes fluxos podem ser parametrizados nos modelos numéricos de previsão do tempo

por fórmulas tipo “bulk” (LEE, 1992, FAIRALL et al., 1996, KINTER et al., 1997, WAINER et al., 2002), que representam na realidade uma simplificação dos fluxos turbulentos sobre o oceano, baseadas em parametrizações de coeficientes de transferência turbulenta de calor, estabelecidas empiricamente (SATO, 2005).

Diretamente relacionado aos processos de transferência de calor para a atmosfera, a TSM possui grande importância para os estudos de tempo e clima. Não obstante, a TSM também pode provocar impactos significantes no escoamento atmosférico, e, conseqüentemente, nos sistemas meteorológicos observados ao redor do globo terrestre (PEZZI E SOUZA, 2005). Dessa forma, diferenças na determinação da TSM podem ocasionar alterações consideráveis nos cálculos dos fluxos de calor e radiação na superfície oceânica. Alguns estudos mostram esta correlação. Zhang e McPhaden (1995) utilizando dados advindos de bóias meteoceanográficas, na região do Pacífico Equatorial, apresentam alterações nos valores dos fluxos de calor latente de 13 W/m² por 1 K de diferenças de TSM, para temperaturas de até 300 K. Os resultados, porém, não podem ser analisados apenas utilizando considerações termodinâmicas, pois a ação dos ventos em superfície também está relacionada, devendo, portanto, ser considerado os processos dinâmicos. Webster et al. (1996), também utilizaram observações in situ no Oceano Pacífico, mostraram diferenças no fluxo de calor de até 27 W/m², sendo que destes, 18,7 W/m² são referentes ao calor latente, por 1°C de diferença de TSM.

Em regiões de frentes oceânicas, como é o caso da CBM, onde elevados gradientes horizontais de TSM são observados, o cálculo dos fluxos de calor latente e sensível pode sofrer consideráveis alterações. Sua correta determinação é vital para caracterizar como os gradientes de TSM entre a CB e a CM podem afetar os padrões de tempo e clima na região (ACEVEDO et al., 2010).

2.4.1 Equação da Energia

A taxa média zonal de acúmulo de energia por unidade de área sobre a região oceânica pode ser escrito pela equação 2.1 (LIOU, 2002), adaptada para a região oceânica:

$$S_o = F_{o\downarrow}(0)(1 - r_o) - \varepsilon_o \sigma T_o^4 + \varepsilon_o F_{ir\downarrow}(0) - LF_e - F_h - F_o \quad (2.1)$$

Segundo Liou (2002), a taxa média zonal de acúmulo de energia por unidade de área na atmosfera possui uma variação sazonal de cerca de 10 a 20 W/m² e sobre a região oceânica, tais variações podem ser superiores a 100 W/m². A seguir, cada termo desta equação será individualmente comentado.

2.4.1.1 Radiação Solar Incidente em Ondas Curtas na Superfície Oceânica ($F_{o\downarrow}(\theta)(1 - r_o)$)

A radiação solar incidente em ondas curtas na superfície oceânica representa a soma da radiação solar direta e difusa, tendo uma variação diurna e sazonal, fortemente, afetada pela nebulosidade. Parte desta radiação será refletida pela superfície em função do albedo (PEIXOTO E OORT, 1991). Este tipo de radiação pode ser medida, diretamente, por piranômetros (WGASF, 2000). O albedo (r_o) é variável em função da superfície. Jin et al. (2004) calcularam os valores do albedo oceânico no Hemisfério Norte, chegando a valores entre 0,03 e 0,4. Esta variação ocorre, principalmente, em função do ângulo zenital do sol e da presença de aerossóis na atmosfera. A maior parte de sua energia está nas frequências entre 0,2 e 4 μm (SATO, 2005). A quantidade média de energia que chega a Terra considerando a superfície como um disco circular de raio R é de 1368 W/m², este valor é conhecido como constante solar. Considerando a Terra uma esfera de área $4\pi R^2$, a quantidade de energia recebida será então de 342 W/m². A este valor deve ser subtraído a parcela refletida, em razão direta do albedo, e a parcela que é absorvida pela atmosfera e por partículas nela presentes. Os valores desta parcela sobre o oceano são maiores do que sobre o continente devido ao fato do albedo oceânico ser, em média, menor do que o albedo continental (LIOU, 2002).

Fairall et al. (1996) apresentaram valores entre 63 e 330 W/m² como variação diurna da radiação solar incidente, em ondas curtas, na superfície oceânica do Pacífico Tropical, referente ao período de novembro de 1992 a fevereiro de 1993. Além das variações sazonais, já mencionadas, os valores referentes à esta parcela de radiação são, em geral, maiores nos trópicos e decaem, ligeiramente, em direção aos pólos (SATO, 2005).

2.4.1.2 Radiação Emitida pela Superfície Oceânica em Onda Longa ($\epsilon_o \sigma T_o^4$)

A radiação emitida em ondas longas está no espectro do IV. Seus maiores valores ocorrem no início da tarde (PEIXOTO E OORT, 1991). Suas variabilidades sazonal e geográfica, também, devem ser consideradas. Seu cálculo está diretamente relacionado à Equação de Stefan-Boltzmann ($Q = \sigma T^4$), sendo σ designada como a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{ K}^4$). Esta parcela, também, estará em razão da emissividade da superfície oceânica (ϵ_o). Smith (1988), utilizando o sensor Special Sensor Microwave Imager (SSM/I), obteve valores de emissividade no oceano entre 0,67 e 0,89.

Em um cruzeiro científico no Atlântico Central, Soares et al. (2004) obtiveram valores observados da radiação emitida em ondas longas pela superfície do oceano, variando entre 407 à 441 W/m².

2.4.1.3 Radiação de Onda Longa da Atmosfera para o Oceano ($\epsilon_o F_{ir\downarrow}(0)$)

A radiação de onda longa da atmosfera para o oceano também está na faixa do IV. Ela depende do perfil vertical de temperatura, da presença de nuvens e da absorção de energia pela atmosfera (PEIXOTO E OORT, 1991). Esta radiação pode ser calculada por um equipamento semelhante ao piranômetro denominado pirgeômetro (WGASF, 2000).

Valores calculados para esta radiação podem ser encontrados em diversos trabalhos (TREMBERTH E SALOMON, 1994, CURRY et al., 1996, RUSSEL et al., 1999). Josey et al. (2003) apresentam dados observados de cruzeiros realizados no Atlântico Norte e Tropical em que os valores deste fluxo variam de 248 à 418 W/m². Esta radiação, também, é parametrizada por fórmulas “bulk”, uma vez que sua medição direta, especialmente, em área oceânica é limitada (WGASF, 2000).

O saldo de radiação de onda longa leva em consideração a diferença entre a Radiação Emitida pela Superfície Oceânica em Onda Longa e a Radiação de Onda Longa da Atmosfera para o Oceano. Gupta et al. (1999) apresentam valores médios globais deste saldo variando entre 34 e 51 W/m².

2.4.1.4 Fluxo de Calor Latente no Oceano (LF_e)

O fluxo de calor latente no Oceano é resultante do balanço de energia nos processos de evaporação das águas na superfície dos oceanos e da condensação do ar atmosférico (PEIXOTO E OORT, 1991) que resultará em precipitação. O fluxo de calor latente corresponde à maior fonte de perda de calor dos oceanos (SATO, 2005). Ele está diretamente relacionado à velocidade do vento em superfície (u_a) e a diferença de umidade relativa na CLAM ($q_{sfc} - q_a$). Em acordo à equação 2.1, LF_e representa o fluxo perdido pela superfície pelo processo de evaporação. Segundo Lee (1992), em casos gerais, este fluxo pode ser expresso pela equação 2.2:

$$LF_e = \rho_a L C_L u_a (q_{sfc} - q_a) \quad (2.2)$$

Sendo ρ_a , L e C_L respectivamente a densidade do ar, o calor latente de evaporação e o coeficiente de troca de calor latente.

O Atlântico Sudoeste é caracterizado por grandes perdas de calor latente. Wainer et al. (2002) utilizando dados do National Centers for Environment Prediction / National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) (KALNAY et al., 1986) apresentam médias climatológicas anuais de fluxo de calor latente nesta região entre 60 e 120 W/m². Bunker (1988), utilizando dados do National Climatic Data Center (NCDC), apresenta como média anual de perda de calor por evaporação, valores superior a 125 W/m² na região sul da CB.

Valores significativos de fluxo de calor latente são observados durante processos ciclogênicos. Piva et al. (2008) analisando o desenvolvimento de um ciclone extratropical no Atlântico Sudoeste verificaram que nas primeiras horas de formação do sistema, dos cerca de 700 W/m² do fluxo de calor total, mais de 500 W/m² eram referentes a contribuição do LF_e . Além destes elevados valores, fortes gradientes horizontais de fluxo de calor latente, também, são observados em um mesmo instante de vida do sistema. Neiman et al. (1990) apresentam um gradiente horizontal de fluxo de calor latente de cerca de 1000 W/m², entre os setores quente e frio de um ciclone extratropical na costa leste do Canadá.

2.4.1.5 Fluxo de Calor Sensível no Oceano (F_h)

O fluxo de calor sensível no oceano está associado à transferência mecânica de energia por condução entre dois corpos com temperaturas diferentes, neste caso a CLA e a CLAM. Em geral, as temperaturas do oceano e da atmosfera diferem em sua interface. Portanto, há um fluxo de calor sensível entre esses dois meios, até que se atinja o equilíbrio térmico (SATO, 2005). Ele está diretamente relacionado à diferença da TSM e da temperatura potencial do ar na CLAM ($TSM - \theta_a$) e pela velocidade do vento em superfície (u_a). Em acordo à equação 2.1, F_h representa o fluxo perdido do oceano para a atmosfera. Segundo Lee (1992), em casos gerais, este fluxo pode ser expresso pela equação 2.3:

$$F_h = \rho_a c_p C_H u_a (TSM - \theta_a) \quad (2.3)$$

Sendo ρ_a , c_p e C_H , respectivamente, a densidade do ar, o calor específico do ar e o coeficiente de troca de calor sensível.

Em geral, F_h , no continente, é maior do que nos oceanos. Nas margens oeste dos oceanos, porém, ocorrem exceções (PEIXOTO E OORT, 1991). Nestas regiões, as ações das correntes de borda oeste transportam águas mais quentes da região equatorial para os pólos, e, portanto, estão em média mais quentes que suas vizinhanças (SATO, 2005). Dentre essas correntes podemos destacar a CB.

Na maior parte da CBM é verificado fluxo de calor sensível do oceano para a atmosfera. Bunker (1988) apresenta, como médias máximas anuais do fluxo de calor sensível nesta região, valores superiores a 20 W/m². Porém, no limite norte da CM, nas proximidades do litoral argentino, são observados valores de fluxo de calor sensível da atmosfera para o oceano com médias anuais menores que 10 W/m².

Durante a formação de um ciclone, grandes alterações nos valores de fluxo de calor sensível, também, podem ser observadas. Yau e Jean (1989) mostram que nas primeiras 12 horas de vida de um ciclone extratropical na costa leste dos Estados Unidos, o valor de F_h que era de -70 W/m² (oceano recebe calor sensível) passa a ser de 500 W/m² (oceano fornecendo calor sensível).

2.4.1.6 Divergência do Transporte de Calor Sensível nos Oceanos (F_o)

A divergência do transporte de calor sensível nos oceanos implica no equilíbrio térmico entre as regiões de diferentes saldos de energia, representando, portanto, o fluxo de calor total advectado pelas correntes oceânicas. Dessa forma, a perda líquida de calor através da interface do oceano, em alguma região, implica um equivalente ganho líquido de calor por advecção através do interior do oceano, mantendo o equilíbrio térmico na região (SATO, 2005). O saldo positivo de calor nos trópicos é transportado em direção aos pólos. Liou (2002) afirma que esse transporte médio equivale a cerca de 40 W/m² dos trópicos para as latitudes médias.

2.5 O Brazilian Regional Atmospheric Modeling Systems (BRAMS)

Um modelo de PNT é um conjunto de equações físico-matemáticas, integradas numericamente em um computador, que são aplicadas para simular ou prever o comportamento da atmosfera. Este modelo resolve um complexo sistema de equações matemáticas baseadas em leis físicas da termodinâmica e da dinâmica dos fluidos, de modo a prever o estado futuro da atmosfera partindo de condições iniciais específicas. Em adição, outros processos, como a física da radiação, a física das nuvens, a precipitação e as trocas turbulentas à superfície são representadas no modelo, usando esquemas de parametrizações, uma vez que alguns destes processos não são resolvidos explicitamente.

Os modelos numéricos regionais, como é o caso do RAMS e do BRAMS, são normalmente utilizados, com maior resolução espacial, quando comparado aos globais, identificando com um melhor detalhamento o comportamento da atmosfera sobre uma região específica.

Basicamente, os modelos de PNT regionais funcionam em três fases: o pré-processamento, a integração do modelo e o pós-processamento. No pré-processamento, são geradas as condições iniciais e as condições de contorno que serão utilizadas na inicialização e na fase de integração. As condições de contorno podem ser da borda lateral do domínio, ou de contorno inferior, como é o caso da TSM. As condições iniciais são os campos que inicializam os pontos de grade (vento, temperatura, umidade, geopotencial).

Na fase de integração do modelo são gerados os campos prognósticos e diagnósticos de acordo com as configurações de parametrizações físicas na região de interesse escolhida pelo usuário.

No pós-processamento o modelo processa os campos prognósticos e diagnósticos e ainda gera variáveis diagnósticas derivadas das variáveis prognósticas do modelo em uma determinada grade regular. Nesta fase, também, podem ser gerados arquivos de saída do modelo em formatos específicos para outros softwares.

O BRAMS pode receber como condições iniciais as informações de saída do Modelo Global T213, utilizado pelo CPTEC, ou de outro modelo de PNT qualquer, desde que este forneça dados para uma área de abrangência maior, na qual será realizada a simulação. Essas condições iniciais e de contorno são constituídas pelos bancos de dados de TSM, topografia, vegetação, uso do solo e classes de textura do solo e variáveis que representam o estado inicial da atmosfera. A execução do BRAMS nos modos denominados como: “MAKESFC” (pré-processamento para dados de superfície) e “MAKEVFILE” (pré-processamento para dados atmosféricos referentes às condições iniciais) consistem no ajuste dos dados de entrada na resolução da grade do modelo.

As características, a seguir apresentadas, são referentes ao modelo RAMS que deu origem a versão brasileira, o BRAMS. Apesar da bibliografia pesquisada estar associada ao RAMS, tais características são comuns a ambos os modelos e visando a coerência com as fontes pesquisadas, as mesmas serão mencionadas conforme os estudos originais.

O modelo utiliza um esquema de aninhamento múltiplo de grades, permitindo que as equações do modelo sejam resolvidas, de forma acoplada, sob um determinado número de grades computacionais com diferentes resoluções espaciais (COTTON et al., 2003), possibilitando o uso de uma maior resolução espacial para uma região selecionada e proporcionando um melhor refinamento para a esta área de interesse. Ainda com relação ao esquema de aninhamento de grades, o modelo utiliza a interação do tipo two-way (TREMBACK E WALKO, 1997), onde as variáveis prognósticas geradas durante as integrações na grade aninhada serão utilizadas pela grade principal e depois repassadas à grade aninhada em um processo contínuo de troca de informações.

A grade utilizada é do tipo C de Arakawa, em que as variáveis termodinâmicas e de umidade são definidas no centro dos pontos de grade e as componentes u , v e w são resolvidas nos pontos $dx/2$, $dy/2$ e $dz/2$, respectivamente (TREMBACK E WALKO, 1997). Uma visualização deste tipo de grade está na Figura 2.3.

Além do módulo atmosférico, o RAMS possui um pacote de análise isentrópica denominado ISAN (Isentropic Analysis) que permite a assimilação de dados de outros modelos para serem utilizados como condições iniciais e de contorno (PIELKE et al., 1992).

Segundo Cotton et al. (2003), o modelo RAMS apresenta uma boa eficiência em simulações de turbilhões na CLA (10 a 100 m de grade espacial). As simulações do modelo podem ser realizadas considerando duas ou três dimensões (TREMBACK E WALKO, 1997).

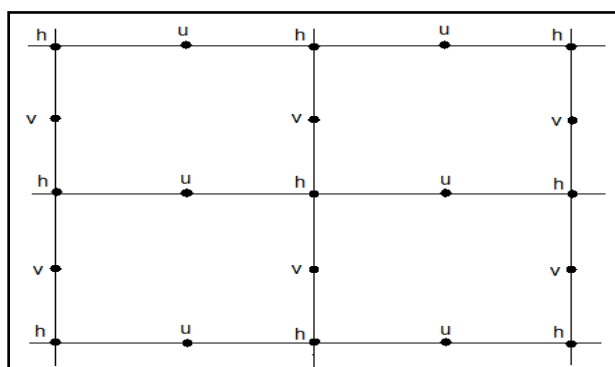


Figura 2.3 - Grade do tipo C de Arakawa, h: variáveis termodinâmicas; u: componente zonal; v: componente meridional do vento.
Fonte: Todesco (2008).

Tremback e Walko (1997) descrevem ainda que o conjunto de equações utilizadas pelo RAMS são, na maior parte das simulações, não hidrostáticas e quase-Boussinesq, consistindo de equações prognósticas para todas as variáveis de estado incluindo u , v , w , temperatura potencial, razão de mistura e função de Exner (pressão adimensional). Porém, o modelo pode ser utilizado com a aplicação de equações hidrostáticas.

A projeção horizontal utilizada é a polar estereográfica, cujo pólo de projeção fica próximo do centro da área de domínio. Esse tipo de projeção diminui distorções

entre a grade do modelo e a correspondente distância próxima do real no globo terrestre (TREMBACK E WALKO, 1997).

Na vertical, o modelo permite a utilização de dois tipos de coordenada. A do tipo sigma-z, a qual acompanha o terreno na parte inferior e possui o seu topo plano, e a do tipo “shaved” ETA, em que as aberturas das faces das células de grade são adaptadas à topografia, com a estrutura de grade como uma verdadeira grade cartesiana (TREMBACK E WALKO, 2004). Esta coordenada vertical permite o tratamento dos gradientes verticais em terrenos de maior complexidade (topografia acentuada, construções urbanas e vegetação). A resolução vertical do modelo pode ser configurada em até 132 níveis.

A simulação/previsão do BRAMS/RAMS é feita atribuindo-se a variável ‘RUNTYPE’, que está contida dentro de um arquivo de configurações de variáveis que controlam o modelo, chamado RAMSIN (“namelist” de variáveis de configuração do modelo), a opção ‘INITIAL’. Com essa opção definida, o modelo é executado para a data especificada. Dependendo das configurações indicadas no RAMSIN (tamanho e refinamento da grade, período a ser analisado, etc.), diferente custo computacional será requerido. O RAMSIN é dividido em cinco partes, que em seu conjunto constituem a etapa do processamento. A descrição do RAMSIN, juntamente com o fluxograma de execução básica do BRAMS constitui o Apêndice A.

Depois de finalizada a simulação/previsão, pode-se proceder com o pós-processamento, através do software “RAMSPOST” que permite gerar arquivos que possam ser visualizados, por exemplo, no software Grid Analysis and Display System (GrADS).

Em seu processo de integração, no uso das equações não hidroestáticas, o RAMS utiliza as equações do movimento, a equação da termodinâmica, a equação da conservação de umidade e a equação da continuidade de massa.

2.5.1 Parametrização Convectiva

A parametrização convectiva usada no RAMS é uma parametrização modificada de Kuo (1974) e descrito por Molinari (1985). Porém, o BRAMS possui adicionalmente uma parametrização desenvolvida por Grell (1993) e Grell e Devenyi (2002) e

implementada por Freitas et al. (2004). Esta nova possibilidade, também, é comentada por Freitas et al. (2009) e Marecal et al. (2006).

2.5.2 Parametrização dos Fluxos de Calor em Superfície

O RAMS utiliza a parametrização estabelecida por Louis (1979), sendo este esquema uma aproximação das equações de Businger et al. (1971). Por esta parametrização são calculados os fluxos da superfície para a atmosfera. Louis (1979) ao apresentar suas primeiras simulações estabeleceu previsões no cálculo de fluxos de calor e momentum em um modelo numérico de previsão do tempo para curto (2 dias) e longo (10 dias) prazo. A parametrização destes fluxos é baseada na teoria da similaridade apresentada por Monin-Obukhov (1954), desenvolvida na extinta União Soviética para explicar a dinâmica da camada superficial, tornando-se conhecida no ocidente, durante os anos 50 e sendo adotada desde a década de 60 como um instrumento padrão de análise micrometeorológica.

Em acordo, a este esquema de parametrização, são calculadas as variáveis u^* , θ^* e r^* , respectivamente, velocidade de atrito (2.4), escala de temperatura potencial (2.5) e escala de umidade (2.6).

$$u_*^2 = a^2 \bar{U} F_m(z/z_0, Ri_B) \quad (2.4)$$

$$\theta_* = \frac{a^2 \bar{U} \Delta\theta}{u_*} F_h(z/z_0, Ri_B) \quad (2.5)$$

$$r_* = \frac{a^2 \bar{U} \Delta r}{u_*} F_h(z/z_0, Ri_B) \quad (2.6)$$

Sendo as constantes a^2 , $\Delta\theta$, Δr e $\bar{U}$ respectivamente calculadas pelas fórmulas 2.7, 2.8, 2.9 e 2.10, e ainda, K é a constante de Von Karmann (= 0.35), z é o nível considerado, z_0 é o nível de fricção e o número de Richardson (Ri_B) é dado pela equação 2.11.

$$a^2 = \frac{k^2}{(\ln z/z_0)^2} \quad (2.7)$$

$$\Delta\theta = \bar{\theta}(z) - \bar{\theta}(s) \quad (2.8)$$

$$\Delta r = \bar{r}(z) - \bar{r}(s) \quad (2.9)$$

$$\bar{U} = \sqrt{\overline{u(z)^2} + \overline{v(z)^2}} \quad (2.10)$$

$$Ri_B = \frac{g z \Delta \theta}{1/2 (\bar{\theta}(z) + \bar{\theta}(s)) \bar{U}^2} \quad (2.11)$$

As funções de perfil apresentadas, empiricamente, por (BUSINGER, 1971) são dadas, analiticamente por 2.12 e 2.13, para o caso estável, e por 2.14 e 2.15, para o caso instável.

a) Caso estável ($Ri_B > 0$)

$$F_m = \frac{1}{1 + \frac{(2 b Ri_B)}{\sqrt{1 + d Ri_B}}} \quad (2.12)$$

$$F_h = \frac{1}{1 + (3 b Ri_B) \sqrt{1 + d Ri_B}} \quad (2.13)$$

b) Caso instável ($Ri_B < 0$)

$$F_m = 1 - \frac{2 b Ri_B}{1 + 2 c_m b a^2 \sqrt{z/z_0 |Ri_B|}} \quad (2.14)$$

$$F_h = 1 - \frac{3 b Ri_B}{1 + 3 c_h b a^2 \sqrt{z/z_0 |Ri_B|}} \quad (2.15)$$

Sendo $b = 5$, $d = 5$, $c_m = 7.5$ e $c_h = 5$. Por fim, os fluxos de calor e de umidade são dados pelas equações 2.16 e 2.17. A partir destes valores torna-se trivial os cálculos do fluxo de calor sensível e latente pelo modelo, utilizando, para isso, os valores de densidade e calor específico do ar.

$$\overline{\theta' w'} = -\theta_* u_* \quad (2.16)$$

$$\overline{r' w'} = -r_* u_* \quad (2.17)$$

2.5.3 Parametrização de Radiação

Lee (1992) apresenta a parametrização de radiação de onda longa e curta na superfície e as parcelas absorvidas pelas nuvens e pelo solo, utilizando o modelo Land Ecosystem-Atmosphere Feedback (LEAF), que consiste nos parâmetros de vegetação utilizados como condição de contorno pelo modelo. Esta parametrização é baseada em Chen e Cottom (1983). Para cálculos de radiação de onda longa emitida da superfície, o LEAF usa a aplicação direta da fórmula de Stefan-Boltzmann e para valores de albedo utilizados pelo BRAMS para cálculos de balanço de energia são utilizados os valores segundo Atwater e Ball (1981).

2.6 A Influência do Modo Anular nos Campos de TSM no Atlântico Sul

Em referência aos estudos climatológicos na América do Sul foi verificada uma carência de trabalhos envolvendo correlações entre padrões de teleconexão e campos de TSM nos Oceanos Atlântico e Pacífico. Uma exceção é feita no que se refere à simulações envolvendo o ENOS, devido a própria definição deste fenômeno, onde vasta bibliografia encontra-se disponível.

O modo predominante de variabilidade dos extratropicais, em ambos os hemisférios, é caracterizado pela existência de uma estrutura anular e zonalmente simétrica (THOMPSON E WALLACE, 2000). Esta estrutura pode ser verificada em campos de sinais opostos de altura de geopotencial e de pressão ao nível do mar, entre as regiões polares e as latitudes médias. No Hemisfério Sul, esse padrão de teleconexão é conhecido como Modo Anular Sul ou Oscilação Antártica (AAO) (GONG E WANG, 1998), tendo como análogo para o Hemisfério Norte o Modo Anular Norte ou Oscilação do Ártico (AO) (THOMPSON E WALLACE, 1998). Um índice da AAO foi proposto por Gong e Wang (1999), calculando-se a diferença entre a média zonal normalizada de pressão ao nível do mar nas latitudes de 40°S e 65°S. A estrutura vertical deste padrão de teleconexão é predominante durante todo o ano na troposfera, podendo chegar até a estratosfera. Quando esta condição é estabelecida é configurado o “período ativo” do Modo Anular (THOMPSON E WALLACE, 2000). Carvalho et al. (2005), utilizando uma série de dados de 1979 à 2000, apresentaram uma intensificação de ventos de oeste nas regiões circumpolares e um enfraquecimento nas regiões de latitudes médias na fase positiva da AAO. O oposto foi observado na fase negativa da AAO. Rao et al. (2003)

analisaram a correlação entre o índice AAO e a função de anomalia do vento meridional em 300 hPa, cujos valores mais altos representam as regiões dos storm tracks. Segundo os autores, a AAO mostrou ser, negativamente, correlacionada com os storm tracks em todas as estações.

Thompson e Wallace (2000), aplicando o método de função ortogonal empírica aos campos de geopotencial em 1000 hPa (Hemisfério Norte) e 850 hPa (Hemisfério Sul), analisaram o comportamento da AO e da AAO, utilizando séries de dados que compreendem o período de 1900 à 1997. Os resultados apresentaram que, no Hemisfério Sul, o “período ativo” da AAO é estabelecido no mês de novembro.

Thompson e Wallace (2000), também, concluíram que os índices positivos de AAO estão associados ao incremento dos ventos de oeste em altas latitudes e um enfraquecimento em latitudes médias. A posição climatológica das Células de Hadley e Ferrell desloca-se para sul nesta fase. Também, é observado um aquecimento anômalo em superfície em latitudes médias. A estrutura da atmosfera, durante o “período ativo”, é caracterizada por um fortalecimento do vento zonal até a estratosfera.

Reason e Jagadheesha (2004) apresentaram a correlação entre o índice AAO e o campo de anomalias de TSM no Oceano Atlântico. Os resultados mostraram anomalias positivas, principalmente, no inverno na região da CBM, embora o estudo tenha como principal área analisada a região Sudeste do Atlântico. A série de dados utilizada, nesta correlação, é de 50 anos. Os autores apresentaram também que durante estes invernos, a evaporação associada ao fluxo de calor latente no sudoeste do Oceano Atlântico sofre um aumento. Estas forçantes estarão associadas às anomalias positivas de TSM na CBM e também ao maior número de eventos ciclogênicos na região. Alguns estudos associam ainda o Modo Anular com outros padrões de teleconexão, dentre as quais, pode-se citar Carvalho et al. (2005) que indicaram que fases negativas da AAO são dominantes quando o padrão de anomalias de TSM e circulação assemelham-se às fases do ENOS.

3 DADOS E MÉTODOS

Os dados para inicializar o BRAMS podem ser gerados a partir de duas diferentes resoluções espectrais do Modelo Global do CPTEC: o CPTEC T213 e o CPTEC T126. O CPTEC T213 possui uma resolução espacial de aproximadamente 63 km, porém, com disponibilização das análises a cada 12 horas. O CPTEC T126 possui resolução espacial de aproximadamente 100 km e análises a cada 6 horas. Visando estudar os impactos causados pela TSM e também pela grade do BRAMS de alta resolução, optou-se, neste trabalho, pelo CPTEC T213. Como condição de contorno de TSM são utilizados os bancos de dados OISSTv2 e o OSTIA.

3.1.1 A TSM como Condição de Contorno em um Modelo Numérico

A TSM exerce um papel fundamental nos complexos mecanismos de interações entre a atmosfera e o oceano, pois regula a energia em forma de fluxo de calor que é trocada entre eles. Pequenas variações nos campos de TSM podem alterar, significativamente, o calor armazenado no interior dos oceanos e impactar o escoamento atmosférico (PEZZI E SOUZA, 2005), repercutindo no desenvolvimento de prognósticos de tempo. Chelton e Wentz (2005) também afirmam que em larga escala, os ventos de superfície e a TSM estarão negativamente correlacionados, e em meso e pequena escala, esta correlação é positiva (WALLACE et al., 1989, CHELTON, 2005, PEZZI et al., 2005, SMALL et al., 2005, TOKINAGA et al., 2005). Outras variáveis meteorológicas, também, sofrem um impacto direto das condições de contorno de TSM, como é caso da pressão atmosférica, da precipitação, devido principalmente ao efeito de evaporação relacionada ao fluxo de calor latente e da própria temperatura do ar em superfície pelo aquecimento direto da CLA.

3.1.2 Comparativo das fontes de dados de TSM

Os bancos de dados de TSM podem ser compostos por informações de satélites e in situ. Algumas dessas bases são adequadas para suprir as necessidades dos modelos de PNT (DONLON et al., 2007). Os dados de TSM in situ coletados por bóias fixas e de deriva são informações pontuais e instantâneas, que, por sua vez, servem para a validação dos dados satélite. São usados para compor produtos de TSM combinados com dados orbitais e para fornecer indicações de comportamento de massas de água e

correntes oceânicas. Atualmente, os dados in situ tem seu uso pela Comunidade Científica limitado, devido a distribuição irregular das bóias de coleta de dados oceanográficos, constituindo um problema no delineamento e monitoramento da TSM dos oceanos e resultando em grandes regiões, principalmente no Pacífico Tropical e no Hemisfério Sul, com um menor número de observações (REYNOLDS et al., 2002).

A TSM estimada por satélites é não pontual, sendo o resultado de uma integração de dados em uma área limitada e representando, portanto, um valor médio. A Tabela 3.1 apresenta um comparativo entre dados de TSM obtidos por coletas in situ e por sensores satélites.

Tabela 3.1 – Comparação entre dados de TSM in situ e por satélites.

	Dados de TSM in situ	Dados de TSM por satélites
Vantagens	- Permite a validação de dados satélites; e - Aquisição de perfil vertical de temperatura.	- Alta resolução temporal e espacial; e - Baixo custo.
Desvantagens	- Irregularidade na cobertura de dados globais; e - Alto custo.	- Necessidade de dados in situ para validação; e - Campos bidimensionais.

Entre os principais sensores remotos de coleta de dados destacam-se os sensores IV e os de microondas. Os dados advindos de sensores IV tem seus primórdios associados ao uso dos sensores VHRR (Very High Resolution Radiometer) e SR (Scanning Radiometer), a bordo do satélite NOAA-2 (National Oceanic and Atmospheric Administration), lançado em outubro de 1972, segundo Emery et al. (2001). As maiores vantagens dos dados IV são a grande resolução espacial e a boa resolução temporal, o que também permite a resolução da variação diurna da TSM (WU et al., 1999).

Os sensores IV tem seu conceito baseado nas leis de radiação de um corpo negro. Inicialmente deve-se considerar a lei de Planck e a partir dela pode ser determinada a emitância espectral M_λ de um corpo negro em W/m^2 (ROBINSON, 1985).

$$M_{\lambda} = \frac{C_1}{\lambda^5 [\exp(C_2/\lambda T) - 1]} \quad (3.1)$$

Sendo $C_1 = 3,74 \times 10^{-16} \text{ W/m}^2$, $C_2 = 1,44 \times 10^{-2} \text{ m}^\circ\text{K}$, λ é o comprimento de onda em metros e T a temperatura em K. A emitância será a grandeza medida pelo sensor IV. Porém, deve-se considerar que o corpo que emite esta energia não é um corpo negro. Para isso deve-se considerar a razão de emissividade (ROBINSON, 1985).

$$\epsilon(\lambda) = \frac{M_{\lambda}(\text{emissor a temperatura } T)}{M_{\lambda}(\text{corpo negro a temperatura } T)} \quad (3.2)$$

Considerando a lei de Stefan-Boltzmann, que relaciona a energia emitida por um corpo qualquer a quarta potência da temperatura absoluta do mesmo (LIOU, 2002):

$$B(T) = \sigma T^4 \quad (3.3)$$

Sendo que σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{ K}^4$). Em seguida, utilizando a lei de Wein, considera-se que o comprimento de onda correspondente à máxima radiação emitida por um corpo é inversamente proporcional à temperatura deste corpo.

$$\lambda_{max} = a/T \quad (3.4)$$

Sendo $a = 2,897 \times 10^{-3} \text{ m/K}$. Dessa forma, é possível determinar a temperatura do corpo, no caso a porção de água associada a TSM. Robinson (1985) mostra que a média das TSM no planeta é da ordem de 300K e para essa temperatura as emissões estão concentradas próximo de $10\mu\text{m}$, estando os comprimentos de onda em função da temperatura, variando entre 3 e $14\mu\text{m}$, valores estes próximos a faixa de comprimentos de onda IV.

Os dados advindos de sensores de microondas foram, inicialmente, utilizados em outubro de 1978 pelo sensor Microwave Sounding Unit (MSU), com o lançamento do satélite Nimbus-7, segundo Mears (2008). A resolução espacial em microondas é inferior quando comparada à obtida em IV.

A emissão termal em microondas é obtida pela lei de Planck para um corpo real (ROBINSON, 1985).

$$M_{\lambda}(\theta, \phi) = \frac{2hc^2\epsilon(\theta, \phi)}{\lambda^5 [\exp(hc/\lambda kT) - 1]} \quad (3.5)$$

Sendo h a constante de Planck e igual a $6,626 \times 10^{-34}$ Js, λ é o comprimento de onda em metros, T é a temperatura em K, c é a velocidade da luz no vácuo e igual a 3×10^8 m/s, k é a constante de Boltzmann ($1,38 \times 10^{-23}$ J/K⁴) e $\epsilon(\theta, \phi)$ é a emissividade da superfície na direção (θ, ϕ) .

Porém, em um sensor microondas, a radiância espectral é normalmente medida em unidade de frequência, ao invés de comprimento de onda. Sendo f a frequência e igual a razão entre a velocidade da luz no vácuo e o comprimento de onda, temos que a radiância espectral em Hz pode ser expressa por:

$$B_f(\theta, \phi) = \frac{2hf^3}{c^2} \frac{\epsilon(\theta, \phi)}{[\exp(hf/kT) - 1]} \quad (3.6)$$

Considerando no caso de frequências microondas $hf/kT \ll 1$

$$B_f(\theta, \phi) = \frac{2kT\epsilon(\theta, \phi)}{\lambda^2} \quad (3.7)$$

Como pode-se concluir, pela análise da equação (3.7), a radiância em microondas é diretamente proporcional à temperatura do emissor.

As maiores limitações do IV estão relacionadas a sua incapacidade de penetração em regiões com cobertura de nuvens, devido a sua banda de frequência de operação (DONLON et al., 2007). Em contrapartida, as ondas eletromagnéticas na faixa de microondas, normalmente na faixa de comprimentos de onda entre 1,5 mm e 300 mm, podem penetrar em regiões cobertas por nuvens, pois nestes comprimentos de onda, mais longos, a atenuação e o retroespalhamento atmosférico, causado por partículas em suspensão (aerosóis, poeira e partículas d'água presentes em nuvens), são praticamente inexistentes (ROBINSON, 1985).

Já as limitações dos sensores de microondas estão associadas a sua menor resolução temporal e a sua contaminação por sinais vindos do continente, não permitindo a obtenção de dados nas regiões costeiras (GUAN E KAWAMURA, 2003). Em casos de precipitação de maior intensidade, a resposta dos sensores em frequências

de microondas também pode ser minimizada e até mesmo inexistente (WENTZ et al., 2000).

Guan e Kawamura (2003) apresentam um comparativo da utilização de sensores IV e de microondas na obtenção de dados de TSM ao sul da Ilha de Kyushu no Japão. Os sensores IV utilizados foram o AVHRR e o Geostationary Meteorological Satellite, Stretched-Visible Infrared Spin Scan Radiometer (GMS S-VISSR), e o sensor de microondas foi o Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager (TMI). Os resultados indicam uma concordância com o comparativo anteriormente mencionado. Os dados advindos de sensores IV possuem uma maior resolução espacial, porém uma menor disponibilidade (48% no caso do AVHRR e 56% para o S-VISSR) devido a ausência de informações em regiões cobertas por nuvens. Os dados advindos do sensor TMI apresentaram uma maior disponibilidade (cerca de 78%), porém uma limitação nas áreas costeiras e uma resolução espacial inferior. A disponibilidade dos dados de IV também possuem uma grande variabilidade sazonal, enquanto que a referente aos dados de microondas são aproximadamente constante durante todo o ano.

A disponibilidade relacionada ao tipo de satélite utilizado, também, merece atenção. Dados advindos de satélites de órbita polar estão relacionados a uma disponibilidade temporal limitada e a uma maior cobertura espacial. Já os dados relacionados aos satélites geoestacionários apresentam maior resolução temporal e uma maior cobertura espacial, devido ao seu caráter estático.

3.1.3 As Diferentes Medidas de TSM

A TSM é definida de formas distintas em muitos estudos, uma vez que a camada superior do oceano (até aproximadamente 10 m) possui estrutura vertical complexa e variável, o que está relacionado com a turbulência no oceano e os fluxos de calor e de momentum entre o oceano e atmosfera (DONLON et al., 2007). Neste estudo, serão adotadas as definições de TSM usadas pelo GHRSSST-PP (GHRSSST, 2005).

- **TSM na interface (na literatura em inglês, interface SST)** – Temperatura na interface oceano-atmosfera, medida na camada mais superficial do oceano. Não tem uso prático;

- **TSM de pele (na literatura em inglês, skin SST)** – Temperatura da água na profundidade de aproximadamente 10-20 μm . Representa a temperatura radiométrica medida por equipamentos que operam na faixa do IV entre 10-12 μm . Possui grande influência do ciclo diurno, incluindo os efeitos de esfriamento e de aquecimento da camada superficial;
- **TSM de subpele (na literatura em inglês, subskin SST)** – Definida como a temperatura à aproximadamente, 1 mm de profundidade. Representa a medida da TSM feita por radiômetros na faixa de microondas, operando na faixa de frequências entre 6 e 11 GHz;
- **TSM de balde (na literatura em inglês, depth SST)** – É a TSM medida in situ, por termômetros instalados nas bóias fixas e de deriva e por termosalinógrafos à bordo de embarcações. Equipamentos como o Expendable bathythermograph (XBT) e o Conductivity, temperature, depth (CTD) também podem fornecer este tipo de TSM. Para complementar sua informação, deve ser especificada a medida da profundidade de coleta da água; e
- **TSM Fundamental (na literatura em inglês, fundamental SST)** – Temperatura numa camada com boa mistura e livre dos efeitos do ciclo diurno, sendo equivalente a TSM de subpele na ausência de qualquer sinal diurno. A TSM fundamental possui conexão com o conceito histórico de TSM bulk, que representa a temperatura da camada de mistura oceânica por medições de TSM em profundidades entre 1 e 20 m. Com definição mais completa, a TSM fundamental possibilita uma quantificação mais precisa do que a TSM bulk, proporcionando uma melhor representação da temperatura da camada de mistura. A TSM fundamental não pode ser medida por sensores satélites, mas, somente por coletas in situ.

Os dados adquiridos por sensores IV referem-se a TSM de pele e os adquiridos por sensores microondas estão relacionados a TSM de subpele.

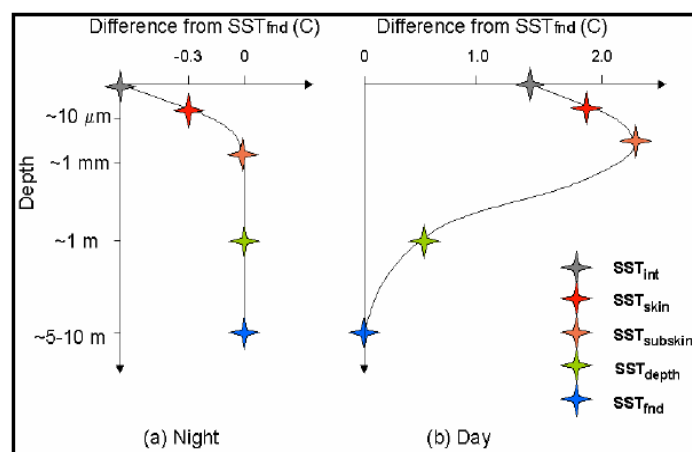


Figura 3.1 – Definição de TSM.
Fonte: GHR SST (2005).

3.1.4 O Banco de Dados OISSTv2

O banco de dados OISSTv2 representa a segunda geração do banco de dados de TSM, com média semanal e 1° de resolução espacial disponibilizada pela NOAA. A primeira versão, a OISSTv1 passou a ser disponibilizada em novembro de 1981 (REYNOLDS et al., 2002). Ambas as versões utilizam como fonte de informações o sensor de IV AVHRR e coletas de dados in situ (REYNOLDS E SMITH, 1994). A diferença entre estas duas gerações está relacionada na melhora da correção dos vieses advindos de informações satélite, no incremento do número de informações in situ utilizadas e no algoritmo de correção da concentração de água originada de gelo marinho (REYNOLDS et al., 2002). A segunda versão deste banco de dados passou a ser disponibilizada a partir de 2001. Reynolds et al. (2002) apresentam um comparativo na avaliação destes dois bancos de dados e classificam como modesta a melhora alcançada pelo OISSTv2, justificado principalmente devido ao incremento da quantidade de dados in situ.

3.1.4.1 Descrição Técnica

O banco de dados OISSTv2 provê dados de TSM como condição de contorno para muitos modelos numéricos de previsão do tempo, em uso operacional em diversos serviços meteorológicos, entre eles o CPTEC, que usa estas condições de contorno nos modelos ETA e no Modelo Global do CPTEC, além do próprio BRAMS. Sua disponibilização é feita por diversos sítios da internet, entre eles, em http://brams.cptec.inpe.br/in_data_gl_weekly_sst.shtml. A seguir, é apresentado um

sumário das características de cada sensor que prove informações ao banco de dados OISSTv2.

- AVHRR – Utilizado, pela primeira vez, a bordo do satélite TIROS-N, lançado em outubro de 1978. Atualmente, a terceira versão do sensor é empregada nos satélites de órbita polar NOAA-15, 16, 17, 18 e 19 e no METOP-A. O sensor possui 6 canais IV, dos quais, 3 são utilizados para determinação da TSM. São eles: os canais 3B, 4 e 5, com comprimentos de onda, respectivamente, entre 3,55 e 3,93, 10,30 e 11,30, e 11,50 e 12,50 μm (disponível em <http://noaasis.noaa.gov>, acessado em março de 2011). A acurácia da TSM obtida pelo AVHRR/3 é melhor que 0,5°C (LI et al., 2001). A resolução espacial pode chegar a 1,1 km, sendo um dos sensores mais eficientes aplicados a oceanografia na obtenção de dados de TSM, com cobertura global (SAKAIDA E KAWAMURA, 1996). Devido a medição em diferentes comprimentos de ondas pelos três canais utilizados torna-se possível uma melhor análise espectral que garante uma maior precisão da TSM; e

- in situ – Os dados in situ do banco de dados OISSTv2 são provenientes desde 1997 do Global Telecommunications System (GTS), a partir de observações de navios e de bóias de fundeio e de deriva (REYNOLDS et al., 2002). A resolução espacial destes dados é maior que 1°. As coletas in situ feitas por bóias oceanográficas contabilizam em média 10^6 de dados de TSM por mês, enquanto que, por navios, são realizadas entre 10^5 e 2×10^5 coletas (XU E IGNATOV, 2010).

3.1.5 O Banco de Dados OSTIA

Distintos bancos de dados de TSM estão associados ao GHR SST-PP, entre eles o banco de dados OSTIA. O GHR SST-PP é um projeto de cooperação internacional que agrega instituições de 13 países, criado em 2002, quando então passou a oferecer à Comunidade Científica, uma série de banco de dados de TSM de alta e de ultra resolução, com acurácia e disponibilidade, em tempo e espaço, adequadas a operacionalização dos mais modernos modelos oceânicos e atmosféricos, utilizando informações de sensores satélites IV e de microondas, além de informações in situ. Esta condição permite explorar a sinergia das diversas fontes de dados, potencializando suas

vantagens e garantindo uma cobertura global. O GHRSSST-PP representa uma vertente do GODAE, um sistema internacional que colabora para atividades de previsão oceanográfica sendo descrito por Smith (2000) como um sistema global de observações, modelagem e assimilação de dados, que fornece informações oceânicas a fim de promover uma grande gama de utilizações, associado à elevada disponibilidade global dos recursos em questão, visando o maior benefício da sociedade.

3.1.5.1 Descrição Técnica

Os produtos do OSTIA são disponibilizados em dois tipos distintos. O primeiro refere-se aos produtos pré-processados, denominados L2P, caracterizados pela associação direta dos pontos geográficos de coleta e dos pontos de dados de TSM com correções de viés. O segundo refere-se aos produtos da análise L4, caracterizados pela cobertura global e estão disponíveis, em tempo próximo do real, sem espaços vazios de informação. A maior vantagem desta base reside na combinação de dados in situ, dados orbitais na faixa do IV termal e dados orbitais na faixa de microondas. Desta forma, o efeito da cobertura de nuvens ou presença de aerossóis na atmosfera é minimizado quando da obtenção da informação de TSM (STARK et al., 2007). Os produtos L2P e L4 estão disponibilizados no formato network Common Data Form (netCDF) (DONLON et al., 2007).

A base de dados OSTIA é descrita, em linhas gerais, por Stark et al. (2007), como um banco de dados de TSM de alta resolução, de cobertura global e disponibilização diária. A resolução alcançada é de 0,05°. O produto final é combinado com os dados de distribuição de gelo no mar gerados em alta resolução temporal e atende a demanda de diversos serviços meteorológicos mundiais para fins de PNT. A TSM obtida é do tipo fundamental, com disponibilização de dados a partir de 1 de abril de 2006. Oito distintas fontes de dados são utilizadas (STARK et al., 2007). A seguir é apresentado um sumário das características de cada sensor que prove informações ao banco de dados OSTIA.

- Advanced Along-Track Scanning Radiometer (AATSR) - O'Carroll et al. (2008) comentam que a resolução espacial do sensor AATSR é de aproximadamente 1 km. Corlett et al. (2006) complementam que este sensor possui uma acurácia global menor que 0,39 K, e o classificam como o sensor

satélite de maior precisão na determinação de TSM . Tem sua concepção originada dos sensores Along-Track Scanning Radiometer-1 (ATSR) e ATSR-2 e, sua plataforma, baseia-se no AVHRR, porém, apresenta como vantagens uma maior estabilidade em um processo contínuo de calibragem, garantindo uma melhor correção dos efeitos de absorção de partículas atmosféricas. Possui 7 canais IV , dos quais, 3 são utilizados para determinação da TSM, estando eles centrados nos comprimentos de onda 3,7, 11 e 12 μm . Está a bordo do satélite de órbita polar European Space Agency ENVironment SATellite (ESA ENVISAT), lançado em 2001 (LLEWELLYN-JONES et al., 2001);

- Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR) – Representa o primeiro sensor de microondas que oferece uma cobertura global de dados de TSM, com disponibilidade de dados desde junho de 2002 (Reynolds et al., 2007). Está a bordo do satélite National Aeronautics and Space Administration (NASA) Aqua, de órbita polar e resolução espacial para dados de TSM de $0,25^\circ$ (DONG et al., 2006). Este sensor possui seis canais de microondas, distribuídos entre 6,9 e 89 GHz, sendo que apenas as duas menores frequências (6,9 e 10,65 GHz) são utilizadas para aquisição de TSM (KAWANISHI et al., 2003). A acurácia obtida por este sensor foi de 0,42 K, segundo O'Carroll et al. (2008);

- AVHRR – Local Area Coverage (LAC) e AVHRR – Global Area Coverage (GAC) – O LAC está a bordo dos satélites NOAA 17 e 18 e o GAC está a bordo, somente, do satélite NOAA 18 (STARK et al., 2007). Utilizam o mesmo princípio de sensor IV, descrito anteriormente, para o AVHRR e ambos possuem uma acurácia em torno de $0,5^\circ\text{C}$, sendo a resolução espacial do LAC de 1,1 km e do GAC de 4 km (LI, 2000). O LAC adquire dados de TSM no Mar Mediterrâneo e no Atlântico Nordeste e o GAC possui cobertura global (STARK et al., 2007);

- Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) – Este sensor possui 12 canais, sendo 4 canais no espectro visível e 8 canais IV, estes distribuídos entre os comprimentos de onda de 3,9 à 13,4 μm , e permitindo a aquisição de 1 imagem a cada 15 minutos. A resolução espacial pode chegar a 3 km, com o sensor na altitude de 35800 km (AMINOU, 2002) e a aquisição de dados de TSM está limitada ao Oceano Atlântico, com a utilização específica dos canais

IV de 3,9, 8,7, 10,8 e 12,0 μm (SCHMID, 2000). Niclòs et al. (2008) determinaram a acurácia da TSM adquirida pelo SEVIRI em 0,5 K, tendo como referência dados in situ, na costa leste da Europa. O SEVIRI atualmente está a bordo dos satélites geoestacionário Meteorological satellite (Meteosat) 8 e 9, a cargo do European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT), disponível em <http://www.eumetsat.int>, acessado em março de 2011;

- SSMI – É um sensor que opera na faixa de microondas, com sete canais distribuídos entre os comprimentos de onda 19 e 85 GHz (FERRARO et al., 1998). Especificamente, como sensor do banco de dados OSTIA, o SSMI é utilizado para determinação da TSM associada ao gelo marinho nas regiões de alta latitude possuindo uma resolução espacial de cerca de 10 km (STARK et al., 2007). Uma completa descrição da utilização de dados deste sensor para a representação de TSM pode ser encontrada em Fernandez et al. (1998), porém, é relevante mencionar que alguns estudos mostram que o uso de um sensor microondas para análise de TSM, oriunda de gelo marinho, está associada à uma grande melhora na precisão destes dados, quando comparada à mesma análise feita pelo sensor AVHRR, que é o utilizado pelo banco de dados OISSTv2, como pode ser verificado em Markus e Cavalieri (2000). Os sensores SSMI estão a bordo dos satélites de órbita polar F8, F10, F11 e F13, do Defense Meteorological Space Program (DMSP) da NASA (disponível em: <http://nsidc.org>, acessado em março de 2011);

- TMI – Este sensor é muito utilizado para estimativa de precipitação, porém, alguns de seus canais, tem aplicação na determinação de TSM. Possui 9 canais de microondas, com comprimentos de onda entre 10,65 e 85,5 GHz (KUMMEROW et al., 1998), seus canais de 10,65 e 37 GHz, utilizados, conjuntamente, determinam regiões convectivas e, nestes casos, não consideram a TSM adquirida devido a atenuação deste sinal, funcionando como um filtro, sendo os dados de TSM adquiridos pelo canal 10,65 GHz, e os dados de precipitação, adquiridos pelo canal de 37 GHz. Dessa forma, este sensor contribui para a qualidade dos dados de TSM obtidos em microondas para todo o banco de dados OSTIA. A cobertura do TMI é limitada pela órbita do satélite

Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), entre 50°N e 50°S (HUFFMAN et al., 2007). O TRMM é resultado de um programa de cooperação científica entre a NASA e do Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA). Para este sensor, a resolução espacial é de cerca de 50 Km, com acurácia entre 0,49 e 0,7°C (WENTZ et al., 2000); e

- in situ – Assim como o banco de dados OISSTv2, os dados in situ do banco de dados OSTIA são provenientes do GTS (STARK et al., 2007).

Inicialmente, por se tratar de dados de entrada originados de diferentes sensores e com resoluções espaciais distintas, as amostragens do OSTIA passam por um processo de padronização. Os dados com resolução espacial superior a análise, como aqueles procedentes de sensores IV, são subamostrados. Isso permite a redução do volume de dados no processamento e elimina a correlação entre os dados de entrada e a análise. O problema inverso ocorrerá com os dados originados de sensores de microondas, normalmente, com resolução espacial inferior à análise, levando estes a uma reamostragem que permita a comparação com os demais sensores. Os dados de entrada são então filtrados e os efeitos da camada diurna são removidos. Com isso, a TSM processada passa a ser a TSM fundamental e não mais a de pele. Estes efeitos serão removidos ao serem considerados ventos em superfície com intensidade superior à 6 m/s, quando então o aquecimento da camada diurna é considerado pequeno. Esta filtragem permite a rejeição de cerca de 10% das observações (STARK et al., 2007).

Diariamente, o sistema OSTIA executa análises às 0600 UTC, utilizando uma janela de observação de 36 horas, centrada no horário de 1200 UTC do dia anterior. Como há a possibilidade de superposição de dados e aumento do tempo computacional, a assimilação destes dados não é feita diretamente, sendo os dados sobrepostos utilizados somente para o cálculo dos vieses das localizações (STARK et al., 2007).

O sistema OSTIA assume que os erros de observação não possuem viés. Porém, os dados provenientes dos sensores de coleta de dados estão propensos a erros gerados por diversos fatores (STARK et al., 2007). Estes erros são corrigidos através dos seguintes critérios:

- Aplica-se uma correção aos dados dos sensores que fornecem a TSM de pele. Atualmente, esta correção é aplicada somente no AATSR, de forma que o dado de TSM seja referido a TSM bulk. Isto é feito adicionando o valor de 0,17 K à medida realizada pelo sensor. Este valor foi obtido através de estudos prévios realizados por Donlon et al. (2002) e é uma aproximação da média da diferença entre a TSM de pele e a TSM bulk em escala global (FAIRALL et al., 1996);
- As estatísticas, individualizadas por sensor, são disponibilizadas, separadamente, o que permite que sejam conhecidos possíveis erros sistemáticos de cada sensor. Estes erros são, automaticamente, removidos dos valores de TSM observados; e
- É realizada uma análise dos erros diários apresentados por cada sensor. São realizadas comparações entre a TSM dos sensores e uma TSM de referência, que pode ser a TSM in situ ou a TSM obtida através do sensor de melhor resolução espacial, o AATSR, depois de filtrada e corrigida para a TSM fundamental em pontos de grade coincidentes. Estas comparações produzem arquivos chamados “matchups”, que possuem dados do erro de cada sensor. De posse dos erros de todos os sensores, é realizada uma interpolação ótima entre dados de erros, utilizando, também, um campo de viés prévio, como “first-guess”. A análise é, então, interpolada para regiões de novas observações e o erro é removido delas.

Torna-se relevante comentar, com maiores detalhes, sobre o processo de interpolação ótima, anteriormente, mencionado. Este processo representa um método de análise objetiva para dados irregularmente espaçados, onde a partir de um campo inicial são determinados pesos baseados na diferença entre o campo inicial e a TSM de referência. A interpolação ótima baseia-se na necessidade de condições iniciais com níveis de acurácia para a posterior formulação de produtos de PNT. Para isso, o modelo de PNT usará, integrado às observações realizadas, um modelo de assimilação de dados, o Forecasting Ocean Assimilation Model (FOAM), desenvolvido pelo UKMO. São necessários ainda, para executar a análise, uma estimativa à priori da covariância dos erros (estimada pelos dados do FOAM para vários anos) e um campo de TSM inicial (STARK et al., 2007). Posteriormente, a validação de dados OSTIA é procedida com o cômputo de estatísticas diárias, associadas à padrões aceitáveis afeta aos campos de observação e análise.

Por fim, os produtos L4 são disponibilizados à Comunidade Científica em http://ghrsst-pp.metoffice.com/pages/latest_analysis/ostia.html, provendo diariamente, com defasagem de 24 horas e em escala global, os dados de TSM, os parâmetros de validação estatística do banco de dados OSTIA, a fração de gelo marinho nas regiões de alta latitude, e ainda, a máscara de regiões continentais, de gelo marinho e de águas interiores.

3.1.6 Demais dados de Condições de Contorno

Outras condições de contorno são utilizadas pelo BRAMS. Estes dados são referentes a campos de textura e umidade do solo, tipo e índice de vegetação e ainda dados de topografia. Todos estes dados podem ser obtidos em http://brams.cptec.inpe.br/input_data.shtml, em resoluções espaciais que variam entre 1 e 10 km.

3.1.7 Dados de Reanálise do National Centers for Environmental Prediction/Climate Forecast System Reanalysis

O Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) é um banco de dados de reanálise de alta resolução, cuja segunda versão foi implementada em 2010, sendo referente ao período de janeiro de 1979 até hoje (SAHA et al., 2010). Para campos atmosféricos é utilizado o modelo Global Forecast System (GFS), e, como modelo oceânico, é usada a quarta versão do Modular Ocean Model (MOM 4), com a aplicação de novos algoritmos para cálculo dos fluxos radioativos, e, de calor em superfície. Também, são utilizados modelos interativos de oceano-gelo e de solo com 4 níveis. O CFSR é operacionalizado por dados de TSM provenientes dos sensores AVHRR e AMSR, além de dados in situ, em resolução horizontal espacial de 0,25° (SAHA et al., 2010). Os dados de vento sobre a região oceânica são originados a partir dos sensores SSMI e do escaterômetro SeaWinds a bordo do satélite da NASA Quick Scatterometer (QuikSCAT). O SeaWinds é um sensor de microondas usado para medir a reflexão ou o espalhamento produzido pelo pulso de radar enquanto varre a superfície da Terra, operando na banda Ku (13,4 GHz), com resolução de 25 km e com cobertura de cerca de 90% da superfície terrestre (HOFFMAN E LEIDNER, 2005). Este satélite foi lançado em junho 1999 e teve o encerramento de seu ciclo operativo em novembro de 2009, devido a problemas técnicos.

Os dados do CFSR estão disponíveis em <http://dss.ucar.edu/pub/cfsr.html>, em dois formatos, o T382L64, com 38 km de resolução espacial, em cobertura global, disponibilização horária, em 64 níveis verticais, desde a superfície até o nível de 0,26 hPa e o T62L64 com cerca de 55 km de resolução espacial. Das variáveis utilizadas, neste trabalho, a temperatura da superfície do ar, o fluxo de calor latente, o fluxo de calor sensível e a radiação de onda longa emergente na superfície estão disponíveis no formato T382L64 e as variáveis de pressão ao nível médio do mar e de intensidade do vento em superfície, no formato T62L64 (SAHA et al., 2010).

3.1.8 Banco de dados Merge

O banco de dados Merge é composto por dados originados de cerca de 1500 estações meteorológicas, em superfície, na América do Sul e de dados de precipitação do sensor de microondas TMI/TRMM. Este banco de dados foi desenvolvido em 2007 pelo CPTEC e é utilizado desde julho de 2008, para fins de validação, de campos de precipitação de todos os modelos operacionais utilizados por este Centro. A resolução espacial deste banco de dados é de 0,25°, a resolução temporal é de 3 horas (ROZANTE et al., 2010). A região de cobertura dos dados Merge é compreendida entre 50°S e 50°N, devido a órbita do satélite TRMM (HUFFMAN et al., 2007).

3.1.9 Dados observados

Os dados observados são provenientes de duas estações meteorológicas de superfície e uma estação marítima remota. São elas:

- Rádio-Farol do Chuí – Estabelecida desde 1956, faz parte do programa de monitoramento do Serviço Meteorológico Marinho (SMM). Situada a 150 metros do Arroio Chuí. Esta estação é mantida pela Marinha do Brasil (MB) sendo, também, a estação mais austral do país. Encontra-se limitada a oeste pelo Farol do Chuí, a leste pelo oceano, e ao norte e sul pela linha de costa. Localizada em $\varphi = 33^{\circ} 45'S$ e $\lambda = 053^{\circ} 22'W$;

- Wheather Observation Station Mount Pleasant Airport – Estação meteorológica do aeroporto militar de Mount Pleasant nas Ilhas Malvinas, localizada a cerca de 55 km da capital Port of Stanley. Esta estação é mantida pela Royal Air Force (RAF). Localizada em $\varphi = 51^{\circ}49'S$ e $\lambda = 58^{\circ}26'W$; e

- Bóia de Coleta de Dados Oceanográficos “Mintaka” – Esta bóia meteorológica faz parte do Programa Nacional de Bóias (PN-BOIA) do Brasil. Sua manutenção é feita por navios da MB. Os dados coletados por esta bóia são: temperatura da superfície do mar, corrente superficial, pressão atmosférica, direção e intensidade do vento de superfície, temperatura do ar, umidade relativa do ar, radiação solar, perfil vertical de temperatura do mar, condutividade e direção, altura e período das ondas. Localizada em $\phi = 31^{\circ} 30'S$ e $\lambda = 049^{\circ} 50'W$ sobre a isobatimétrica de 190 metros e distante a cerca de 100 km do litoral do Rio Grande do Sul.

3.2 O Período de Estudos

A escolha do período de estudos é estabelecida, principalmente, por dois fatores: a disponibilidade de dados do banco de dados OSTIA (a partir de 1 de abril de 2006) e a resposta sazonal dos campos de TSM, ao Modo Anular, em função da correlação temporal entre ambos. Dessa forma, foi realizada a correlação temporal, por séries temporais no período de janeiro de 1982 a janeiro de 2010, do índice AAO, obtido no sítio do Climate Prediction Center (CPC), disponível em www.cpc.noaa.gov, acessado em abril de 2010, com os campos de TSM na região do Atlântico Sudoeste. Os dados de TSM foram obtidos no sítio www.esrl.noaa.gov/psd/data, em abril de 2010, sendo médias mensais com 1° de resolução espacial.

A referida correlação foi realizada entre o valor do índice AAO e o campo da média da TSM, para cada mês, entre o período de janeiro de 1982 a janeiro de 2010, como apresentado nas Figuras 3.2 e 3.3.

A significância estatística dos coeficientes de correlação parcial foi determinada pelo teste t de Student (STUDENT, 1908), com 26 graus de liberdade, estimados pelo tempo de correlação de 28 anos. O teste t de Student, aplicado a este número, implica que somente correlações absolutas maiores que 0,32 são significativas no nível de confiança de 95%.

Foi verificada uma correlação significativa, especialmente, no mês de novembro, como mostrado na Figura 3.3 (e). Esta condição pode estar associada à configuração do “período ativo” do Modo Anular no mês de novembro. Os índices AAO nos meses de

novembro, referente aos anos de 2007, 2008 e 2009, são respectivamente igual a -0.98, 0.92 e -1.92.

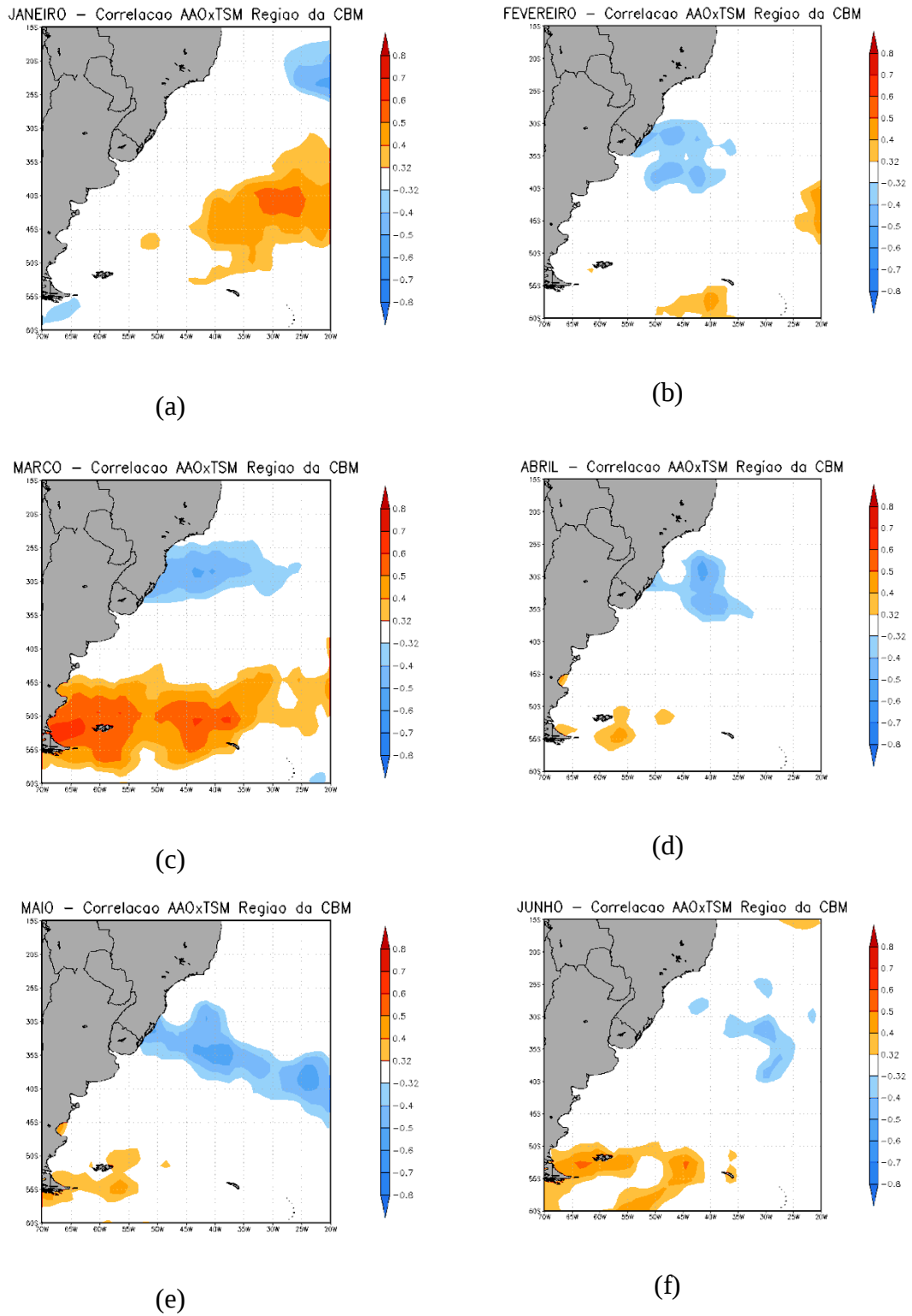


Figura 3.2 – Correlação temporal entre o índice AAO e os campos de TSM nos meses de janeiro (a), fevereiro (b), março (c), abril (d), maio (e) e junho (f), no período de janeiro de 1982 à janeiro de 2010.

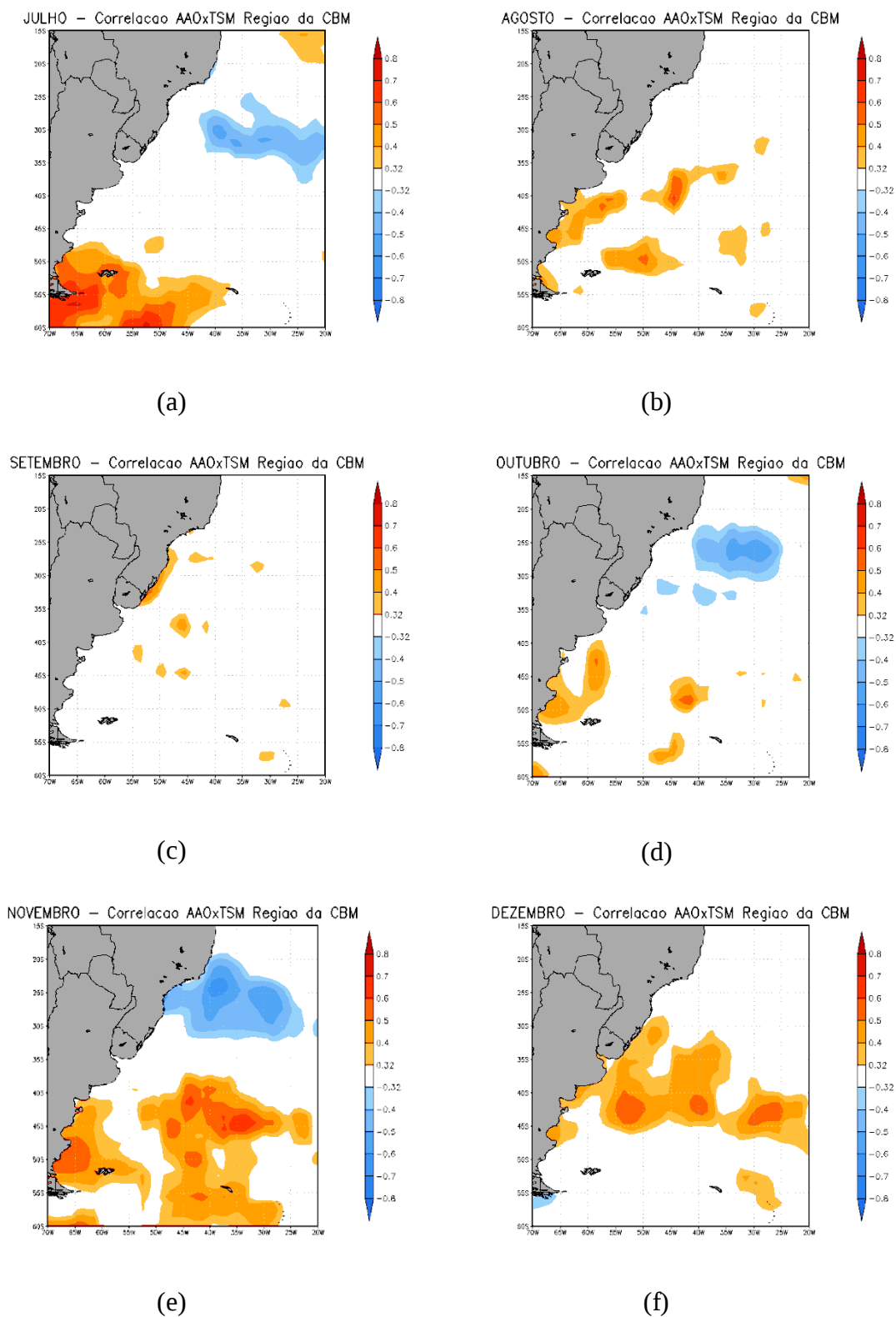


Figura 3.3 – Correlação temporal entre o índice AAO e os campos de TSM nos meses de julho (a), agosto (b), setembro (c), outubro (d), novembro (e) e dezembro (f), no período de janeiro de 1982 à janeiro de 2010.

Baseado nos resultados obtidos nesta correlação e da disponibilidade do banco de dados OSTIA foram escolhidos os meses de novembro dos anos de 2007, 2008 e 2009, como os períodos para as simulações deste estudo. Isto permitirá a análise da influência das anomalias de TSM do Atlântico Sudoeste em simulações numéricas na atmosfera.

É relevante comentar que os estudos de correlação realizados não representam o foco principal deste trabalho, sendo adotados apenas como um subsídio para a escolha do período de realização das simulações.

3.3 Experimentos

Para realizar as simulações deste estudo foi utilizado o modelo BRAMS versão 4.2. Como condições iniciais e de contorno das variáveis atmosféricas (vento, temperatura, umidade e altura geopotencial) foram utilizados os dados do Modelo Global CPTEC T213 e como condições de contorno de TSM utilizou-se os bancos de dados OISSTv2 e OSTIA. Estas simulações foram divididas basicamente em dois grupos:

“Rodada 20 km” – Compreendendo a região oceânica, referente ao Atlântico Sudoeste, e a porção continental que engloba as regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, e os territórios da Argentina, Bolívia, Paraguai e Uruguai. Para esta simulação, a área de estudos foi delimitada em $\varphi_1 = 15,1^\circ\text{S}$ e $\varphi_2 = 58,9^\circ\text{S}$; $\lambda_1 = 40,3^\circ\text{W}$ e $\lambda_2 = 68,4^\circ\text{W}$, região esta onde está localizada a CBM, bem como, as demais feições oceânicas associadas ao processo de formação da mesma em qualquer que seja o regime sazonal. O centro da grade está em $\varphi = 37,5^\circ\text{S}$; $\lambda = 52,5^\circ\text{W}$. Não foi utilizado aninhamento de grade. A resolução espacial na latitude média da área de grade é de 20,7 km no eixo x e 19,5 km no eixo y (para uma resolução espacial horizontal selecionada inicialmente de 20 km), a partir de cálculos geodésicos sobre o elipsóide World Geodetic System of 1984 (WGS-84). O número de pontos de grade no eixo x é de 140 e no eixo y é de 250. O número de níveis verticais selecionado foi de 32.

As integrações, utilizando o banco de dados OISSTv2 e OSTIA, foram realizadas para o período de 01 a 30 de novembro dos anos de 2007, 2008 e 2009. A frequência dos dados de saída do modelo foi de 6 horas. Como o interesse deste estudo

é investigar o impacto na PNT, as integrações propostas foram realizadas para um período de 144 horas. Dessa forma, foram estabelecidas 30 integrações do modelo para cada um dos anos citados e para cada banco de dados de condição de contorno utilizado. A primeira de 1200Z de 01 de novembro à 1200Z de 06 de novembro do correspondente ano, a seguinte tem sua data de previsão inicial deslocada em 24 horas. Foram realizadas, portanto, previsões para 6, 12, 18, 24, 30, 36, 42, 48, 54, 60, 66, 72, 78, 84, 90, 96, 102, 108, 114, 120, 126, 132, 138 e 144 horas, referente ao horário de 1200Z de cada dia do mês de novembro dos anos de 2007, 2008 e 2009.

O comparativo, entre as integrações, permitiu a avaliação da sensibilidade das simulações numéricas com o modelo BRAMS, utilizando-se os bancos de dados OSTIA e OISSTV2. Antes da realização da “Rodada 20 km” foi realizada uma simulação similar tendo como única alteração a resolução horizontal espacial da grade, que neste caso, foi de 40 km, conforme havia sido proposto inicialmente para este trabalho. Porém, devido ao impacto verificado na “Rodada 20 km” ser consideravelmente superior ao verificado nas análises iniciais das integrações de 40 km, estas não serão efetivamente abordadas na discussão de resultados deste trabalho. A Figura 3.4 mostra a área de grade da “Rodada 20 km”. Com relação a parametrização de convecção, neste experimento, foram utilizados na etapa de processamento a parametrização desenvolvida por Grell e Devenyi (2002).

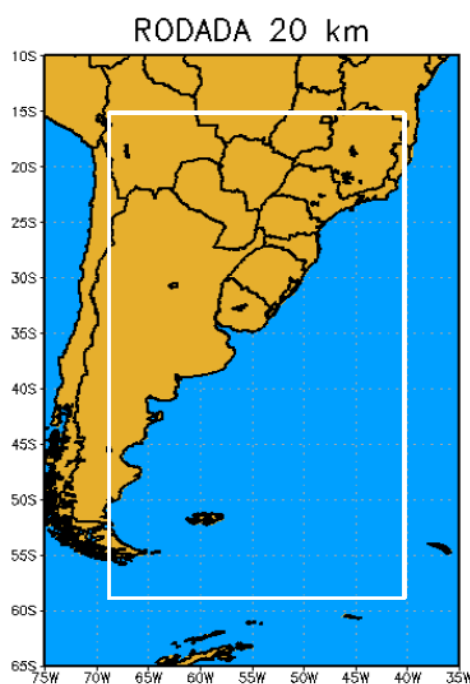


Figura 3.4 – Em branco a área de grade da “Rodada 20 km”.

“Rodada Ciclone” – Esta simulação representa um estudo de caso associado à atuação de um ciclone extratropical, originado no litoral do Rio Grande do Sul às 1200Z do dia 20 de agosto de 2009 e dissipado na região central do Oceano Atlântico Sul às 1200Z do dia 24 de agosto de 2009. A atuação nas primeiras 48 horas deste ciclone extratropical ocorreu na região de posicionamento climatológico da CBM para o mês de agosto. A resolução espacial horizontal adotada para esta simulação foi de aproximadamente 3 km, com 32 níveis verticais, a fim de investigar a sensibilidade das simulações numéricas quando o modelo atmosférico é utilizado em alta resolução espacial, forçado com TSM de alta resolução do banco de dados OSTIA. Para isso, foi necessário, a utilização de aninhamento de grade. Devido à limitação do número de pontos de grade nos eixos horizontais da versão 4.2 do modelo BRAMS em 303 pontos, também foram necessários o estabelecimento de duas áreas distintas de simulação, uma na região de ciclogênese, denominada “Rodada Ciclone Início” e outra na região onde o sistema tornou-se mais profundo, denominada “Rodada Ciclone Desenvolvido”, quando o sistema pode ser classificado, segundo os critérios de Sanders e Guakum (1980), como um ciclone de 0,88 Begeron. A Tabela 3.2 apresenta um resumo dos parâmetros das simulações realizadas para grade principal (G1) e secundária (G2).

A Figura 3.5 mostra o domínio da “Rodada Ciclone”. A escolha específica deste ciclone extratropical foi feita segundo os seguintes critérios: a ocorrência de um evento dentro do período de disponibilização do banco de dados OSTIA e OISSTv2 e a atuação do ciclone dentro da região de estudos, em parte de seu período de desenvolvimento, como visto nas Figuras 3.6 e 3.7. Estas figuras são referentes, respectivamente, a imagens dos satélites GOES 10 e Meteosat 9, que englobam a região do Atlântico Sul e Central, obtidas junto a Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do CPTEC e a simulações de campos de pressão ao nível médio do mar, utilizando o banco de dados de reanálise do CFSR.

Tabela 3.2 – Parâmetros de seleção para a “Rodada Ciclone”.

	“Rodada Ciclone Início”	“Rodada Ciclone Desenvolvido”
Aninhamento de grade	Sim	Sim
Limites em Latitude	38,87°S – 29,90°S(G1) 37,89°S – 29,01°S(G2)	52,33°S – 42,48°S(G1) 51,37°S – 43,38°S(G2)
Limites em Longitude	52,94°W – 41,04°W(G1) 51,73°W – 41,97°W(G2)	27,29°W – 12,69°W(G1) 25,81°W – 13,97°W(G2)
Números de pontos eixo x	74 (G1)/297 (G2)	74 (G1)/297 (G2)
Números de pontos eixo y	74 (G1)/297 (G2)	74 (G1)/297 (G2)
Centro da grade	34°S/47°W (G1 e G2)	47,5°S/20°W (G1 e G2)
Resoluções eixo x	15060 m(G1)/3050 m(G2)	15060 m (G1)/3010 m(G2)
Resoluções eixo y	14970 m(G1)/2990 m(G2)	15010 m (G1)/3000 m(G2)
Número de níveis verticais	32 (G1)/32 (G2)	32 (G1)/32 (G2)

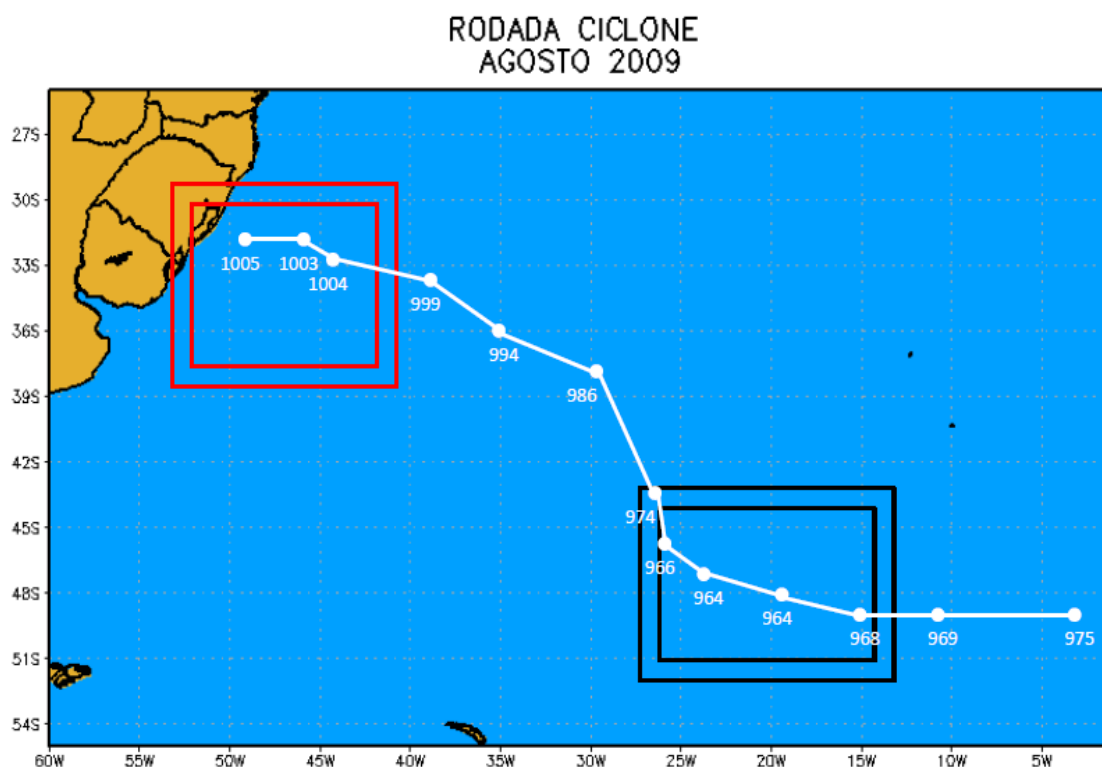
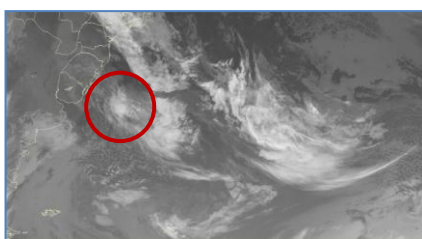
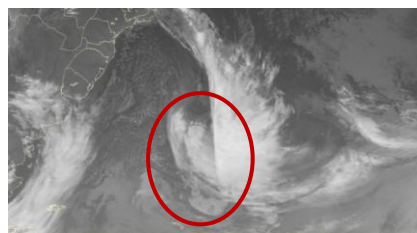


Figura 3.5 – Domínio da “Rodada Ciclone”. Em branco, a trajetória do ciclone com os respectivos valores de pressão ao nível médio do mar associados aos horários sinóticos. Em vermelho as grades principal e secundária da simulação “Rodada Ciclone Início” e em preto as grades principal e secundária da simulação “Rodada Ciclone Desenvolvido.”

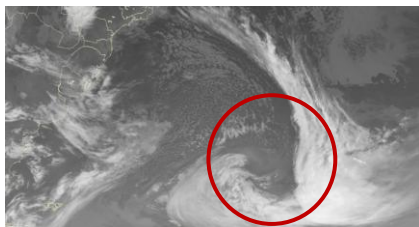
As integrações utilizando o banco de dados OISSTv2 e OSTIA foram realizadas para o período de 16 a 24 de agosto de 2009. A frequência dos dados de saída do modelo foi a cada 6 horas. Foram realizadas para um período de 96 horas. Dessa forma, foram estabelecidos 8 integrações do modelo para cada banco de dados de condição de contorno utilizado e para cada rodada (ciclone início e ciclone desenvolvido), totalizando 32 integrações. A primeira de 1200Z de 16 de agosto à 1200Z de 20 de agosto de 2009, a seguinte tem sua data de previsão inicial deslocada em 24 horas. Foram realizadas, portanto, previsões para 6, 12, 18, 24, 30, 36, 42, 48, 54, 60, 66, 72, 78, 84, 90 e 96 horas, referente ao horário de 1200Z de cada dia do período.



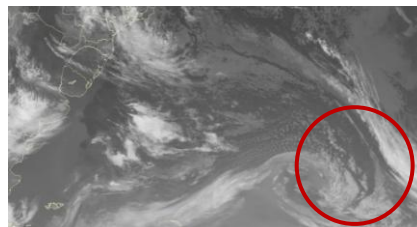
(a)



(b)

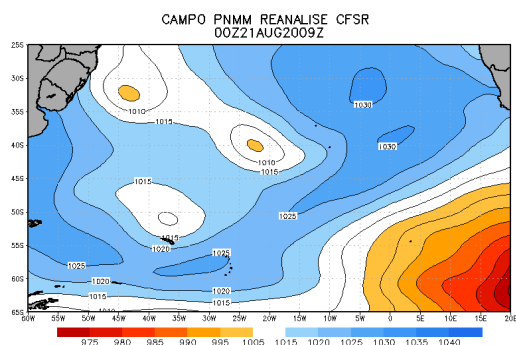


(c)

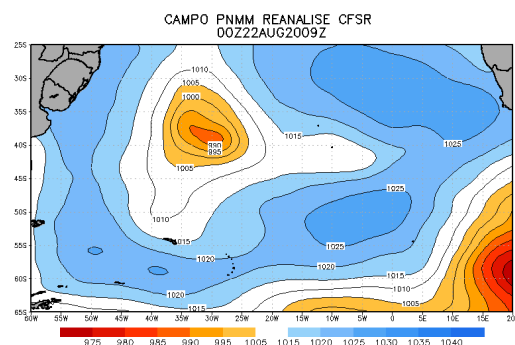


(d)

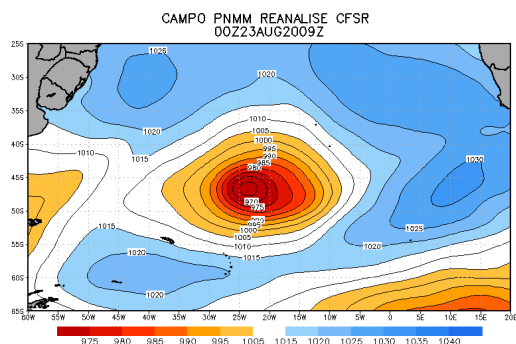
Figura 3.6 – Imagens satélites do horário de 00Z, dos dias 21 (a), 22 (b), 23 (c) e 24 (d) de agosto de 2009. Em vermelho a indicação do ciclone extratropical utilizado no estudo de caso.



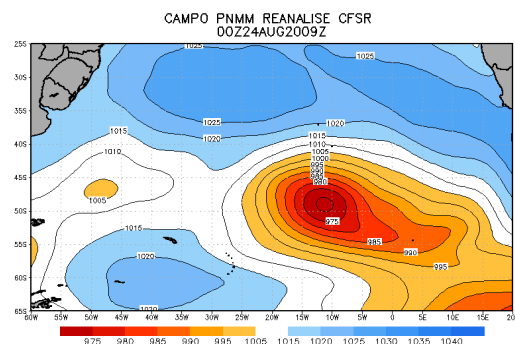
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 3.7 – Campos de pressão ao nível médio do mar, a partir de dados de reanálise do CFSR do horário de 00Z, dos dias 21 (a), 22 (b), 23 (c) e 24 (d) de agosto de 2009.

3.4 Avaliação dos Resultados

A avaliação do resultado de uma PNT deve ser realizada para classificar o seu grau de sucesso. Nesta avaliação, devem ser verificados especialmente três fatores: quais os erros estão ocorrendo na previsão, qual o comportamento das previsões para os diferentes períodos em que ela é realizada e qual a melhora alcançada com esta previsão em comparação a outras realizadas.

Diferentes métodos de verificação podem ser utilizados para a avaliação de uma previsão de tempo. Neste estudo, visando verificar o impacto da TSM de alta resolução como condição de contorno em relação à sensibilidade de um modelo de PNT, foram confeccionados campos de avaliação estatística de previsão pela análise dos vieses e das raízes dos erros quadráticos médios (REQM) entre as previsões do modelo e os campos de reanálise do CFSR e os campos de dados Merge.

O método do erro quadrático médio (EQM) é uma das formas mais utilizadas na avaliação da acurácia de uma previsão meteorológica. Este método consiste do valor médio do somatório do quadrado das diferenças das observações com as previsões realizadas em cada ponto de grade. O valor zero associado aos campos de EQM correspondem a previsões perfeitas (WILKS, 2006). Seu cálculo é estabelecido pela aplicação da seguinte fórmula:

$$EQM = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M (y_m - o_m)^2$$

Sendo a $REQM = \sqrt{EQM}$. Neste trabalho são apresentados campos espaciais e séries temporais de REQM para os horários de previsão, associados a uma determinada variável meteorológica. Os campos meteorológicos avaliados visam verificar a influência da TSM nos campos de vento, fluxos de calor e radiação de onda longa emergente em superfície, nos padrões de precipitação e nos campos de temperatura do ar e pressão ao nível médio do mar.

3.5 Testes de Escalabilidade

Todas as simulações foram operacionalizadas com o uso do cluster “UNA”, um supercomputador adquirido em 2006 pelo CPTEC, composto por 275 nós com dois processadores “Opteron dual core” e 8GB de memória por nó, totalizando 1100 “core”. (disponível em www.cptec.inpe.br, acessado em abril de 2010). O resultados dos testes de escalabilidade, inicialmente empregado para a resolução horizontal espacial de 40 km, mostraram que a utilização de 100 processadores permitem que cada uma das integrações da área descrita no item 3.3, seja realizada em cerca de 52 minutos, como apresentado no Apêndice B. Esta configuração foi, portanto, escolhida para a “Rodada 20 km”, em virtude deste tempo de processamento ser considerado satisfatório para um custo computacional aceitável.

4 RESULTADOS

Os resultados apresentados neste capítulo são referentes a “Rodada 20 km”. Foram comparadas as simulações do modelo BRAMS, com condições de contorno de TSM, utilizando os bancos de dados OISSTv2 e OSTIA (designados “OISSTv2” e “OSTIA”) com os campos de reanálise do CFSR e do banco de dados Merge, no caso de campos de precipitação, pelo REQM.

Para a “Rodada 20 km” foram avaliados os resultados referentes ao período de 1 a 30 de novembro dos anos de 2007, 2008 e 2009. As variáveis analisadas são referentes aos campos de temperatura do ar em 1000 hPa, em 850 hPa e a 2 metros da superfície, de pressão ao nível médio do mar, de fluxo de calor latente em superfície, de fluxo de calor sensível em superfície, de radiação de onda longa emergente na superfície, de intensidade do vento em 1000 hPa e de precipitação.

4.1 Análise Climatológica

A análise climatológica foi realizada com base no Boletim de Monitoramento e Análise Climática do CPTEC para os meses de novembro de 2007, 2008 e 2009 e nos índices ENOS do NCEP (disponível em <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>, acessado em fevereiro de 2010).

Novembro de 2007 foi caracterizado por anomalias negativas de TSM nas regiões 3.4 Niño, consistente com a fase madura do fenômeno La Niña. A ASAS apresentou maior intensidade e esteve deslocada para SE de sua posição climatológica. Uma região de anomalias negativas de pressão ao nível médio do mar foi observada na costa sudeste da América do Sul. Ocorreu, neste período, um aumento da atividade frontogenética, sendo registradas 10 frentes frias no litoral do Brasil, quando a média climatológica do mês é de 7 episódios. Foram também registrados 2 episódios de ZCAS. O Jato Subtropical (JS) esteve em média em sua posição climatológica, apresentando maior intensidade, quando deslocado para norte desta posição, contribuindo com o fortalecimento da frontogênese nestas ocasiões. Foram registradas chuvas, acima da média, principalmente na região Sul e nos estados de Minas Gerais e São Paulo.

Em novembro de 2008 foram registradas fortes chuvas no litoral de Santa Catarina e no Vale do Paraíba. No Vale do Itajaí, entre 21 e 24 de novembro, a precipitação diária foi superior a 200 mm/dia, sendo que na cidade de Blumenau, o quantitativo mensal de precipitação foi de 1001,7 mm. As anomalias negativas de TSM nas regiões 3.4 Niño não caracterizaram, contudo, o fenômeno La Niña. Apenas uma frente fria atuou no litoral do Brasil no período, porém, foram registrados 3 episódios de ZCAS. A ZCIT esteve deslocada ligeiramente para sul de sua posição climatológica. Em superfície, campos de pressão, apresentaram anomalias positivas no Atlântico Sul, que foram associados a um episódio de bloqueio. O JS esteve, em geral, deslocado para norte, porém, com intensidade dentro da média. As enchentes em Santa Catarina, que resultaram em consideráveis perdas humanas e materiais na região, foram justificadas, principalmente, pela presença conjunta de um cavado em altos níveis sobre a região e pela convergência de umidade devido à atividade anticiclônica em superfície.

Por fim, em novembro de 2009, mês em que foi registrado o fenômeno El Niño, foram verificadas 7 frentes frias no litoral do Brasil e a ausência de episódios de ZCAS. Deste total de frentes frias, apenas uma avançou além do litoral da região Sul. A ZCIT esteve deslocada para norte de sua posição média, e, com isso, foram verificados menos linhas de instabilidade no litoral Norte da América do Sul. As chuvas foram mais frequentes na região Sul, principalmente, no oeste do estado do Rio Grande do Sul, justificadas pela intensificação e posicionamento mais ao sul do JS e pela convergência de umidade vinda do Norte do Brasil, devido à ação dos jatos em baixos níveis.

Analisando, especificamente, os campos de anomalia de TSM no Atlântico Sul, foram encontradas anomalias positivas de TSM em latitudes ao norte de 40°S e anomalias negativas de TSM ao sul deste paralelo nos anos de 2007 e 2009, sendo que em 2009 os valores absolutos de anomalia foram ainda maiores nas duas regiões, resultando em um esfriamento das águas mais frias que formam a CM e um aquecimento das águas mais quentes que formam a CB e tendo, portanto, como consequência, um maior contraste de TSM entre estas duas correntes oceânicas em novembro de 2009, quando o aquecimento das águas próximas à costa sudeste da América do Sul, favoreceu a formação de intensas áreas de instabilidade na região Sul do Brasil, segundo o Boletim de Monitoramento e Análise Climática do CPTEC. Em 2008, também, segundo o Boletim de Monitoramento e Análise Climática do CPTEC,

os valores de anomalias foram menores no Atlântico Sul e maiores no Atlântico Tropical, onde anomalias positivas foram verificadas. A Figura 4.1 apresenta os campos de anomalia de TSM para os anos de 2007, 2008 e 2009, utilizando o mesmo período e a mesma base de dados das correlações temporais mencionadas no Capítulo 3.

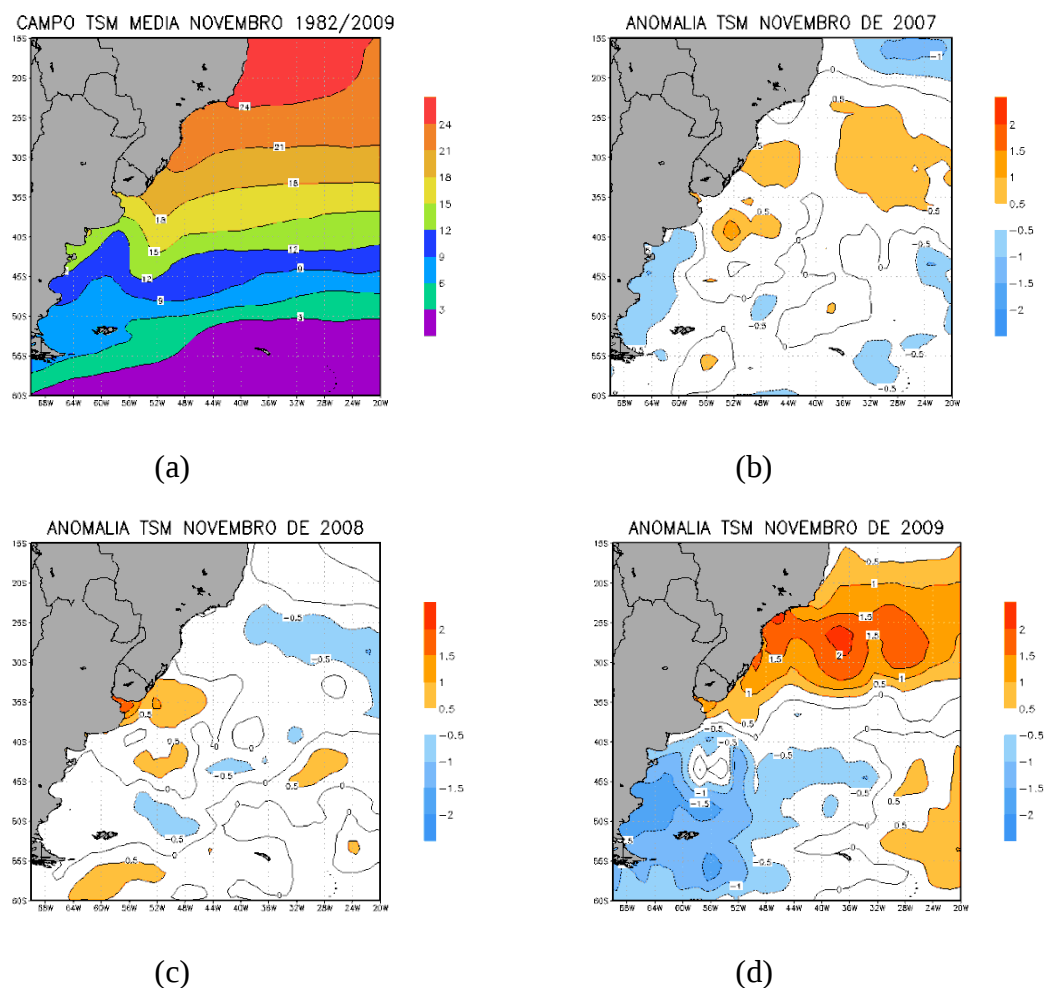


Figura 4.1 – Campo da média climatológica de TSM para os meses de novembro entre os anos de 1982 e 2009 (a), campos de anomalia de TSM referente aos meses de novembro de 2007 (b), novembro de 2008 (c) e novembro de 2009 (d).

Os campos apresentados estão coerentes com a correlação temporal, realizada no Capítulo 3, referente aos índices AAO para estes períodos. Em uma análise inicial, com relação aos resultados alcançados nos campos estudados, foram verificados em todos os anos, melhoras nas previsões considerando as simulações “OSTIA” em comparação com as simulações “OISSTv2”. Entretanto, os resultados do ano de 2009, mostraram as maiores diferenças entre estas simulações, sendo, por esta justificativa, os selecionados para apresentação neste capítulo.

4.2 Campos de TSM

Os campos de TSM “OISSTv2” e “OSTIA”, representam a única diferença entre as simulações realizadas. A Figura 4.2 apresenta os decêndios do mês de novembro de 2009 para estes dois campos de TSM, bem como, as diferenças entre eles. Verificam-se diferenças significativas entre os campos “OISSTv2” e “OSTIA”. Nos campos “OSTIA” é possível observar feições oceânicas não representadas nos campos “OISSTv2”, como meandros e vórtices, destacando-se uma feição que pode estar associada a um vórtice ciclônico, formado no segundo decêndio, com largura de aproximadamente 150 km, centrado em 36°S e 47°W e com deslocamento para norte durante o terceiro decêndio. A presença deste vórtice estaria de acordo ao estudo de Assireu et al., (2003) que detectaram vórtices ciclônicos nesta região. Além disso, é possível observar regiões de águas mais frias, que podem estar associadas ao fenômeno da ressurgência, nas proximidades de Cabo Frio, e a intrusão de água quente no Rio da Prata, ambas observadas em todos os decêndios. As maiores diferenças, entre os campos, ocorrem na região da CBM mais próxima à costa, entre 36° e 41°S e entre 53° e 57°W, com valores maiores que 4°C observados no primeiro e no terceiro decêndio do mês de novembro. Em geral, a região oceânica próximo à costa, associada às águas mais frias da CM apresenta diferenças significativas de TSM, entre 1° e 3°C, quando comparada ao restante da área de estudos. Considerando os valores de resolução espacial de 1° e 0,05°, respectivamente para a TSM “OISSTv2” e “OSTIA”, as diferenças verificadas na CBM, maiores que 4°C, estão coerentes com Oda (2005) em que gradientes de TSM de 6,8°C/100km foram encontrados nesta mesma região.

Foram realizadas comparações entre as simulações “OISSTv2” e “OSTIA” com dados observados de TSM das estações Rádio-Farol do Chuí e Bóia de Coleta de Dados Oceanográficos “Mintaka”. Os resultados mostram que os dados associados à condição de contorno “OSTIA” estão significativamente mais condizentes com os dados observados, conforme o Apêndice C. Em ambas estações, a TSM “OSTIA” apresentou menores valores quando comparada a “OISSTv2”, durante todo o período de estudos. A média das diferenças entre as simulações, referente à Bóia “Mintaka” foi de 0,96°C, com diferença máxima de 1,59°C, no dia 7 de novembro. Nas proximidades do Rádio-Farol do Chuí, a média das diferenças foi de 1,64°C, com diferença máxima de 2,67°C, também verificada no dia 7 de novembro.

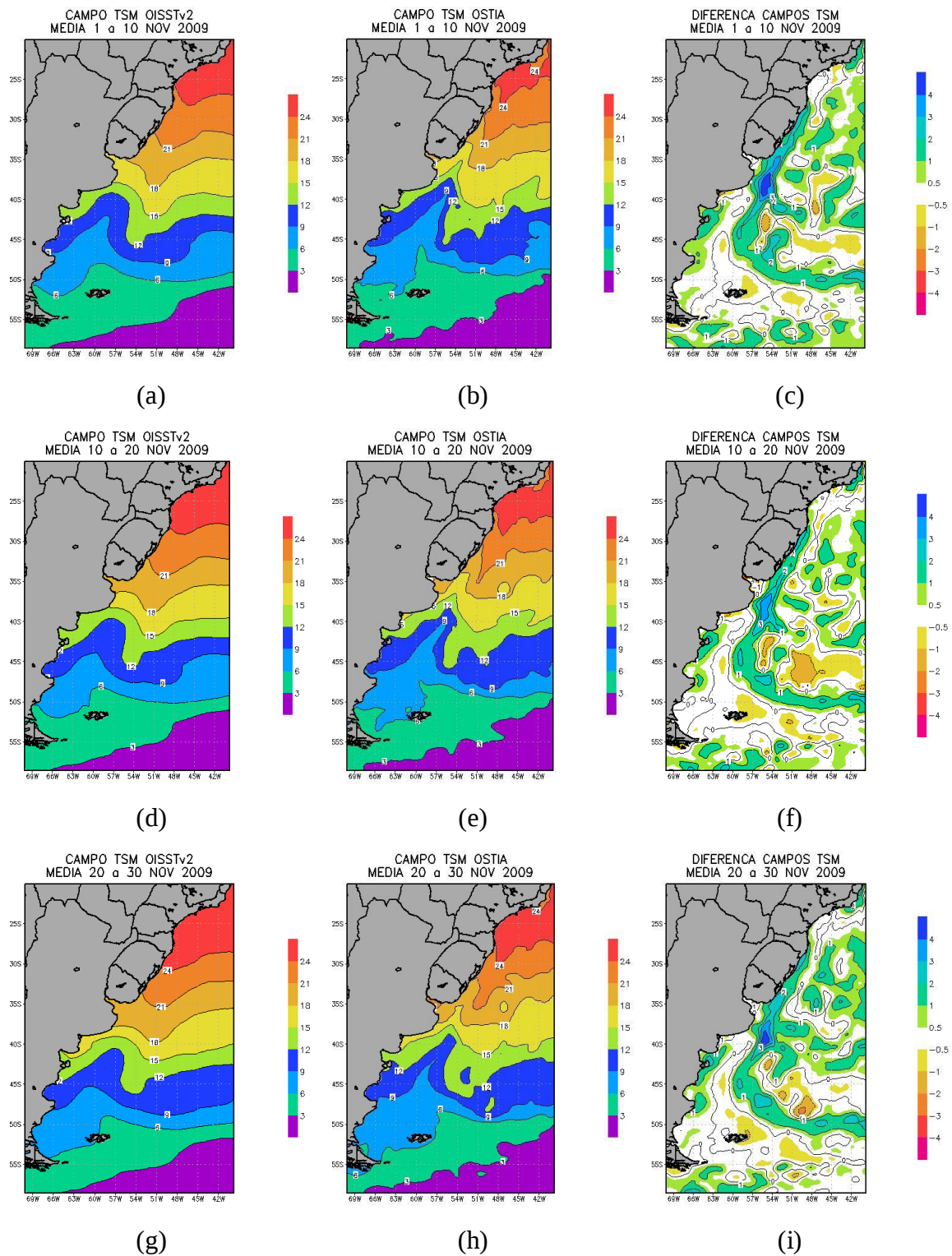


Figura 4.2 – Decêndios dos campos de TSM “OISSTv2” e “OSTIA” e a diferença entre eles. Primeiro decêndio “OISSTv2” (a), primeiro decêndio “OSTIA” (b), diferença entre campos do primeiro decêndio (c), segundo decêndio “OISSTv2” (d), segundo decêndio “OSTIA” (e), diferença entre campos do segundo decêndio (f), terceiro decêndio “OISSTv2” (g), terceiro decêndio “OSTIA” (h), diferença entre campos do terceiro decêndio (i).

4.3 Campos de Temperatura do Ar

A análise dos campos da temperatura do ar foi inicialmente realizada em 1000 hPa para a região oceânica da área de estudos. Nesta primeira análise foi observada a influência do ciclo diurno nas simulações realizadas. Na tentativa de minimizar este efeito, foram realizadas análises ao nível de 850 hPa (ambos não apresentados), porém, neste caso, as diferenças de REQM foram pouco significativas, o que pode estar associado justamente à menor influência da TSM no aquecimento da temperatura do ar das camadas atmosféricas de nível superior. A partir de então, as comparações dos campos de temperatura do ar foram concentradas ao nível de superfície, sendo para isso, considerada a variável temperatura do ar a 2 metros da superfície. A Figura 4.3 apresenta as séries temporais de REQM entre as simulações realizadas e os dados de reanálise, referente aos horários de 24, 48, 72, 96, 120 e 144 horas, para todos os dias do mês de novembro de 2009, que correspondem previsões para às 12:00 horas local. Estas séries temporais foram selecionadas para apresentação dentre todos os 24 horários de previsão disponíveis. A Figura 4.4 apresenta as médias de REQM para cada horário de previsão, sendo observado, em ambas as simulações, a influência do ciclo diurno na variação do REQM, sendo que os menores erros são observados diariamente às 15:00 horas local.

A maior diferença de REQM entre as duas condições ($0,42^{\circ}\text{C}$) foi verificada para o horário de 48 horas do dia 21 de novembro de 2009. A média das diferenças de REQM foi de $0,30^{\circ}\text{C}$, tendo a condição “OSTIA”, apresentando sistematicamente menores REQM do que a condição “OISSTv2”. Visando também a análise do impacto da TSM na previsão do tempo no continente foram, também, realizadas análises estatísticas, considerando apenas a região continental da área de estudos e considerando a área total (oceano e continente), ambas apresentadas na Figura 4.5, na série temporal referente às médias de REQM para cada horário de previsão. Porém, como pode ser observado, não foram verificadas diferenças significativas de REQM nestas análises. Nestes casos, também é observada a influência do ciclo diurno no aquecimento em superfície.

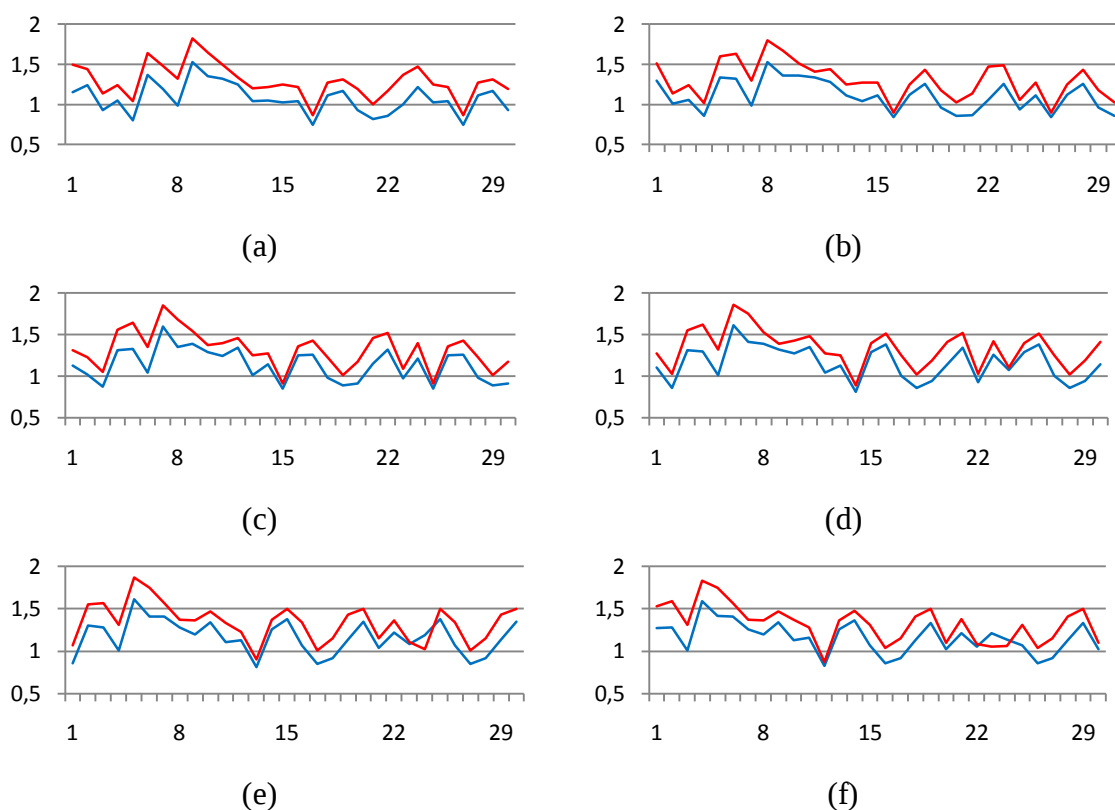


Figura 4.3 – Séries temporais de REQM para temperatura do ar a 2 metros entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, considerando apenas a região oceânica. No eixo vertical são representados valores em °C e no eixo horizontal o dia do mês de novembro de 2009, referente ao horário de 24 (a), 48 (b), 72 (c), 96 (d), 120 (e) e 144 (f) horas.

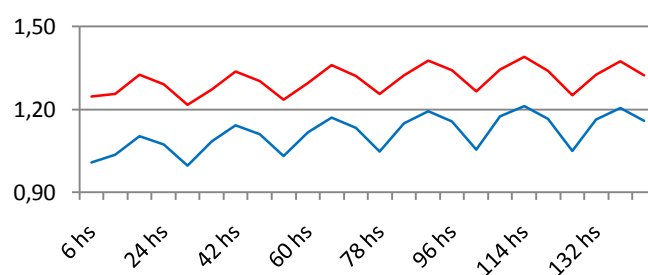


Figura 4.4 – Série temporal das médias de REQM de temperatura do ar a 2 metros para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, considerando apenas a região oceânica. No eixo vertical são representados valores em °C e no eixo horizontal o horário da previsão a partir do horário inicial da simulação realizada.

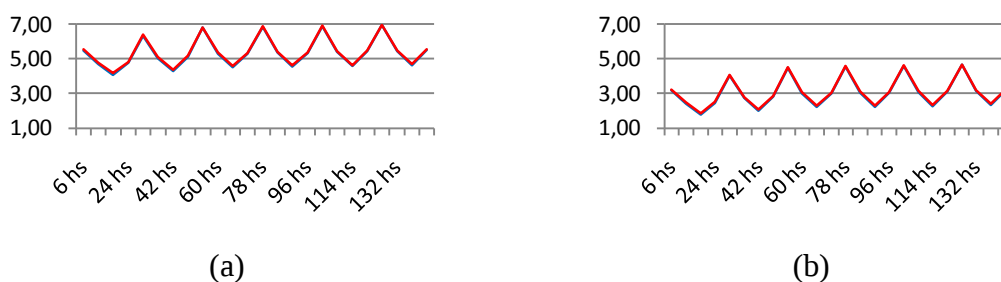


Figura 4.5 – Série temporal das médias de REQM de temperatura do ar a 2 metros para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise. No eixo vertical são representados valores em °C e no eixo horizontal o horário da previsão a partir do horário inicial da simulação realizada, considerando apenas a região continental da área de estudos (a) e considerando a área total (b).

Analisando os campos espaciais de vies e de REQM de todos os horários de previsão, verifica-se que as diferenças mais significativas entre as simulações ocorreram na região oceânica, associada à região da CBM, onde ambas as simulações possuem vies positivo, sendo que as simulações “OSTIA” apresentam menor vies e menor REQM do que as simulações “OISSTv2”. Nesta região foram verificadas diferenças de até 2,50°C entre as simulações para a previsão de 60 horas (não apresentados). Esta condição pode estar associada com os resultados referente aos campos de TSM anteriormente apresentados, onde as maiores diferenças de TSM, entre as duas simulações realizadas, também foram observados na região da CBM. A Figura 4.6 apresenta o campo espacial de vies e REQM referente à previsão de 48 horas.

Foram, também, realizadas comparações referentes à temperatura do ar a 2 metros da superfície, entre as simulações “OISSTv2” e “OSTIA” e os dados observados das estações de superfície mencionadas na alínea 3.1.8, sendo estas apresentadas no Apêndice D. Foi selecionado, para esta análise, apenas o horário de previsão de 24 horas. Pela análise, destas comparações, observa-se que as simulações “OSTIA” apresentam, em geral, previsões mais coerentes com os dados observados, principalmente, referente aos das observações da Bóia de Coleta de Dados Oceanográficos “Mintaka”. Para esta estação, as diferenças entre as temperaturas do ar em superfície, considerando as duas simulações variaram entre 0,30 e 1,50°C. Diferenças significativas foram observadas no dia 07 de novembro por ocasião da advecção de ar frio pós-frontal, observado nas cartas sinóticas deste dia, confeccionadas pelo Centro de Hidrografia da Marinha (CHM), não apresentadas neste estudo. Nesta

ocasião, diferenças maiores que $1,10^{\circ}\text{C}$ foram observadas e as simulações “OSTIA” mostraram maior sensibilidade na previsão desta queda acentuada de temperatura, quando, também, conforme comentado no item 4.2, foram observadas as maiores diferenças de TSM entre as simulações nas estações Bóia “Mintaka” e Rádio-Farol do Chuí.

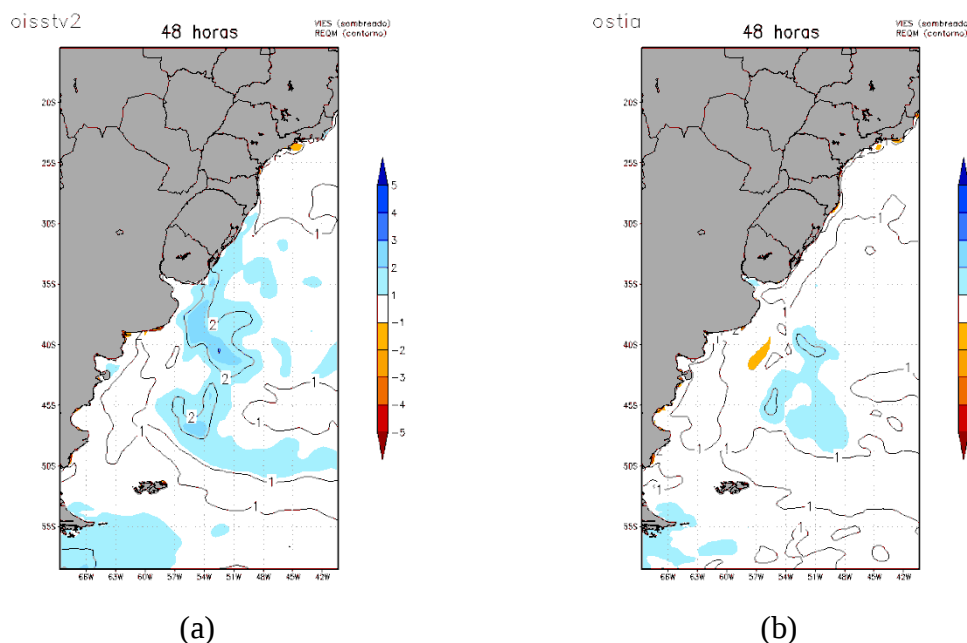


Figura 4.6 – Campos espaciais de temperatura do ar a 2 metros de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes às condições “OISSTv2” (a) e “OSTIA” (b), para as previsões de 48 horas.

4.4 Campos de Pressão ao Nível Médio do Mar

Referente ao comparativo dos resultados das simulações realizadas para valores de pressão ao nível médio do mar, foram analisadas as previsões considerando apenas a região oceânica, apenas a região continental e área total de estudos, em análises independentes. Em todos os casos analisados, as simulações “OSTIA” aprestaram, sistematicamente, melhores resultados, sendo ainda mais relevantes os resultados referente às previsões considerando apenas a região oceânica. Em todas as análises foram verificados que os REQM de ambas as simulações apresentam uma variação diurna, no qual, os maiores erros ocorrem sempre nas previsões referente às 1800 Z, ou 15:00 horas local, o que, também, pode estar associados aos efeitos referentes ao ciclo diurno da pressão atmosférica. Pode-se, também, observar um gradativo aumento das diferenças dos valores de REQM entre as duas simulações, no decorrer dos intervalos de

previsão, ou seja, para as previsões mais estendidas, as simulações “OSTIA” alcançaram as maiores diferenças em relação as simulações “OISSTv2”, considerando todas as análises realizadas. A Figura 4.7 apresenta as séries temporais de REQM entre as simulações realizadas e os dados de reanálise, para os horários de 24, 48, 72, 96, 120 e 144 horas. A Figura 4.8 apresenta as médias de REQM para cada horário de previsão, considerando somente a região oceânica e considerando a área total de estudos.

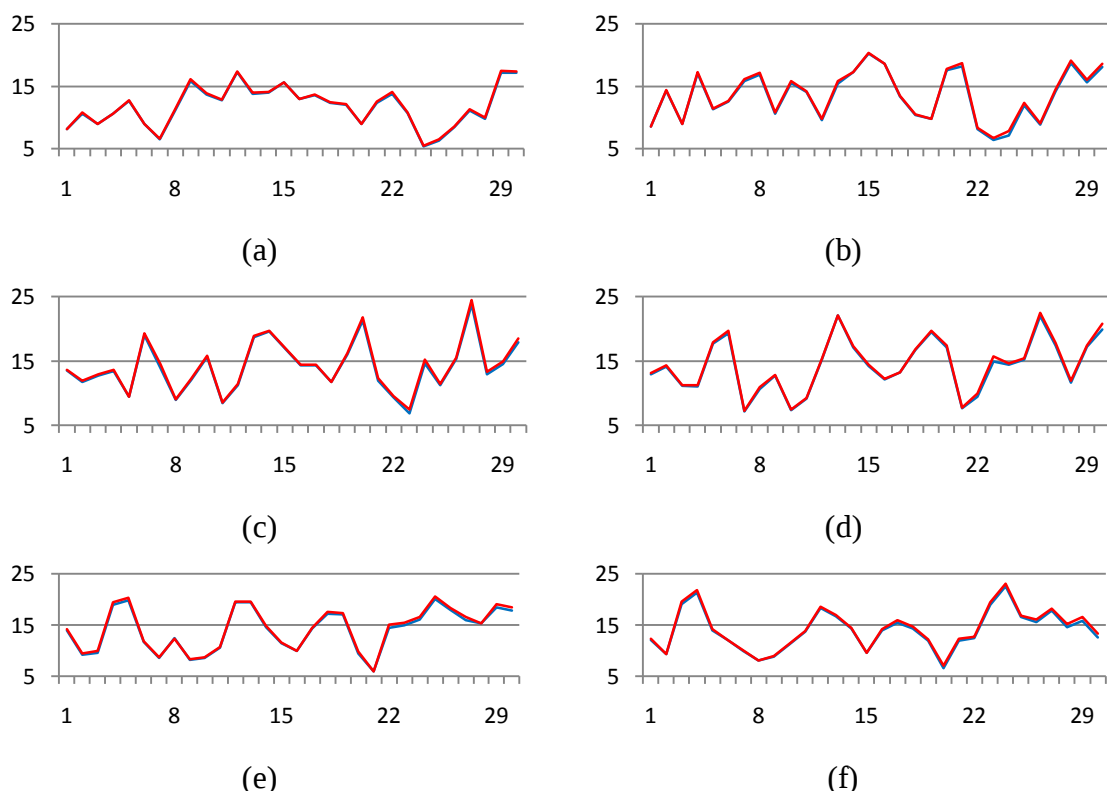


Figura 4.7 – Séries temporais de REQM para pressão ao nível médio do mar entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise. No eixo vertical são representados valores em hPa e no eixo horizontal o dia do mês de novembro de 2009, referente ao horário de 24 (a), 48 (b), 72 (c), 96 (d), 120 (e) e 144 (f) horas.

A análise dos campos espaciais, pela Figura 4.9, mostra que todas as simulações realizadas subestimaram os valores de pressão ao nível médio do mar. As maiores diferenças, entre as simulações, são verificadas na região da CBM, onde diferenças de REQM maiores que 1,50 hPa e de viés maiores que 2,00 hPa são verificados. A maior diferença de REQM, para toda a área de estudos, entre as simulações realizadas, foi de 1,10 hPa, para a previsão de 84 horas do dia 22 de novembro e a média das diferenças de REQM, para todos os horários de previsão, foi de 0,24 hPa.

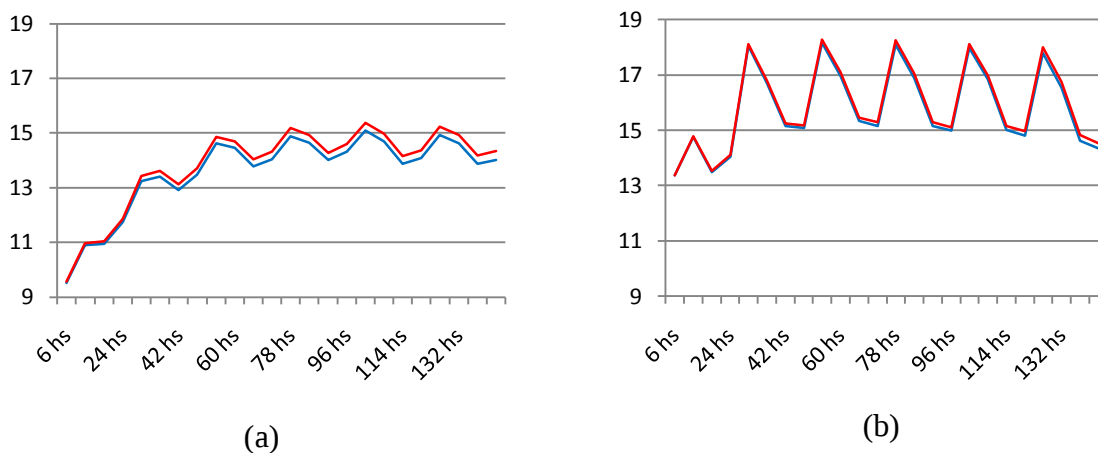


Figura 4.8 – Série temporal das médias de REQM de pressão ao nível médio do mar para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise. No eixo vertical são representados valores em hPa e no eixo horizontal o horário da previsão a partir do horário inicial da simulação realizada, considerando apenas a região oceânica da área de estudos (a) e considerando a área total (b).

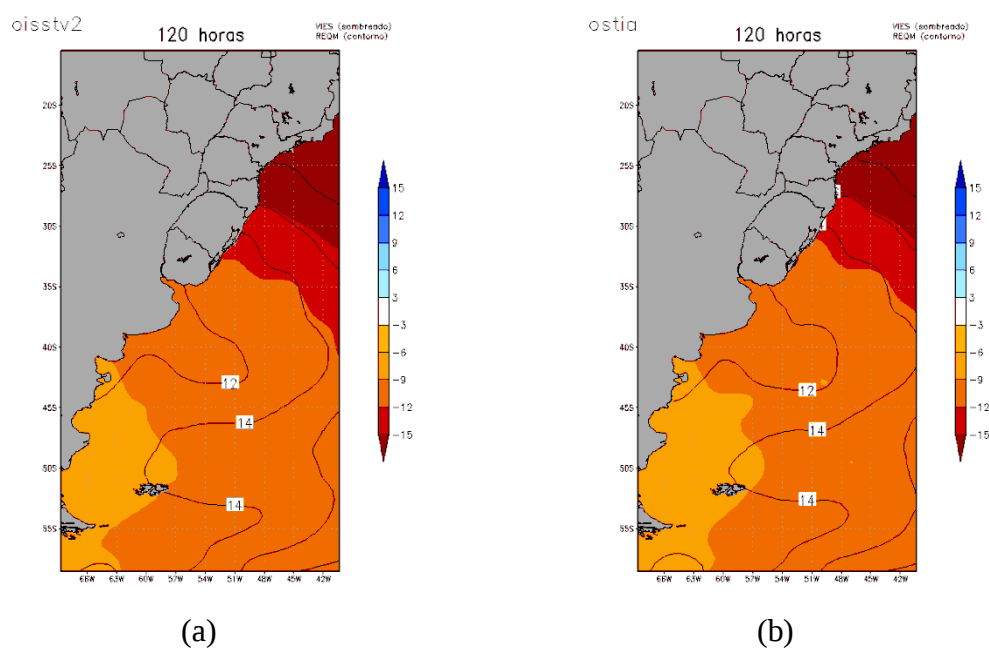


Figura 4.9 – Campos espaciais de pressão ao nível médio do mar de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes às condições “OISSTv2” (a) e “OSTIA” (b), para as previsões de 120 horas.

Estes resultados mostram que na CBM, a região oceânica onde ocorreram as maiores diferenças de pressão ao nível médio mar, também, foram observados as

maiores diferenças entre a TSM “OISSTv2” e “OSTIA”. Outro resultado mostra que nesta região, onde a TSM “OSTIA” apresenta menores valores absolutos, comparados a TSM “OISSTv2”, os campos de pressão ao nível médio do mar mostram valores também menores. Esta condição pode estar associada a modulação dos campos de pressão atmosférica as condições de contorno de TSM, onde segundo Pezzi et al., (2009), os gradientes de TSM são responsáveis por perturbações positivas (negativas) nos campos de pressão atmosférica sobre o lado quente (frio) da CBM.

As comparações feitas com as estações de superfície, apresentadas no Apêndice E, também, mostram que as simulações “OSTIA” apresentam, em todas as situações, valores mais próximos dos dados observados do que as simulações “OISSTv2”. Nos casos das estações sobre o continente, as diferenças entre as simulações são menores que 0,60 hPa. As maiores variações, no entanto, ocorrem no ponto referente a Bóia “Mintaka”, onde diferenças de cerca de 0,90 hPa foram constatadas.

4.5 Campos de Fluxo de Calor Latente

O fluxo de calor latente é uma das variáveis de saída na etapa de Pós-Processamento do modelo BRAMS, pela aplicação direta do software RAMSPOST 6.0. Como anteriormente comentado, este fluxo é um parâmetro essencial no estudo das interações oceano-atmosfera e possui efeitos importantes na organização da convecção, devido ao transporte de umidade e calor (TAO E SIMPSON, 1991). Como também visto, o cálculo do fluxo de calor latente está diretamente relacionado aos valores de intensidade do vento em superfície e as diferenças de umidade relativa na região de trocas turbulentas de calor relacionados à interação oceano-atmosfera. Estas variáveis meteorológicas são distintas para as simulações “OISSTv2” e “OSTIA”, associadas desta forma à diferentes valores de fluxo de calor latente.

Para este fluxo, as simulações “OSTIA” mostraram, sistematicamente, em todos os horários de previsão, menores REQM do que as simulações “OISSTv2”. Diferenças significativas foram verificadas, principalmente, nas simulações considerando apenas a região oceânica. A Figura 4.10 apresenta as séries temporais de REQM entre as simulações realizadas e os dados de reanálise, para os horários de 24, 48, 72, 96, 120 e 144 horas. A Figura 4.11 apresenta as médias de REQM, para cada horário de previsão, considerando somente a região oceânica. Diferenças de REQM entre as simulações de

até $24,00 \text{ W/m}^2$, considerando toda a região oceânica, e em média, considerando todos os horários de previsão, de aproximadamente $6,50 \text{ W/m}^2$ foram observadas. Resultados, ainda mais significativos, ocorreram na região da CBM e na região ao sul de 35°S , com diferenças de REQM entre as simulações maiores que $50,00 \text{ W/m}^2$.

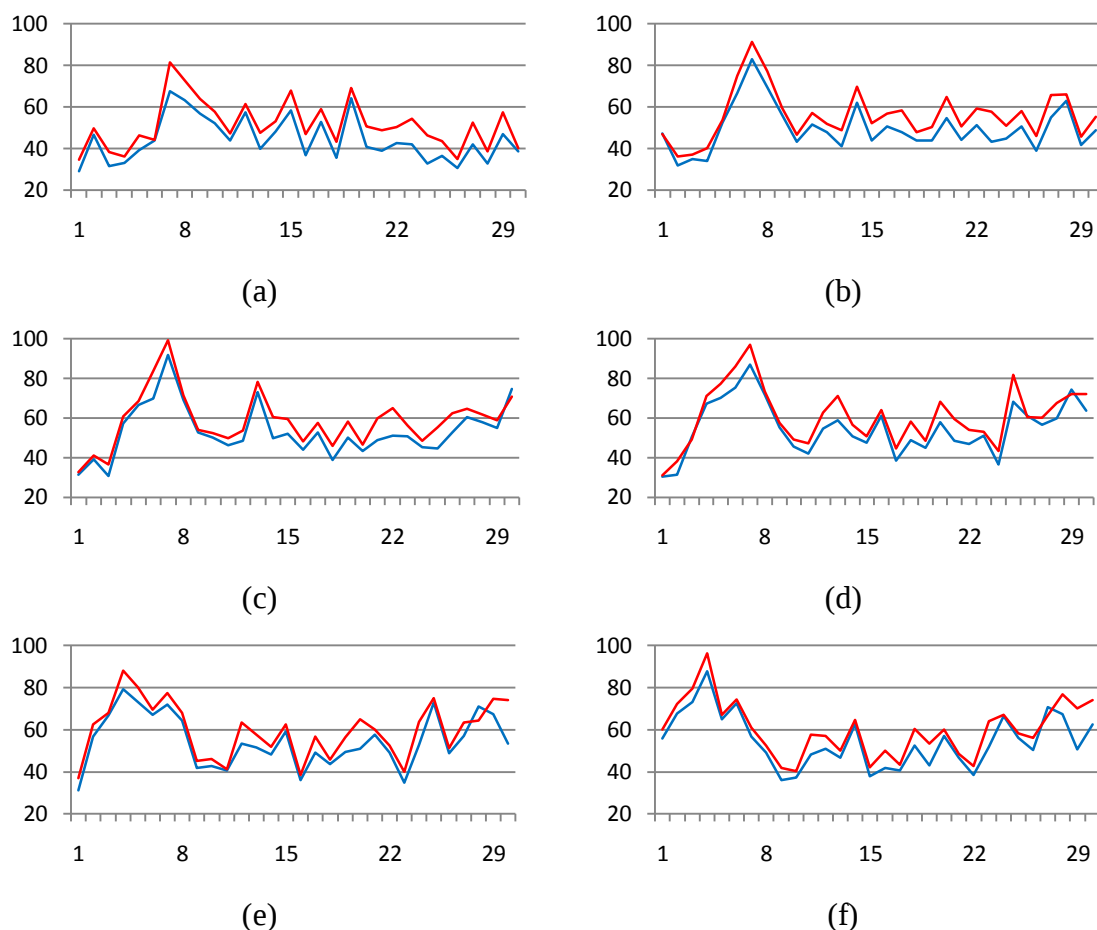


Figura 4.10 – Séries temporais de REQM para fluxo de calor latente em superfície entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise. No eixo vertical são representados valores em W/m^2 e no eixo horizontal o dia do mês de novembro de 2009, referente ao horário de 24 (a), 48 (b), 72 (c), 96 (d), 120 (e) e 144 (f) horas.

Estes resultados estão coerentes com a região onde foram encontradas as maiores diferenças de TSM, entre as duas condições de contorno utilizadas. Os resultados, também, estão concordantes com Wainer et al. (2002), que compararam as diferenças das médias anuais dos fluxos de calor latente e sensível entre cinco diferentes bases de dados no Atlântico Sul. Os autores verificaram, na região da CBM, diferenças de TSM, entre as bases de dados utilizadas, de até 5°C e de fluxo de calor latente de $40,00 \text{ W/m}^2$. Os autores também classificaram a CBM como uma região onde

diferenças significativas desta variável foram relatadas, e onde ocorre uma menor perda de calor latente quando comparada as demais regiões do Atlântico Sul, em virtude da presença das águas mais frias da CM. A Figura 4.12 mostra a distribuição dos REQM e do viés na área de estudos para as duas simulações realizadas, sendo selecionado o campo espacial referente a média das previsões de 6 horas, na qual foram verificadas as maiores diferenças.

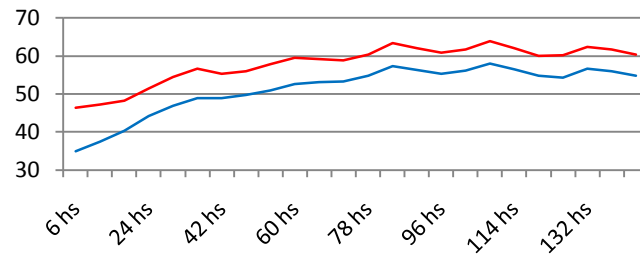


Figura 4.11 – Série temporal das médias de REQM de fluxo de calor latente em superfície para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise. No eixo vertical são representados valores em W/m^2 e no eixo horizontal o horário da previsão a partir do horário inicial da simulação realizada.

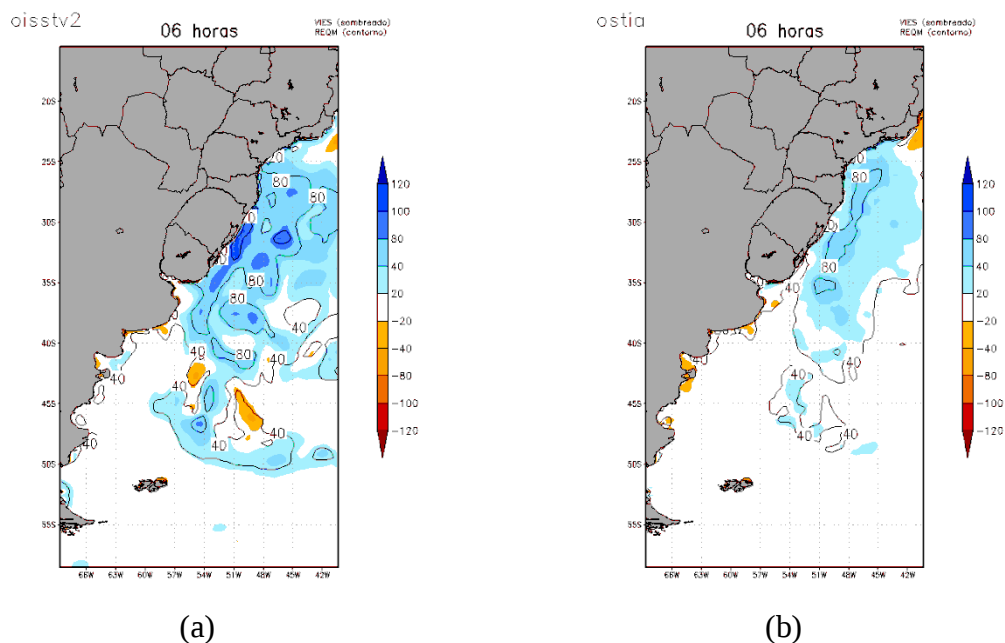


Figura 4.12 – Campos espaciais de fluxo de calor latente em superfície de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes às condições “OISSTv2” (a) e “OSTIA” (b), para as previsões de 6 horas.

4.6 Campos de Fluxo de Calor Sensível

Para a determinação dos valores de fluxo de calor sensível na superfície oceânica, devem ser consideradas como variáveis de entrada, a intensidade do vento em superfície e a diferença entre a temperatura do ar na CLAM e da TSM. Dessa forma, são esperadas diferenças significativas entre as simulações neste campo, uma vez que as mesmas estão diretamente relacionadas aos valores de TSM.

Assim como foi observado no cálculo dos campos de fluxo de calor latente, as simulações “OSTIA” mostraram, sistematicamente, em todos os horários de previsão, menores REQM do que as simulações “OISSTv2”, e as maiores diferenças, também, foram verificadas, principalmente, nas simulações considerando apenas a região oceânica, embora análises considerando apenas a região continental da área de estudos, e, considerando a área total, tenham sido realizadas. A Figura 4.13 apresenta as séries temporais de REQM entre as simulações realizadas e os dados de reanálise, para os horários de 24, 48, 72, 96, 120 e 144 horas.

Pela análise da Figura 4.14, que apresenta as médias de REQM de fluxo de calor sensível em superfície, para cada horário de previsão, considerando somente a região oceânica, nota-se que os valores de REQM para as duas simulações foram influenciados pelo aquecimento em superfície relacionado ao ciclo diurno, sendo os menores valores de REQM ao longo do dia observados às 1800 Z, ou 15:00 horas local, horário em que, também, foram observados os menores REQM de temperatura do ar a 2 metros da superfície.

Foram, também, analisados os campos espaciais de REQM e viés de fluxo de calor sensível em superfície para todos os horários de previsão, sendo selecionado para apresentação o campo espacial de 6 horas de previsão, na qual foram verificadas as maiores diferenças de REQM entre as simulações “OISSTv2” e “OSTIA”, conforme a Figura 4.15. Considerando toda a região oceânica, foram verificadas diferenças maiores que $8,00 \text{ W/m}^2$ nos primeiros dias do período para as previsões de 6 horas, e considerando a média de todos os horários de previsão para todo o período, as simulações “OISSTv2” tiveram um REQM para esta variável de cerca de $2,00 \text{ W/m}^2$ maior do que as simulações “OSTIA”. Na região da CBM, e, em uma área centrada em 47°S e 52°W , foram encontrados valores maiores que $15,00 \text{ W/m}^2$ de diferença de

REQM entre as duas simulações. Estas diferenças são justificadas principalmente pelas diferenças de TSM entre as duas condições de contorno utilizadas. Wainer et al. (2002), também, verificaram diferenças maiores que $20,00 \text{ W/m}^2$ dos campos de fluxo de calor sensível, nestas regiões, para o mês de novembro.

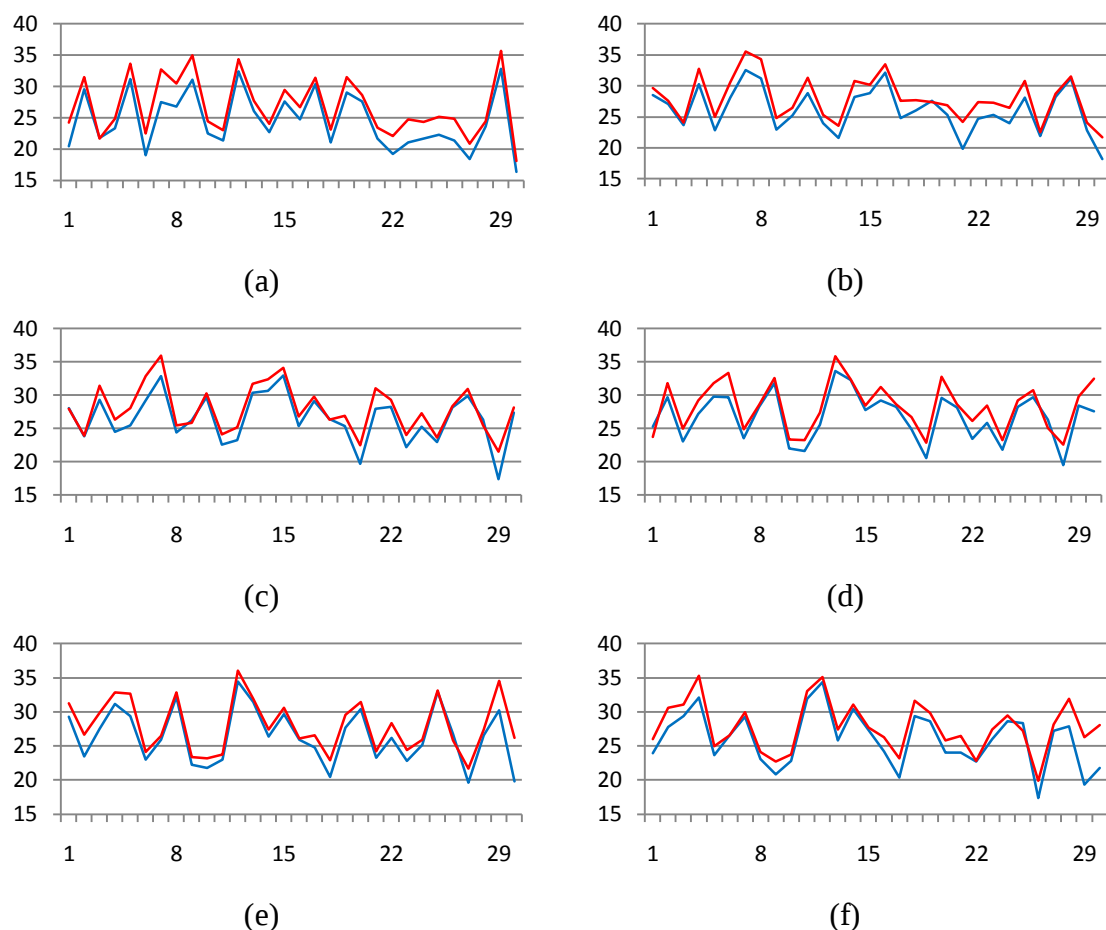


Figura 4.13 – Séries temporais de REQM para fluxo de calor sensível em superfície entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise. No eixo vertical são representados valores em W/m^2 e no eixo horizontal o dia do mês de novembro de 2009, referente ao horário de 24 (a), 48 (b), 72 (c), 96 (d), 120 (e) e 144 (f) horas.

Dessa forma, as diferenças nos resultados, afetos aos campos de fluxo calor, mostram a forte dependência destas variáveis meteorológicas com os bancos de dados de TSM utilizados nas simulações deste estudo.

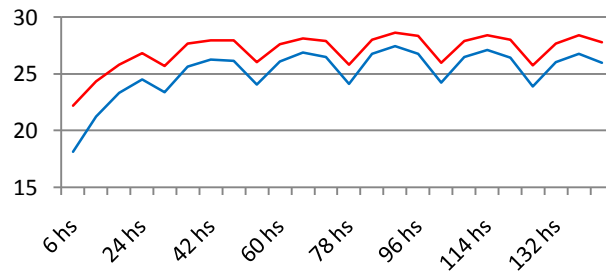


Figura 4.14 – Série temporal das médias de REQM de fluxo de calor sensível em superfície para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise. No eixo vertical são representados valores em W/m^2 e no eixo horizontal o horário da previsão a partir do horário inicial da simulação realizada.

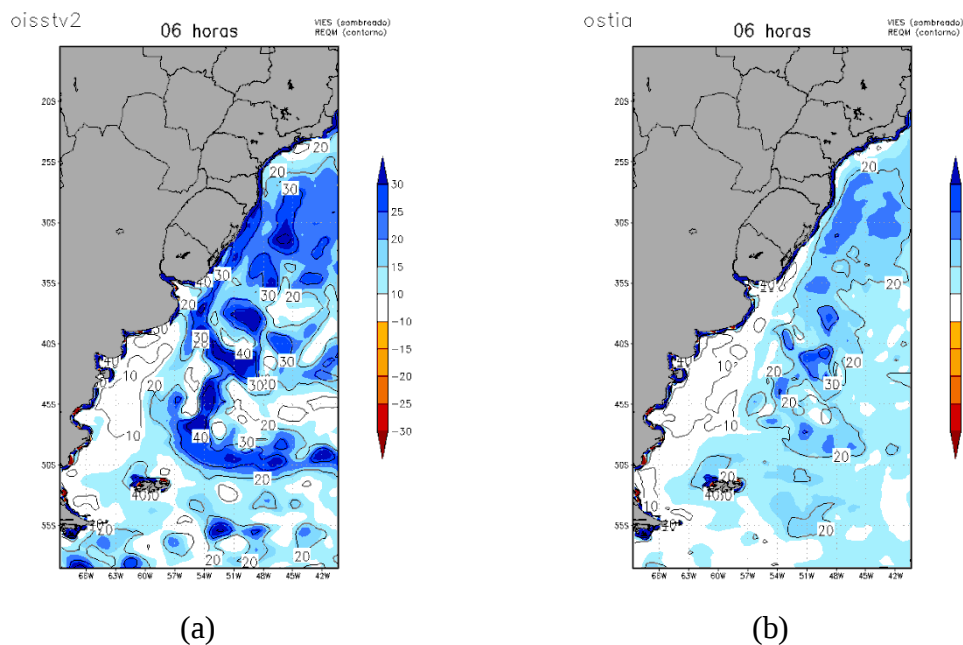


Figura 4.15 – Campos espaciais de fluxo de calor sensível em superfície de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes às condições “OISSTv2” (a) e “OSTIA” (b), para as previsões de 6 horas.

4.7 Campos de Radiação de Onda Longa Emergente na Superfície

A radiação de onda longa emergente na superfície é uma das variáveis de saída do modelo numérico BRAMS. Seu cálculo é processado dentro do pacote LEAF, pela aplicação direta da fórmula de Stefan-Boltzmann e utilizando os valores de albedo segundo Atwater e Ball (1981). Como o cálculo deste tipo de radiação estará

diretamente relacionado à quarta potência da temperatura da superfície, e portanto, no caso da região oceânica, as variações registradas na série temporal de REQM estarão associadas à variação de TSM no decorrer do período analisado.

Neste contexto, as séries temporais de REQM entre os valores de radiação de onda longa emergente na superfície processadas nas simulações “OISSTv2” e “OSTIA” e os campos de reanálise da referida variável, apresentaram uma variação pouco significativa entre os horários de previsão de uma mesma integração, justificadas pela relativa persistência temporal dos campos de TSM. Por este motivo, para esta variável meteorológica é apresentado somente a série temporal das diferenças de REQM entre as simulações realizadas e os dados de reanálise, para um horário de previsão, neste caso o de 24 horas, além das médias de REQM, para cada horário de previsão, considerando somente a região oceânica, conforme a Figura 4.16.

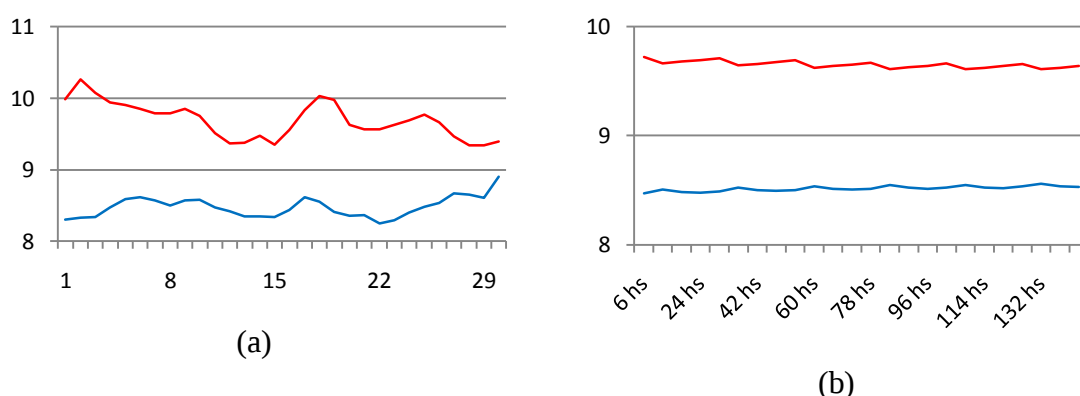


Figura 4.16 – Série temporal de REQM para radiação de onda longa emergente na superfície entre as simulações realizadas para 24 horas de previsão (a), e série temporal das médias de REQM para cada horário de previsão (b), entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise. No eixo vertical são representados valores em W/m^2 , para ambos os gráficos e no eixo horizontal o dia do mês de novembro de 2009 (a) e o horário da previsão a partir do horário inicial da simulação realizada (b).

As simulações “OSTIA” apresentam sistematicamente menores REQM e menores valores absolutos de viés em comparação as simulações “OISSTv2”. As simulações “OSTIA” mostraram mais uma vez, melhores previsões, apesar dos valores das diferenças entre as simulações serem consideravelmente menores do que nos casos dos campos de fluxo de calor. Entretanto, estas diferenças devem ser consideradas para efeito de balanço de radiação, uma vez que esta variável influencia diretamente o

cálculo da taxa média zonal de acúmulo de energia por unidade de área sobre a região oceânica. Diferenças de REQM entre as simulações de até $2,00 \text{ W/m}^2$, e, em média, considerando todos os horários de previsão, de aproximadamente $1,20 \text{ W/m}^2$ foram observadas, sendo os resultados mais significativos observados nas regiões de maiores variações de TSM, em especial na região da CBM, onde foram observadas diferenças de cerca de $20,00 \text{ W/m}^2$. Estes valores estão concordantes com cálculos de valores de radiação de onda longa emitida na superfície pela aplicação direta da fórmula de Stefan-Boltzmann, considerando valores de TSM de 293 e 290 K (cerca de $17,00 \text{ W/m}^2$ de diferença neste caso), valores estes médios para a região da CBM, durante o período de estudos, e, referente respectivamente aos bancos de dados “OISSTv2” e “OSTIA”, conforme comentado anteriormente no item 4.2. A Figura 4.17 mostra a distribuição dos REQM e do viés na área de estudos para as duas simulações realizadas para a média das previsões de 24 horas.

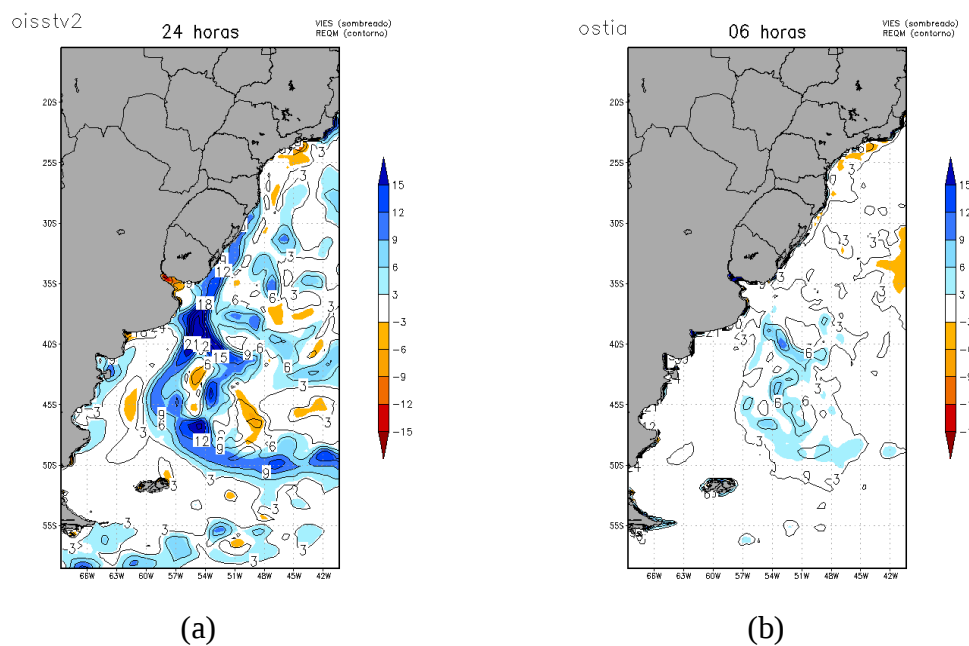


Figura 4.17 – Campos espaciais de fluxo de radiação de onda longa emergente na superfície de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes às condições “OISSTv2” (a) e “OSTIA” (b), para as previsões de 24 horas.

4.8 Campos de Intensidade do Vento em Superfície

Para a avaliação de campos de vento em superfície foi, inicialmente, realizada a análise de valores de direção e intensidade deste vetor, porém, com relação à direção do

mesmo não foram constatadas diferenças significativas em nenhuma região. A análise passou então a ser enfatizada com relação a valores de intensidade da componente horizontal do vetor vento, sendo para isso, de forma análoga aos comparativos anteriores, realizadas análises individuais, considerando somente a região oceânica, somente a região continental e toda a área de estudos. Mais uma vez a região oceânica apresentou os melhores resultados, embora, as séries temporais das médias de REQM de intensidade da componente horizontal do vetor vento, para cada horário de previsão para toda a área oceânica, como pode ser observado na Figura 4.18, apresentou uma similaridade no campo de isotácas, considerando as duas simulações. Esta mesma condição é observada nas séries temporais de REQM entre as simulações realizadas e os dados de reanálise, para todos os horários de previsão, sendo, por este motivo, não apresentadas.

Visando investigar o impacto da TSM de alta resolução para esta variável meteorológica, conforme os resultados de Chelton (2005) e LaCasse et al. (2008), esta análise mostrou que para a resolução espacial horizontal utilizada nestas simulações, o modelo BRAMS não foi sensível na modulação do vento em superfície por diferentes condições de contorno de TSM, considerando toda a região oceânica. Entretanto, na região da CBM, onde foram encontradas as maiores diferenças de TSM, entre as duas simulações realizadas, foram, também, verificadas diferenças maiores que 0,50 m/s de REQM dos campos espaciais de intensidade do vento, como pode ser observada pela análise de 6 horas de previsão, na Figura 4.18.

Outra possível limitação da configuração do modelo, considerando toda a região da “Rodada 20 km”, que pode ter inviabilizado a sensibilidade na modulação do vento em superfície pelas condições de contorno de TSM utilizadas, refere-se à resolução vertical selecionada com apenas 32 níveis.

Para os campos de intensidade do vento horizontal, em superfície, em toda a região oceânica, foram verificadas pela análise do viés, superestimativas nas duas simulações realizadas. A condição das maiores diferenças entre as simulações serem registradas nas regiões onde foram observadas as maiores diferenças de TSM, pode estar relacionada a influência dos campos de TSM, como condição de contorno, na modulação do vento em superfície, segundo os estudos de Wallace et al. (1989), Small et al. (2005), Tokinaga et al. (2005), Pezzi et al. (2009) e Acevedo et al. (2010).

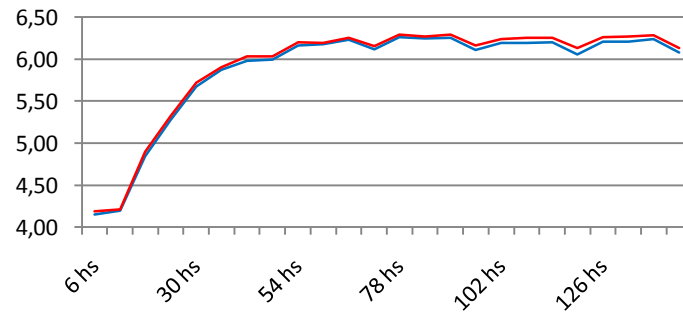


Figura 4.18 – Série temporal das médias de REQM de intensidade do vento horizontal em superfície para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise. No eixo vertical são representados valores em m/s e no eixo horizontal o horário da previsão a partir do horário inicial da simulação realizada.

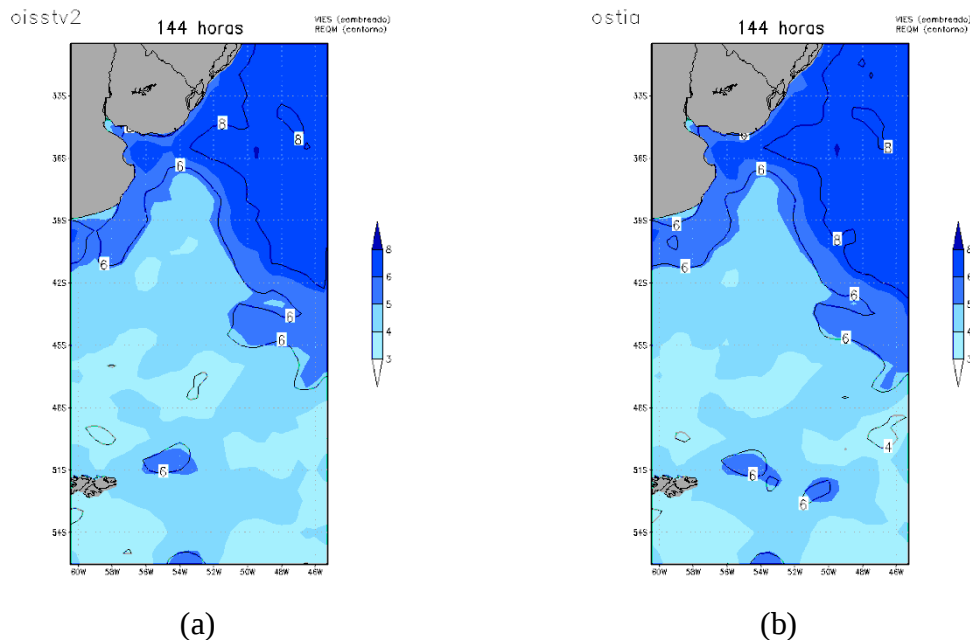


Figura 4.19 – Campos espaciais de intensidade do vento horizontal em superfície de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes às condições “OISSTv2” (a) e “OSTIA” (b), para as previsões de 144 horas.

4.9 Campos de Precipitação

A precipitação é uma das variáveis meteorológicas mais divulgadas nas previsões do tempo para regiões continentais, sua importância também é vital em áreas oceânicas e em regiões litorâneas. Dessa forma, mais uma vez foi realizada a análise das simulações para tais regiões de forma individualizada. No comparativo desta variável, foi verificado o comportamento dos campos de REQM e viés especialmente na região

oeste do Rio Grande do Sul, onde no mês de novembro de 2009, ocorreram os maiores índices de precipitação, considerando toda a área de estudos. Porém, nesta região, não foram observadas diferenças significativas desta variável meteorológica, considerando as duas simulações realizadas. Esta similariedade entre as simulações foi observada na região continental como um todo. As maiores diferenças foram mais uma vez observadas na região oceânica. Embora com diferenças pouco significativas, as simulações “OSTIA” apresentaram REQM sistematicamente menores do que as simulações “OISSTv2”, como pode ser verificado na Figura 4.20, pela análise das séries temporais de REQM entre as simulações realizadas e os dados Merge, para os horários de 24, 48, 72, 96, 120 e 144 horas. A Figura 4.21, apresenta a série temporal referente as médias de REQM de precipitação em 24 horas, para cada horário de previsão. A média das diferenças de REQM entre as simulações foi de 0,15 mm, sendo que mais uma vez as maiores diferenças foram verificadas na região de maiores gradientes de TSM, a CBM, onde em dias de precipitação intensa, diferenças de até 4,00 mm em 24 horas foram verificadas.

Para esta variável meteorológica os comparativos foram realizados de forma distinta das variáveis anteriormente analisadas, pois o intervalo de comparação entre as integrações foi de 24 horas, sendo, portanto, calculados valores de REQM somente para as previsões de 24, 48, 72, 96, 120 e 144 horas. A região analisada também apresentou distinção com relação as análises anteriores, devido a limitação de cobertura dos dados Merge ser compreendida entre 50°S e 50°N (HUFFMAN et al., 2007), conforme anteriormente comentado. Apesar desta limitação, optou-se por realizar este comparativo com o banco de dados Merge, em virtude da melhor resolução espacial e das fontes de dados utilizados para determinação dos campos de precipitação. A análise dos campos espaciais mostra diferenças especialmente no litoral de São Paulo e do Paraná entre as simulações realizadas. Nesta região, segundo o Boletim de Monitoramento e Análise Climática do CPTEC, foram registradas anomalias positivas de precipitação.

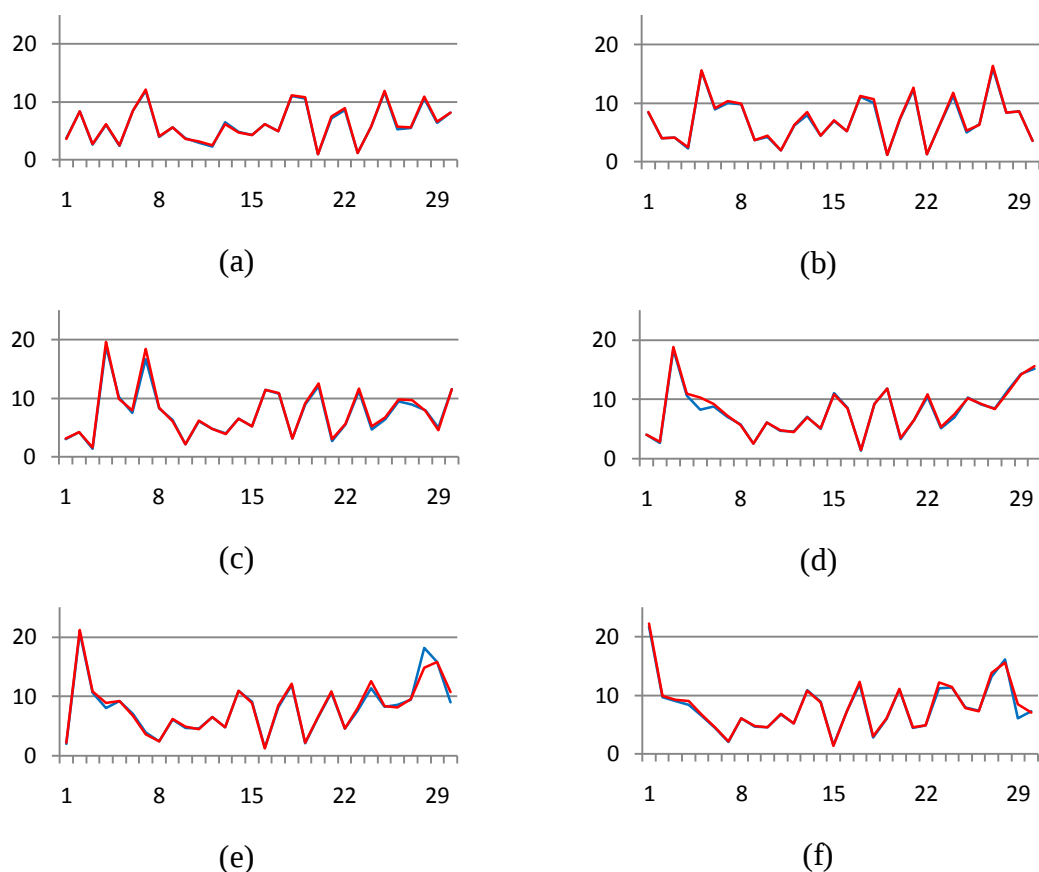


Figura 4.20 – Séries temporais de REQM para precipitação entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados Merge. No eixo vertical são representados valores em mm/24 horas e no eixo horizontal o dia do mês de novembro de 2009, referente ao horário de 24 (a), 48 (b), 72 (c), 96 (d), 120 (e) e 144 (f) horas.

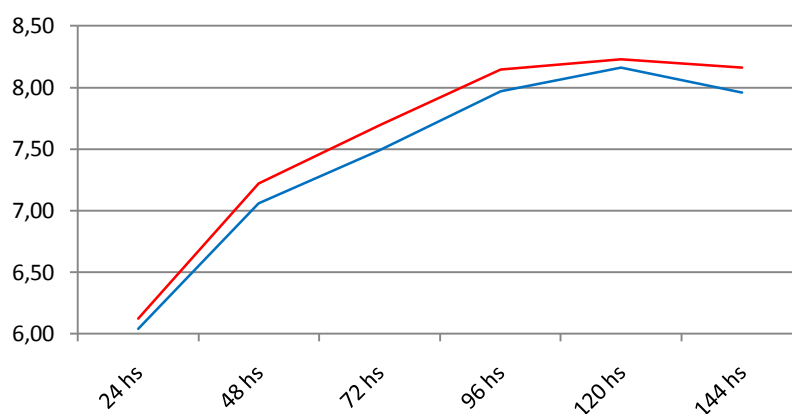


Figura 4.21 – Série temporal das médias de REQM de precipitação para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados Merge. No eixo vertical são representados valores em mm/24 horas e no eixo horizontal o horário da previsão a partir do horário inicial da simulação realizada.

Foi selecionado para apresentação, entre os campos espaciais de REQM e viés de precipitação, para as duas simulações realizadas, o campo referente à média das previsões de 144 horas, em acordo à Figura 4.22, que apresentou as maiores diferenças entre as simulações. Para esta previsão, referente ao dia 29 de novembro, a simulação “OSTIA” apresentou REQM 2,37 mm/24 horas menor do que a simulação “OISSTv2”, sendo esta a maior diferença registrada no período investigado, considerando toda a região oceânica da área de estudos.

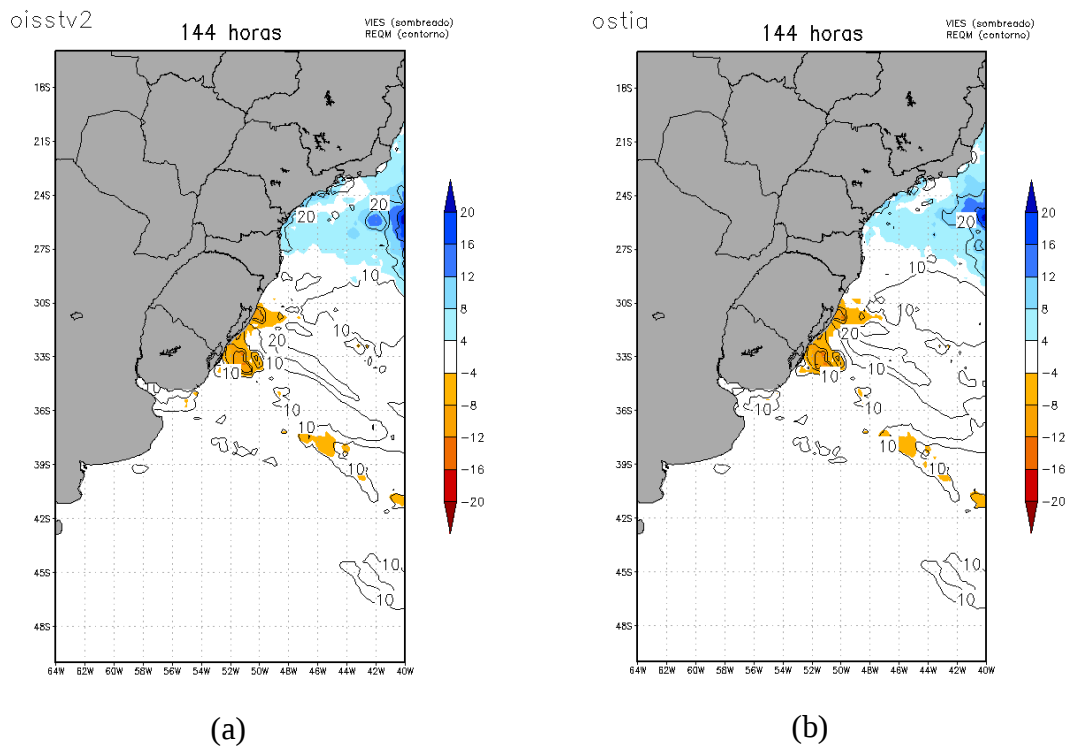


Figura 4.22 – Campos espaciais de precipitação de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes às condições “OISSTv2” (a) e “OSTIA” (b), para as previsões de 144 horas.

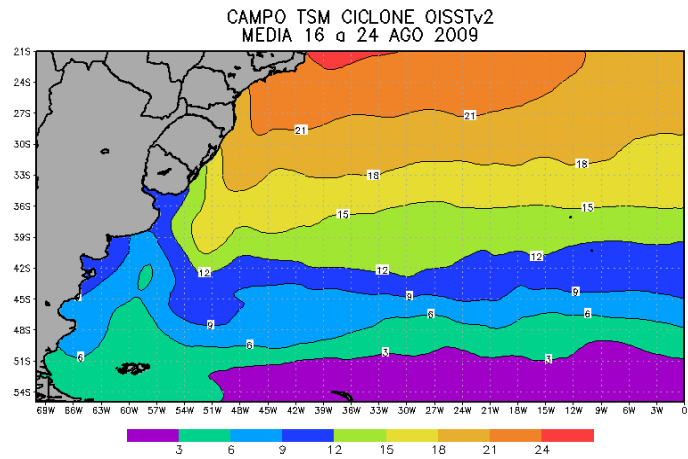
5 ESTUDO DE CASO

Neste capítulo são apresentadas as análises referentes à sensibilidade das simulações numéricas quando o modelo atmosférico é utilizado em alta resolução espacial forçado com TSM de alta resolução do banco de dados “OSTIA”. É, também, investigado, a previsibilidade de um ciclone extratropical atuante na região da CBM no mês de agosto de 2009, em acordo a utilização do banco de dados “OSTIA” pelo modelo BRAMS. Foram verificados, em algumas das variáveis atmosféricas analisadas, resultados ainda mais significativos em comparação aos resultados anteriormente comentados, referente a “Rodada 20 km”. A análise dos resultados deste estudo de caso, também foi realizada, utilizando campos de avaliação estatística de previsão pela análise de viés e de REQM entre as previsões do modelo e os campos de reanálise do CFSR e de dados Merge. Para cada uma das variáveis meteorológicas são apresentados paralelamente, resultados referentes a grade secundária da “Rodada Ciclone Início” e da “Rodada Ciclone Desenvolvido”. Após a análise entre os comparativos das simulações realizadas serão apresentados resultados referentes a previsibilidade do ciclone extratropical analisado, utilizando somente a condição de contorno “OSTIA”.

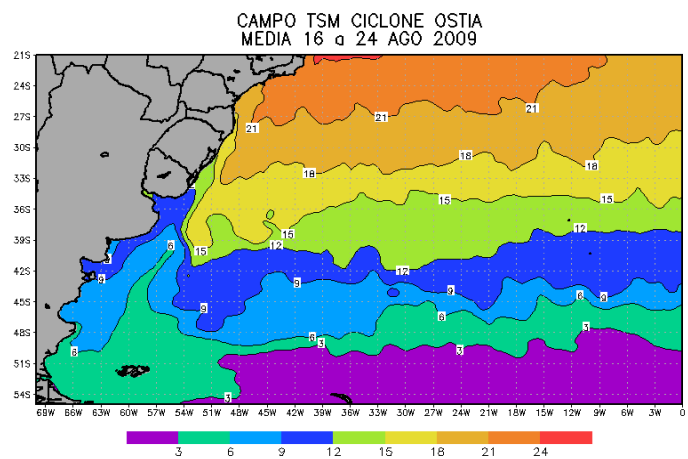
Segundo análises das cartas sinóticas do período referente a este estudo de caso, confeccionadas pelo CHM (não apresentadas), dois sistemas frontais avançaram até a região sudeste do Brasil, sendo um destes, associado ao ciclone extratropical estudado. A ASAS esteve centrada em cerca de 25°S e 15°W, com oscilações longitudinais entre 0° e 30°W.

5.1 Campos de TSM

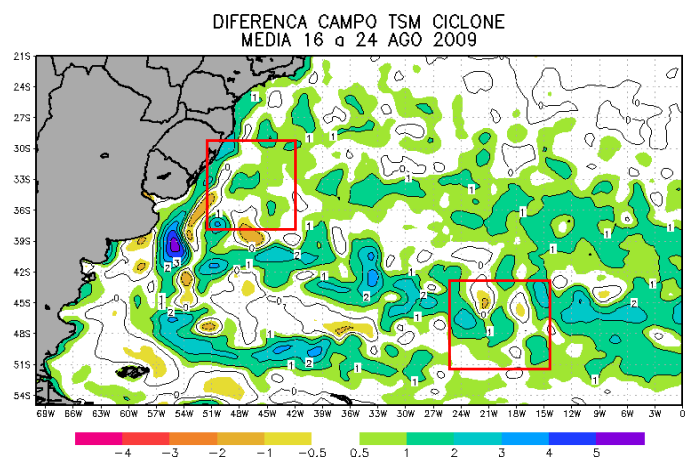
Devido à limitação do número de pontos de grade horizontal, comentado no item 3.3, foi realizada uma integração específica do modelo BRAMS, que engloba as áreas da “Rodada Ciclone Início” e da “Rodada Ciclone Desenvolvido”, permitindo a visualização da região representada na Figura 5.1. Nesta integração foi utilizada a resolução espacial de 15 km, com demais configurações na etapa de processamento semelhantes a “Rodada Ciclone Início” e a “Rodada Ciclone Desenvolvido”. A realização desta integração, permite a visualização em parte da região do Atlântico Sul dos campos de TSM média das simulações “OISSTv2” e “OSTIA” e as diferenças entre eles, no período de atuação do ciclone extratropical estudado.



(a)



(b)



(c)

Figura 5.1 – Campos das médias de TSM “OISSTv2” (a) e “OSTIA” (b) e a diferença entre eles, tendo destaque em vermelho para as grades secundárias da simulação “Rodada Ciclone Início”, mais a oeste e da simulação “Rodada Ciclone Desenvolvido”, mais a leste, referentes ao período de 16 a 24 de agosto de 2009.

É verificado, similarmente à “Rodada 20 km”, diferenças significativas entre os dois campos de TSM. As maiores diferenças foram também verificadas na região da CBM, com valores variando entre 3° e 5°C, entre 54° e 57°W. Embora a variação sazonal da CBM não seja um dos objetivos deste estudo, pela análise dos campos de TSM “OSTIA”, é verificado que a mesma ocorreu mais ao sul no período referente a “Rodada 20 km”, centrado em cerca de 37°S e no período referente a “Rodada Ciclone” mais ao norte, centrado em cerca de 34°S. Este resultado pode estar relacionado com a ocorrência da CBM mais ao norte em meses de inverno (PICKARD E EMERY, 1990). Especificamente para a região de ciclogênese e para a região onde o ciclone apresentou um maior desenvolvimento, foram verificadas diferenças de TSM de até 4 e 3°C, respectivamente.

São observadas nos campos de TSM, referente à condição de contorno “OSTIA”, feições oceânicas não representadas nos campos referentes à condição de contorno “OISSTv2”, entre elas, um possível vórtice quente desprendido da CB, centrado na posição 41°S e 51°W. As dimensões espaciais deste sistema (com raio de aproximadamente 100 km), sua presença nos campos espaciais diários de TSM “OSTIA” (não apresentados) e sua velocidade de aproximadamente 10 km/dia, estariam concordantes com Souza et al. (2006) que detectaram vórtices quentes na região da CBM utilizando um método automático de detecção de feições com imagens satélites. Ao contrário do que foi verificado na “Rodada 20 km”, não foram observadas regiões nas proximidades de Cabo Frio, possivelmente, associadas ao fenômeno da ressurgência. Esta condição estaria concordante com a ocorrência climatológica deste fenômeno, prioritariamente, no período do verão (MOREIRA DA SILVA, 1973 e FERREIRA DA SILVA et al., 1984) embora aspectos sinóticos referente à ação de ventos do quadrante NE-E devam ser considerados (SILVA et al., 2006). Referente, ainda, à condição de contorno “OSTIA” é observado uma faixa de águas mais frias bordejando o litoral do Uruguai e os estados do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina. Esta feição pode estar associada à CCB, uma corrente costeira fluindo em direção contrária a CB, transportando águas mais frias e menos salinas nos meses de inverno da costa sul do Brasil até o litoral norte do Rio Grande do Sul (SOUZA E ROBINSON, 2004).

Foram, também, realizadas comparações de TSM, entre as simulações “OISSTv2” e “OSTIA” e os dados observados referente a Bóia de Coleta de Dados Oceanográficos “Mintaka”, única das estações de superfície existente na área da grade secundária da “Rodada Ciclone Início”, apresentada no Apêndice F. Observa-se que as simulações “OSTIA” apresentam, sistematicamente, temperaturas mais próximas das observações realizadas. As diferenças entre as TSM “OISSTv2” e “OSTIA”, variam, em geral, entre 0,40 e 1,10°C, sendo os valores da TSM “OISSTv2” sempre maiores que as da TSM “OSTIA”.

5.2 Campos de Temperatura do Ar

Para esta variável, de forma análoga à “Rodada 20 km”, foi realizada a análise dos campos de temperatura do ar a 2 metros da superfície. A Figura 5.2 apresenta as séries temporais de REQM entre as simulações realizadas e os dados de reanálise, para toda a área de grade. As simulações “OSTIA” apresentaram, sistematicamente, menores valores de REQM quando comparada as simulações “OISSTv2” para a “Rodada Ciclone Início” e “Rodada Ciclone Desenvolvido”. As diferenças de REQM para a “Rodada Ciclone Início” foram em média, considerando todos os horários de previsão, de 0,28°C, tendo seu valor máximo de 0,54°C, referente a previsão de 42 horas do dia 24 de agosto. As diferenças de REQM para a “Rodada Ciclone Desenvolvido” também mostram, de forma sistemática, melhores resultados referente as simulações “OSTIA”. Nesta análise, em média, e considerando todos os horários de previsão, a diferença de REQM foi de 0,43°C, tendo também as curvas de ambas simulações, aspecto similar. Neste comparativo a maior diferença verificada foi de 0,83°C, referente à previsão de 78 horas do dia 24 de agosto.

A Figura 5.3 apresenta as médias de REQM para cada horário de previsão referente à “Rodada Ciclone Início” e à “Rodada Ciclone Desenvolvido”. Através de sua análise, é possível verificar de forma geral a melhora na previsão de temperatura do ar, em ambas as grades, utilizando a condição “OSTIA”. A Figura 5.4 apresenta duas amostras de campos espaciais de viés e de REQM de temperatura do ar a 2 metros da superfície. Para estes campos, as simulações possuem viés positivo, sendo que as simulações “OSTIA”, em todos os campos analisados, apresentam menor viés e menor REQM do que as simulações “OISSTv2”. Na análise de viés, diferenças de até 2,00°C foram observadas, prevalecendo também às simulações “OSTIA”.

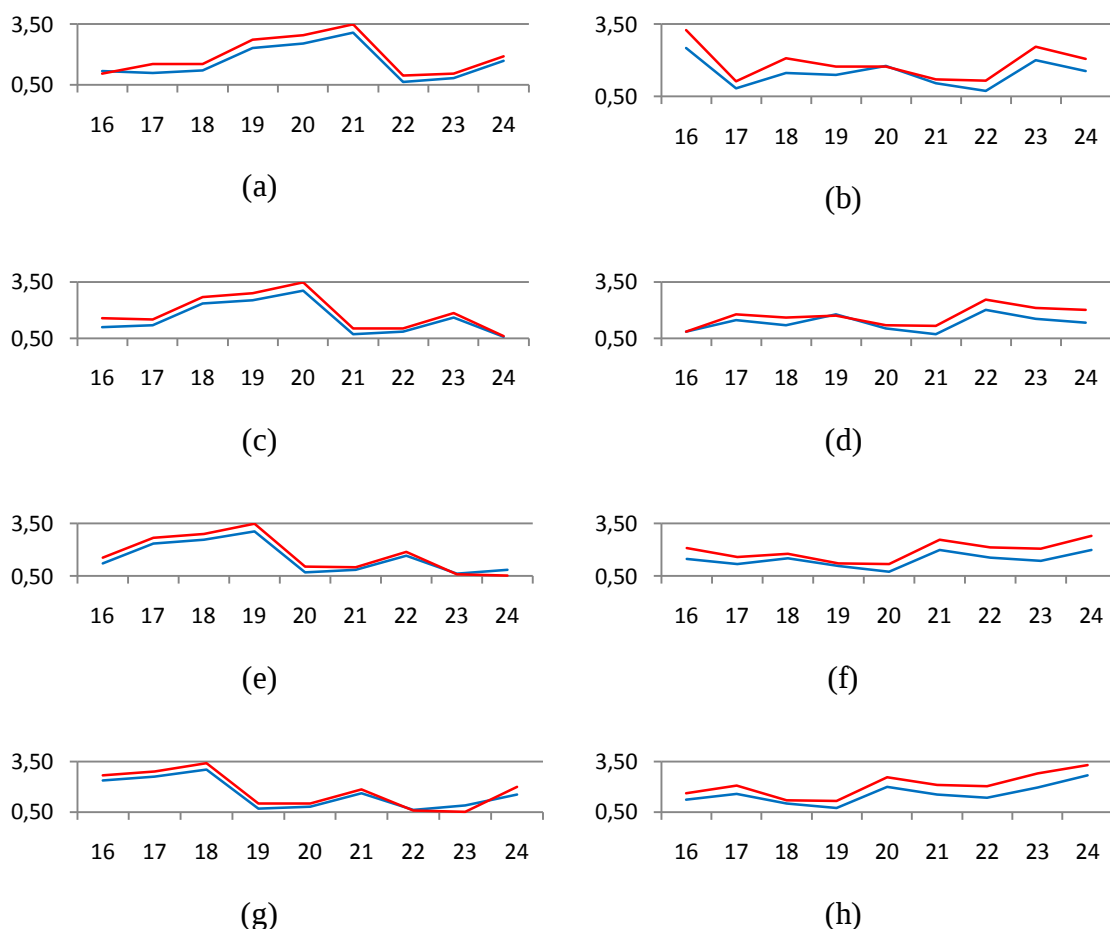


Figura 5.2 – Séries temporais de REQM para a previsão de temperatura do ar a 2 metros entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início”, (a), (c), (e) e (g) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (b), (d), (f) e (h), ambas respectivamente para os horários de 24, 48, 72 e 96 horas. No eixo vertical são representados valores em °C e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.

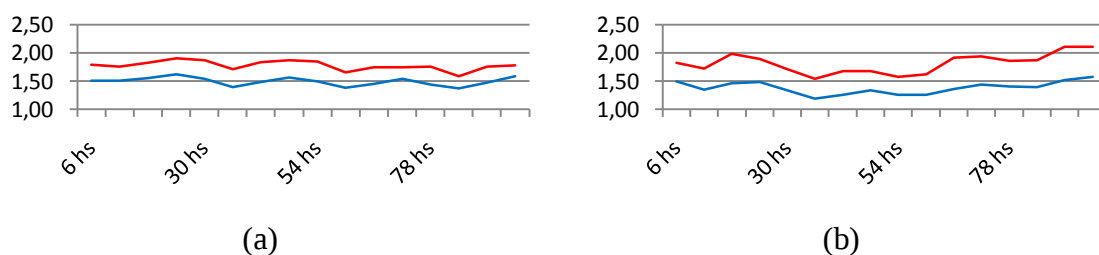


Figura 5.3 – Série temporal das médias de REQM de temperatura do ar a 2 metros para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início” (a) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido” (b). No eixo vertical são representados valores em °C e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.

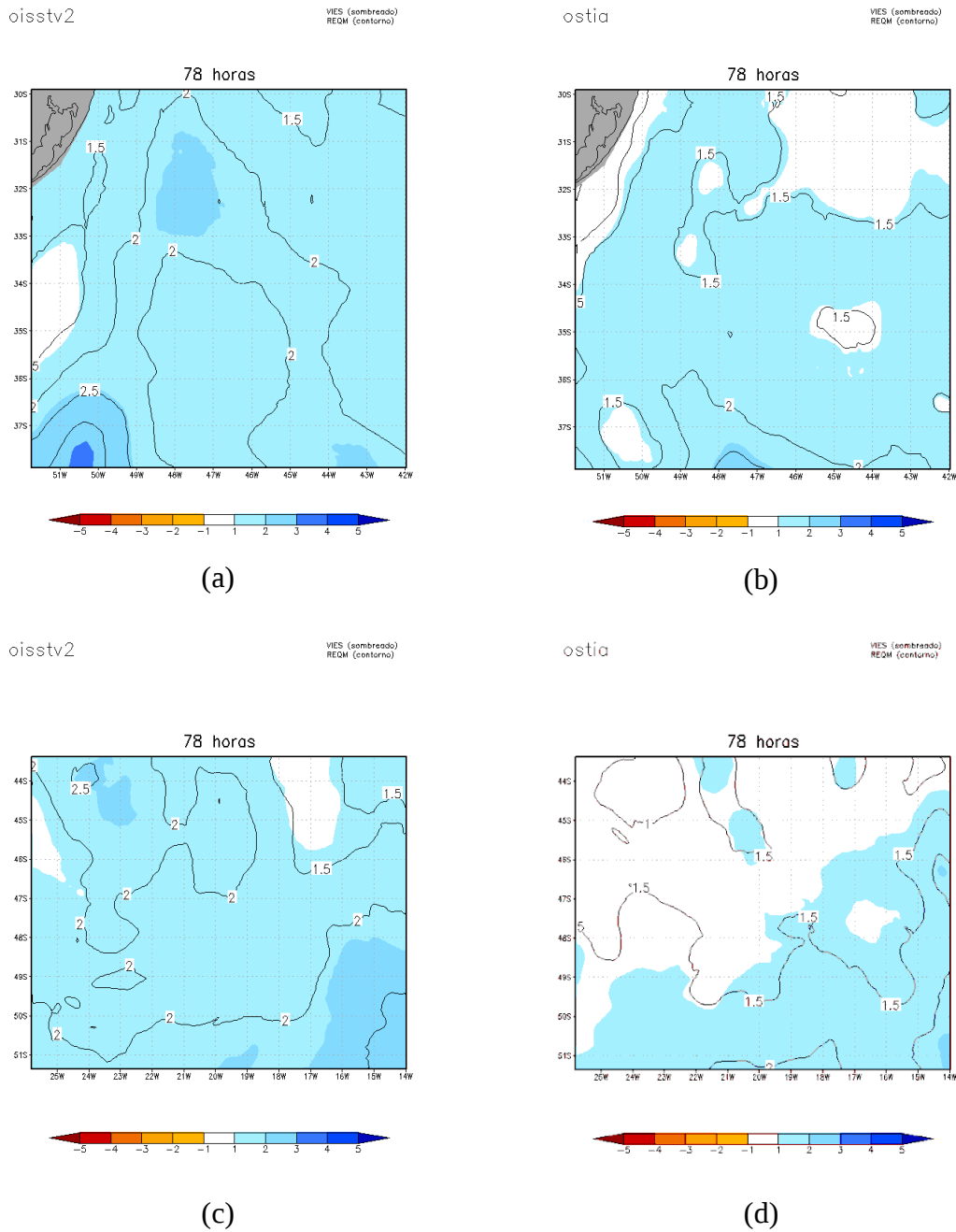


Figura 5.4 – Campos espaciais de temperatura do ar a 2 metros de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes a previsão de 78 horas para a “Rodada Ciclone Início”, (a) e (b) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (c) e (d), respectivamente para a condição “OISSTv2” e “OSTIA”.

Em geral, para o caso da “Rodada Ciclone Desenvolvido” são verificados nos campos espaciais, diferenças ainda mais significativas do que na “Rodada Ciclone Início”, o que pode estar relacionado a influência dos campos de TSM, na região onde o sistema tornou-se mais profundo, e, onde, foram verificados elevados gradientes de

temperatura potencial do ar em 950 hPa, em função de aspectos ciclogênicos, conforme será apresentado no item 5.9.

O Apêndice F apresenta comparações referentes a temperatura do ar a 2 metros da superfície, entre as simulações “OISSTv2” e “OSTIA” e os dados observados referente a Bóia “Mintaka”. Foram selecionados para esta análise apenas o horário de 24 horas de previsão. Assim como observado com os comparativos de TSM, as simulações “OSTIA” apresentam sistematicamente temperaturas mais próximas das observações realizadas.

5.3 Campos de Pressão ao Nível Médio do Mar

Os resultados referentes aos campos de pressão atmosférica, para este estudo de caso, mostraram que o modelo BRAMS foi ainda mais sensível a utilização da condição de contorno “OSTIA”, quando comparado a “Rodada 20 km”, apresentando um impacto maior da TSM de alta resolução em suas previsões. Para esta variável meteorológica, também foram observadas diferenças sistemáticas entre as duas simulações, como pode ser verificado pela análise da Figura 5.5.

As maiores diferenças de REQM entre as simulações ocorreram na “Rodada Ciclone Início”, o que pode estar associado ao impacto da TSM para a previsão desta variável meteorológica, uma vez que neste caso, foram também verificadas as maiores diferenças de TSM entre as simulações. Na “Rodada Ciclone Desenvolvido” foram observados os maiores valores de REQM para ambas as simulações, sendo que neste comparativo, o ciclone extratropical esteve mais intensificado, com maiores variações e com menores valores absolutos nos campos de pressão atmosférica. A média de REQM para a “Rodada Ciclone Início”, considerando todos os horários de previsão, foi de 0,11 hPa, tendo em alguns casos diferenças de aproximadamente 1,80 hPa, entre as simulações, como observado para a previsão de 84 horas do dia 17 de agosto. Para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, as maiores diferenças entre as simulações foram de cerca de 0,70 hPa, sendo que a média, para todos os horários de previsão, também foi de 0,11 hPa. A média de REQM para cada horário de previsão pode ser verificada na Figura 5.6.

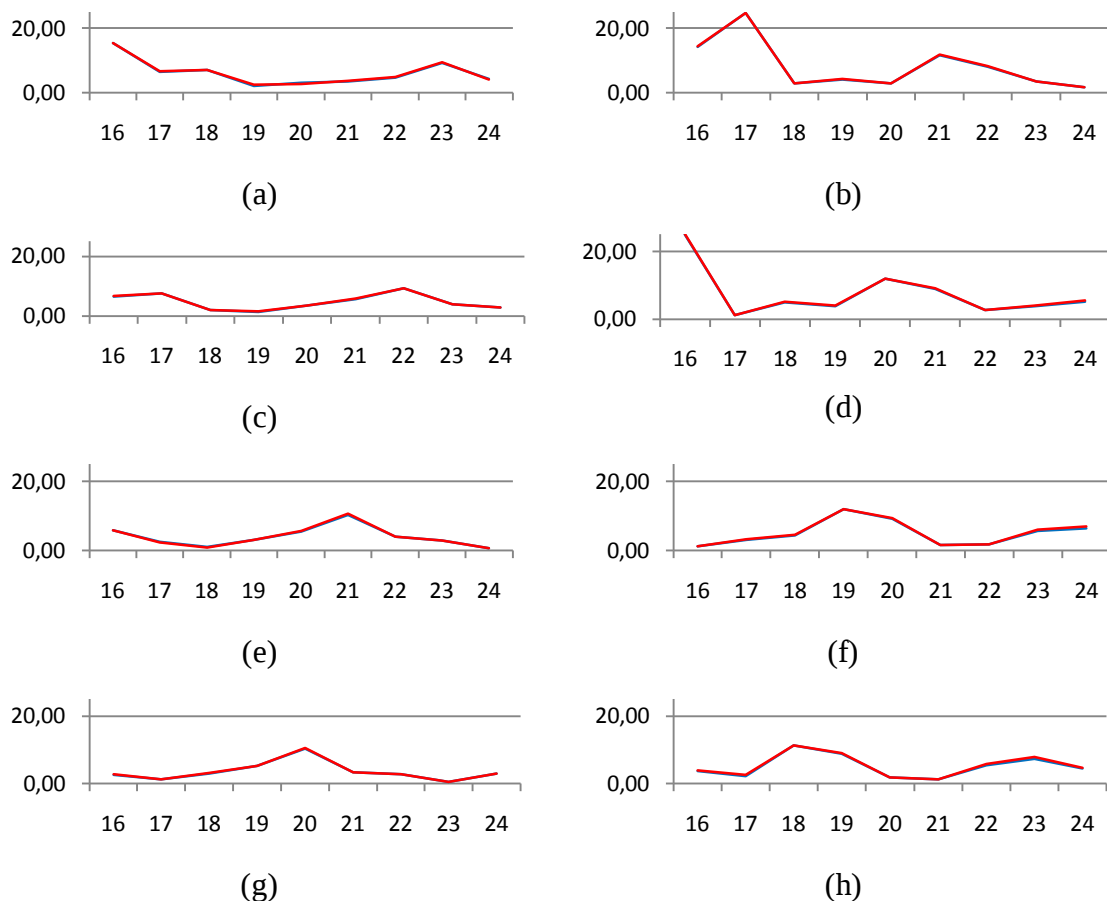


Figura 5.5 – Séries temporais de REQM para a previsão de pressão ao nível médio do mar entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início”, (a), (c), (e) e (g) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (b), (d), (f) e (h), ambas respectivamente para os horários de 24, 48, 72 e 96 horas. No eixo vertical são representados valores em hPa e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.

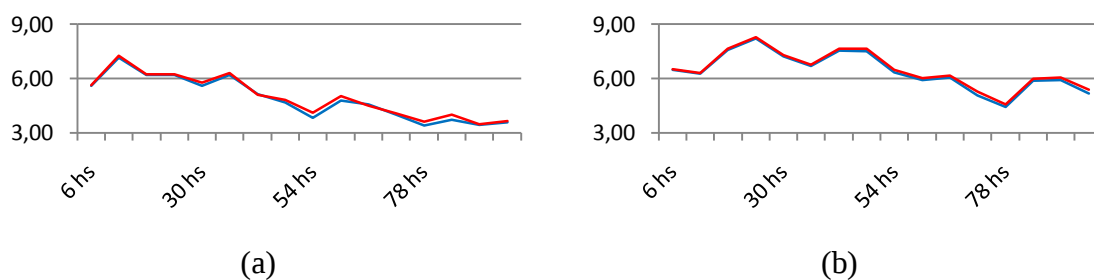


Figura 5.6 – Série temporal das médias de REQM de pressão ao nível médio do mar para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início” (a) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido” (b). No eixo vertical são representados valores em hPa e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.

A Figura 5.7 apresenta os campos espaciais de viés e de REQM de pressão ao nível médio do mar para as previsões de 60 horas. Para todos os horários de previsão foram verificados vieses negativos para ambas as simulações, o que está associado à uma subestimativa do modelo para as previsões referentes à esta variável meteorológica.

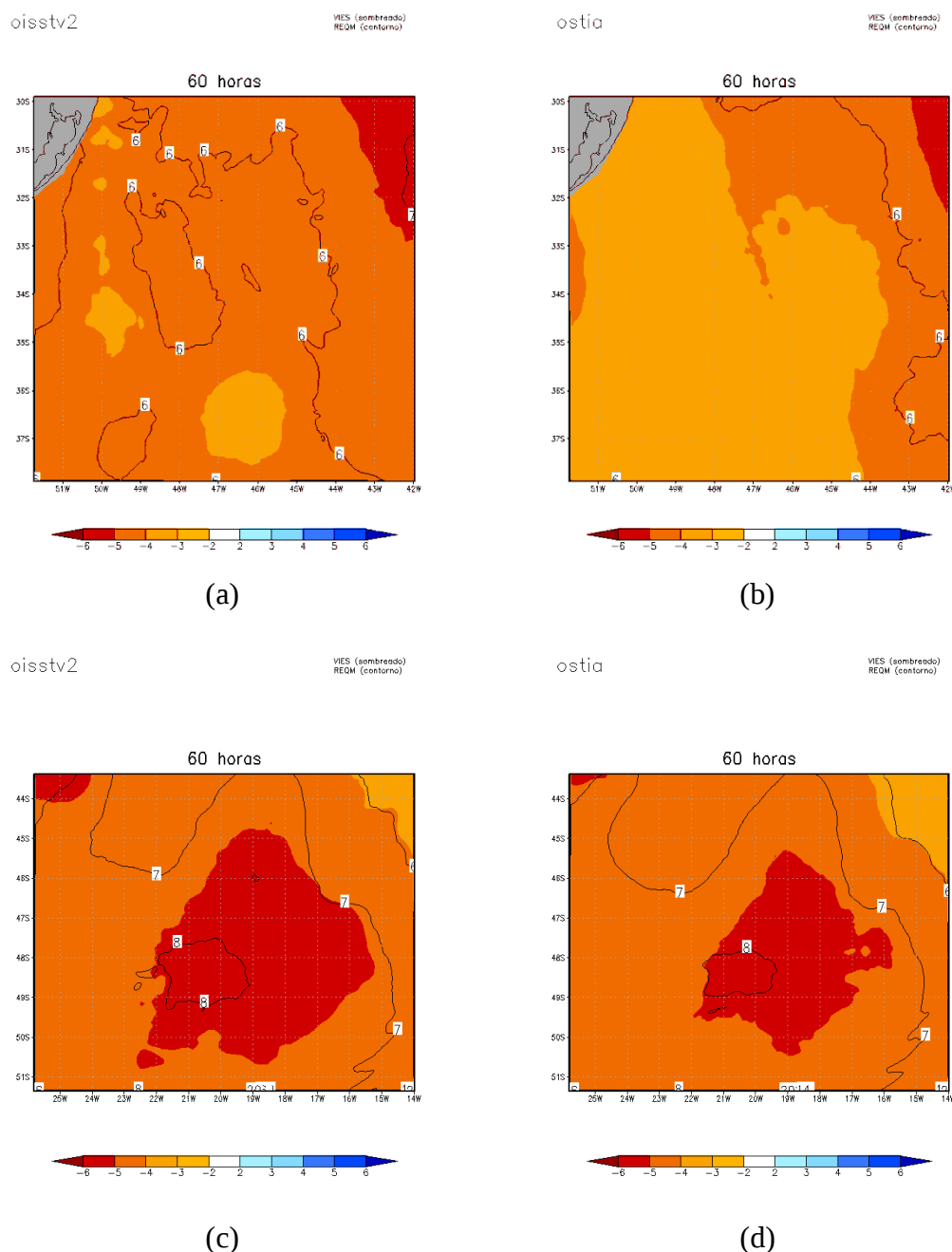


Figura 5.7 – Campos espaciais de pressão ao nível médio do mar de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes a previsão de 60 horas para a “Rodada Ciclone Início”, (a) e (b) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (c) e (d), respectivamente para a condição “OISSTv2” e “OSTIA”.

Um aspecto relevante verificado de forma mais contundente na “Rodada 20 km”, diz respeito a influência do ciclo diurno da pressão atmosférica, que não foi tão marcante na análise para este estudo de caso, uma vez que os valores REQM de pressão atmosférica mostraram-se mais influenciados pela intensificação e presença do ciclone extratropical nas áreas de grade referente a “Rodada Ciclone Início” e “Rodada Ciclone Desenvolvido”. As comparações das previsões de 24 horas desta variável meteorológica, entre as simulações e os dados observados da Bóia “Mintaka”, são também apresentadas no Apêndice F. São verificadas diferenças entre as simulações realizadas, sendo que as simulações “OSTIA”, associadas em geral, a menores valores de TSM em ambas as grades, apresentaram, sistematicamente, maiores valores de pressão ao nível médio do mar do que as simulações “OISSTv2”, resultado este que também pode estar associada a modulação dos campos de pressão atmosférica as condições de contorno de TSM (PEZZI et al., 2009).

5.4 Campos de Fluxo de Calor Latente

As séries temporais de REQM entre as simulações realizadas e os dados de reanálise para este parâmetro meteorológico, apresentadas na Figura 5.8, mostram que os resultados mais significativos com relação a esta análise foram verificados na “Rodada Ciclone Início”. Estes resultados estão associados as maiores diferenças nos campos de fluxo de calor latente estarem condizentes com a região onde foram verificados as maiores diferenças nos campos de TSM. Os resultados referente a “Rodada Ciclone Desenvolvido” também apresentaram relevantes resultados.

Na “Rodada Ciclone Início”, também, foram observados os maiores valores absolutos deste erro. Estes resultados podem estar associados a Piva et al., (2008), que mostraram que os maiores impactos de fluxo de calor latente referente às simulações realizadas com um ciclone extratropical, em área oceânica, ocorreram na região mais próxima à ciclogênese do sistema e não onde o sistema tornou-se mais profundo, e ainda, que nas regiões com maiores gradientes de TSM foram também observados os maiores valores de fluxo de calor latente em superfície. A Figura 5.9 mostra as médias de REQM para cada horário de previsão. A Figura 5.10 apresenta os campos espaciais de viés e de REQM de fluxo de calor latente em superfície para as previsões de 30 horas.

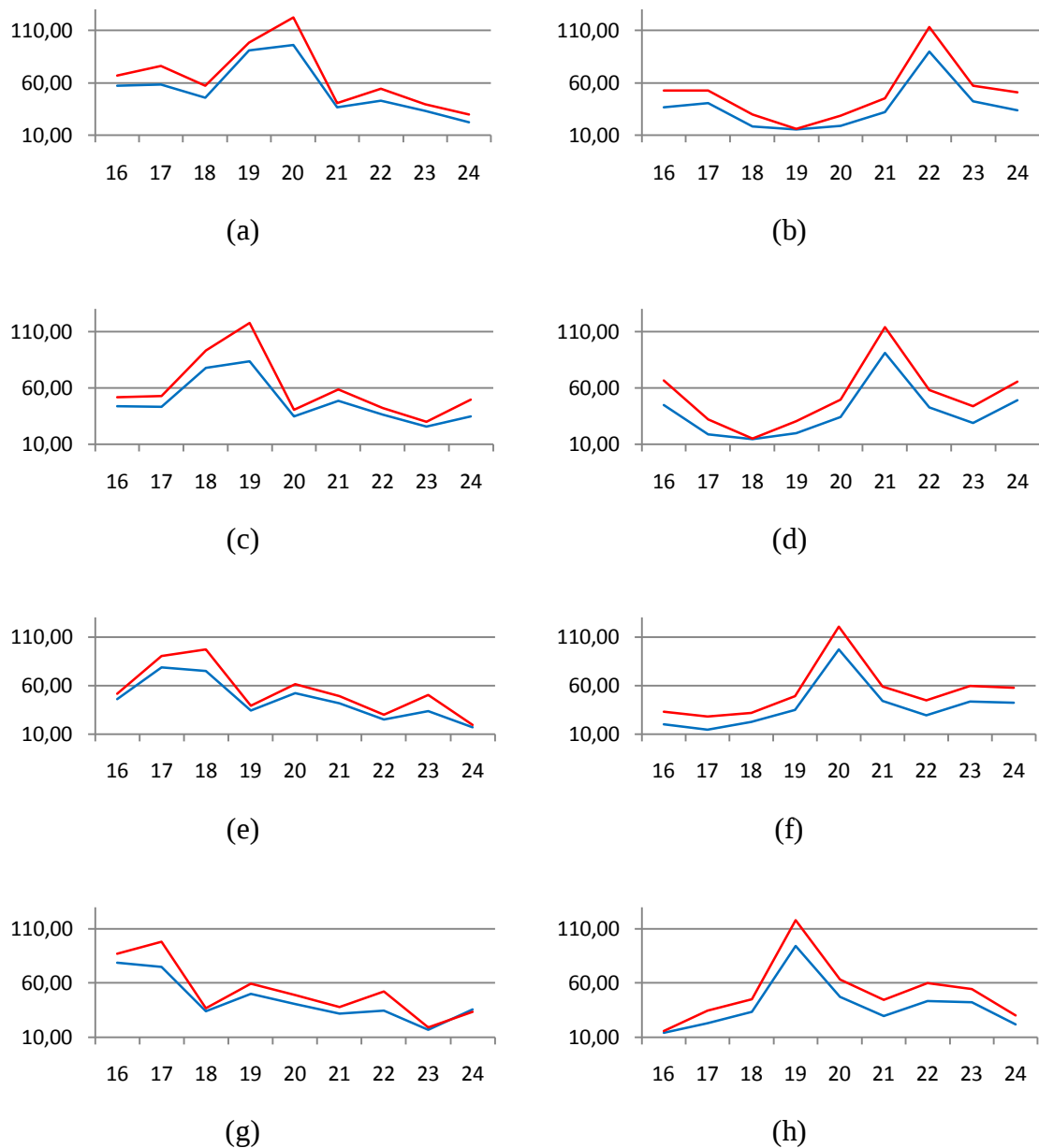


Figura 5.8 – Séries temporais de REQM para fluxo de calor latente em superfície entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início”, (a), (c), (e) e (g) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (b), (d), (f) e (h), ambas respectivamente para os horários de 24, 48, 72 e 96 horas. No eixo vertical são representados valores em W/m^2 e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.

Na “Rodada Ciclone Desenvolvido” foram verificados maiores valores de REQM para as duas simulações na previsão referente às 1200Z do dia 23 de agosto, quando o sistema tornou-se mais profundo em todo o seu ciclo de vida, com 964 hPa, segundo os dados de reanálise, o que pode estar associado a contribuição deste fluxo na intensificação do ciclone. A média da diferença de REQM entre as simulações, para

ambas as grades foi de aproximadamente $12,00 \text{ W/m}^2$. Na “Rodada Ciclone Início” o valor máximo observado de diferença de REQM, considerando toda a região, foi de aproximadamente $40,00 \text{ W/m}^2$ e na “Rodada Ciclone Desenvolvido”, de aproximadamente $29,00 \text{ W/m}^2$. Neste estudo de caso, diferenças absolutas dos valores de fluxo de calor latente em superfície de até $60,00 \text{ W/m}^2$ foram observadas pontualmente em alguns dos campos espaciais das previsões referentes a “Rodada Ciclone Início”.

A comparação com os dados observados foi realizada com a parametrização de fórmulas “bulk” desenvolvidas por Fairall et al. (1996). A análise destes resultados, verificado no Apêndice G, confirmam uma melhora significativa na determinação dos fluxos de calor latente na superfície ao utilizar a condição de contorno “OSTIA” em comparação a utilização da condição de contorno “OISSTv2” e, referente aos dados coletados pela Bóia “Mintaka”, na região da “Rodada Ciclone Início”.

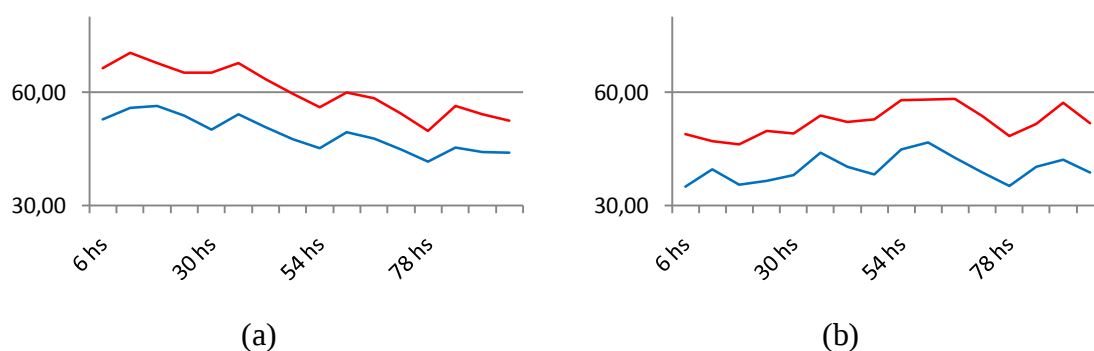


Figura 5.9 – Série temporal das médias de REQM de fluxo de calor latente em superfície para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início” (a) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido” (b). No eixo vertical são representados valores em W/m^2 e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.

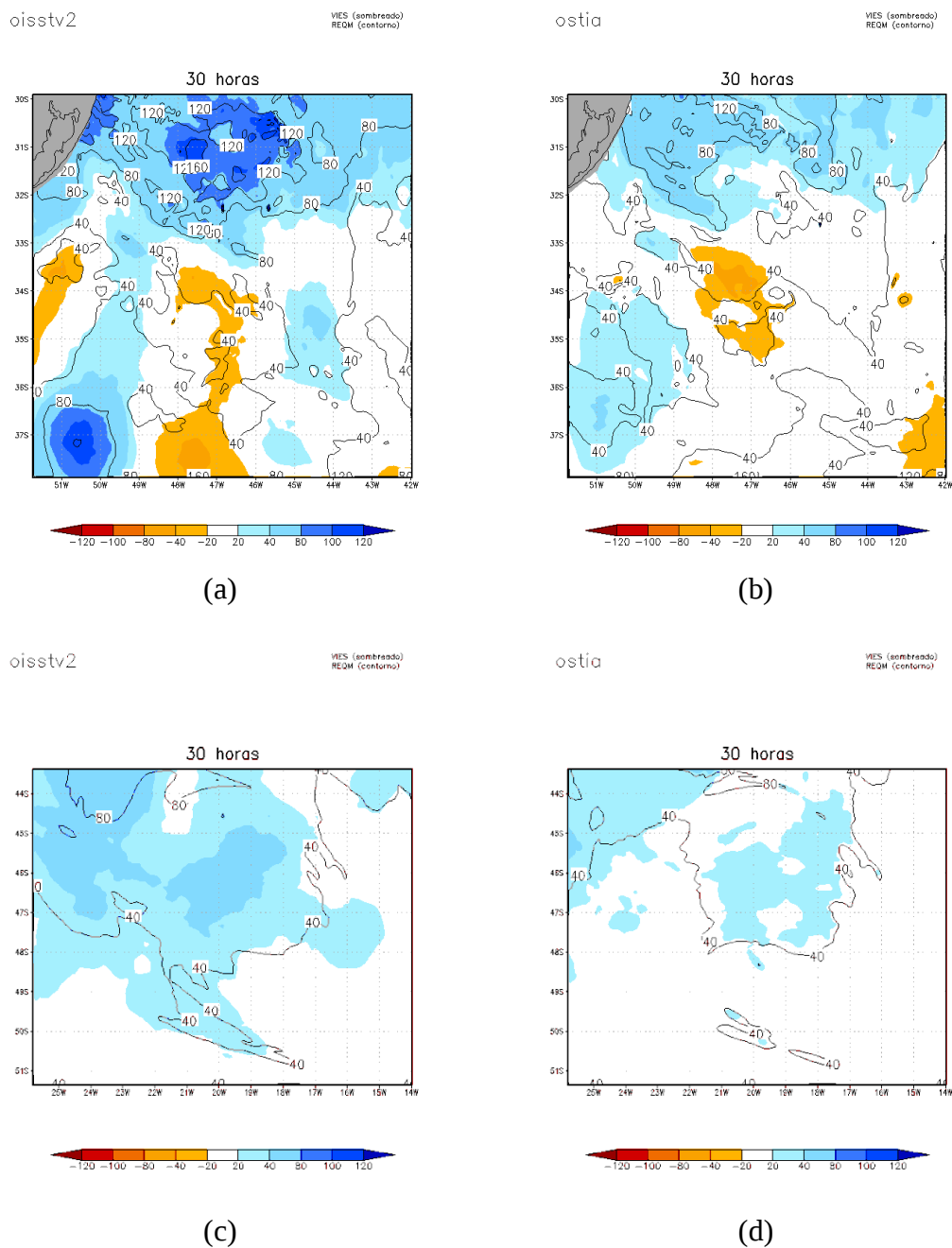


Figura 5.10 – Campos espaciais de fluxo de calor latente em superfície de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes a previsão de 30 horas para a “Rodada Ciclone Início”, (a) e (b) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (c) e (d), respectivamente para a condição “OISSTv2” e “OSTIA”.

5.5 Campos de Fluxo de Calor Sensível

Para a análise deste parâmetro meteorológico, referente a este estudo de caso, mais uma vez, foram verificadas diferenças significativas entre as duas simulações e

uma melhora sistemática nas previsões com o emprego da condição de contorno “OSTIA”, em acordo ao apresentado na Figura 5.11.

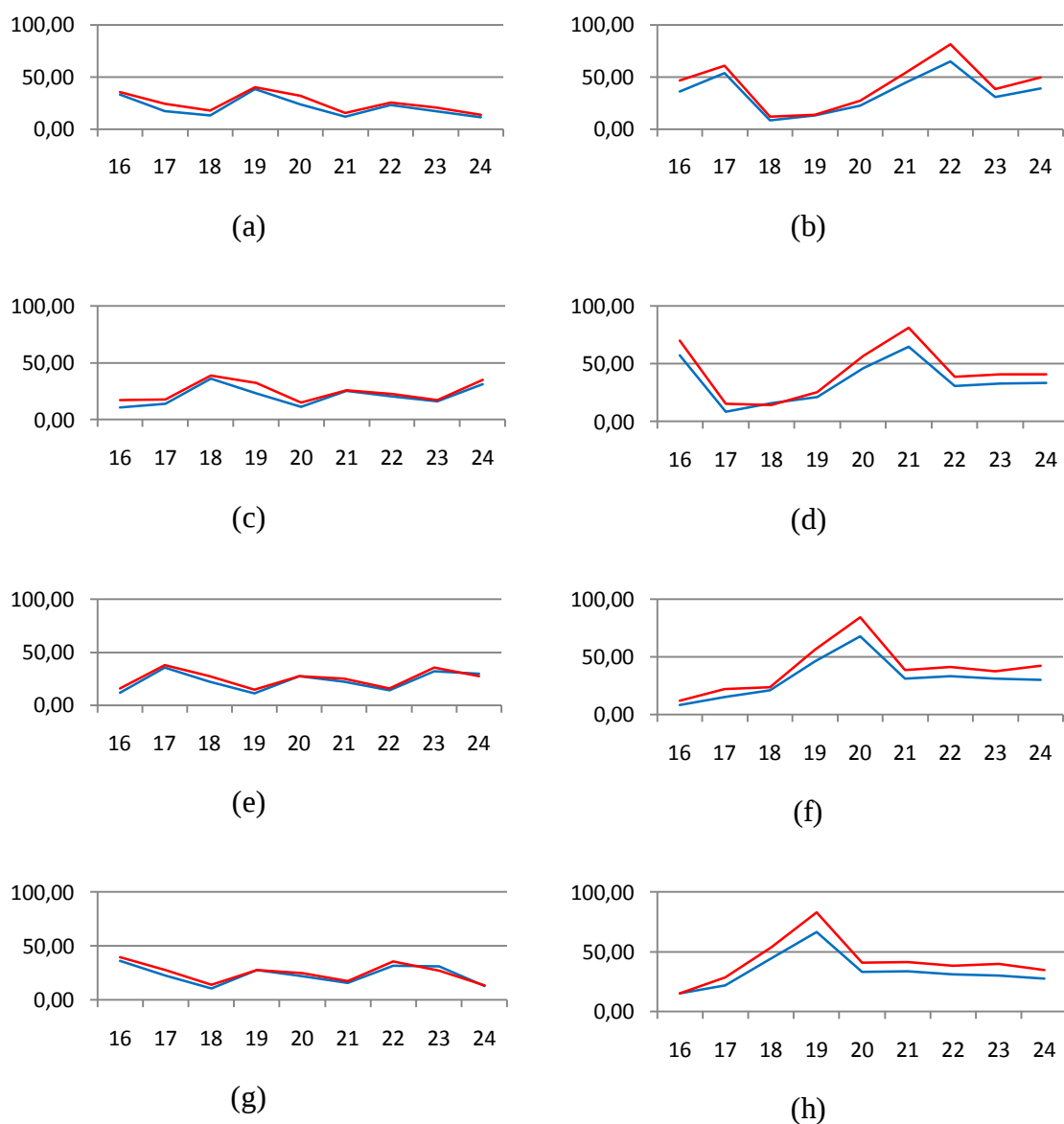


Figura 5.11 – Séries temporais de REQM para fluxo de calor sensível em superfície entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início”, (a), (c), (e) e (g) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (b), (d), (f) e (h), ambas respectivamente para os horários de 24, 48, 72 e 96 horas. No eixo vertical são representados valores em W/m^2 e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.

As diferenças de REQM foram similares para as integrações realizadas. A média das diferenças de REQM foi de 4,00 e 6,50 W/m², e as máximas diferenças encontradas, considerando toda a área de grade, foram de 14,00 e 17,50 W/m², referentes, respectivamente, a “Rodada Ciclone Início” e a “Rodada Ciclone Desenvolvido”.

Na “Rodada Ciclone Desenvolvido”, também, foi verificado maiores valores de REQM, referentes à previsão para o dia 23 de agosto as 1200Z, quando o ciclone extratropical tornou-se mais profundo. Este resultado pode estar associado à contribuição do fluxo de calor sensível na intensificação deste sistema. A Figura 5.12 apresenta as médias de REQM para cada horário de previsão.

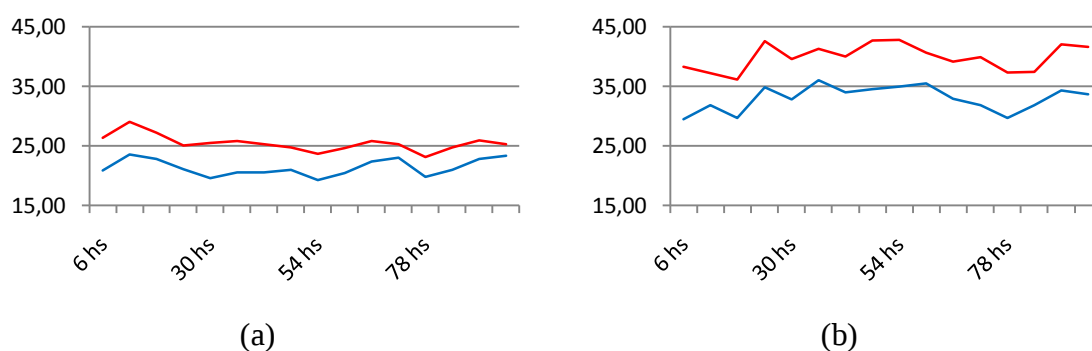


Figura 5.12 – Série temporal das médias de REQM de fluxo de calor sensível em superfície para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início” (a) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido” (b). No eixo vertical são representados valores em W/m² e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.

Com relação à comparação destes resultados com a “Rodada 20 km”, não foram verificados neste estudo de caso, com grande predominância, a influência do ciclo diurno nas séries temporais de REQM, o que pode ser associado, principalmente, a influência dos processos ciclogênicos afetos às previsões realizadas. A Figura 5.13 apresenta os campos espaciais de viés e de REQM deste parâmetro para as previsões de 6 horas. Em acordo a Piva et al. (2008), que verificaram uma intensificação de fluxo de calor total, no setor frio do sistema, os maiores valores de REQM e de viés, de fluxo de calor sensível e latente, em análise aos campos espaciais gerados, foram também observados do lado frio do ciclone, principalmente, na “Rodada Ciclone Início”, sendo esta característica melhor verificada nas simulações “OSTIA”. Demais análises

referentes à contribuição dos fluxos de calor em superfície nos processos ciclogênicos do sistema estudado serão melhor abordadas no item 5.9.

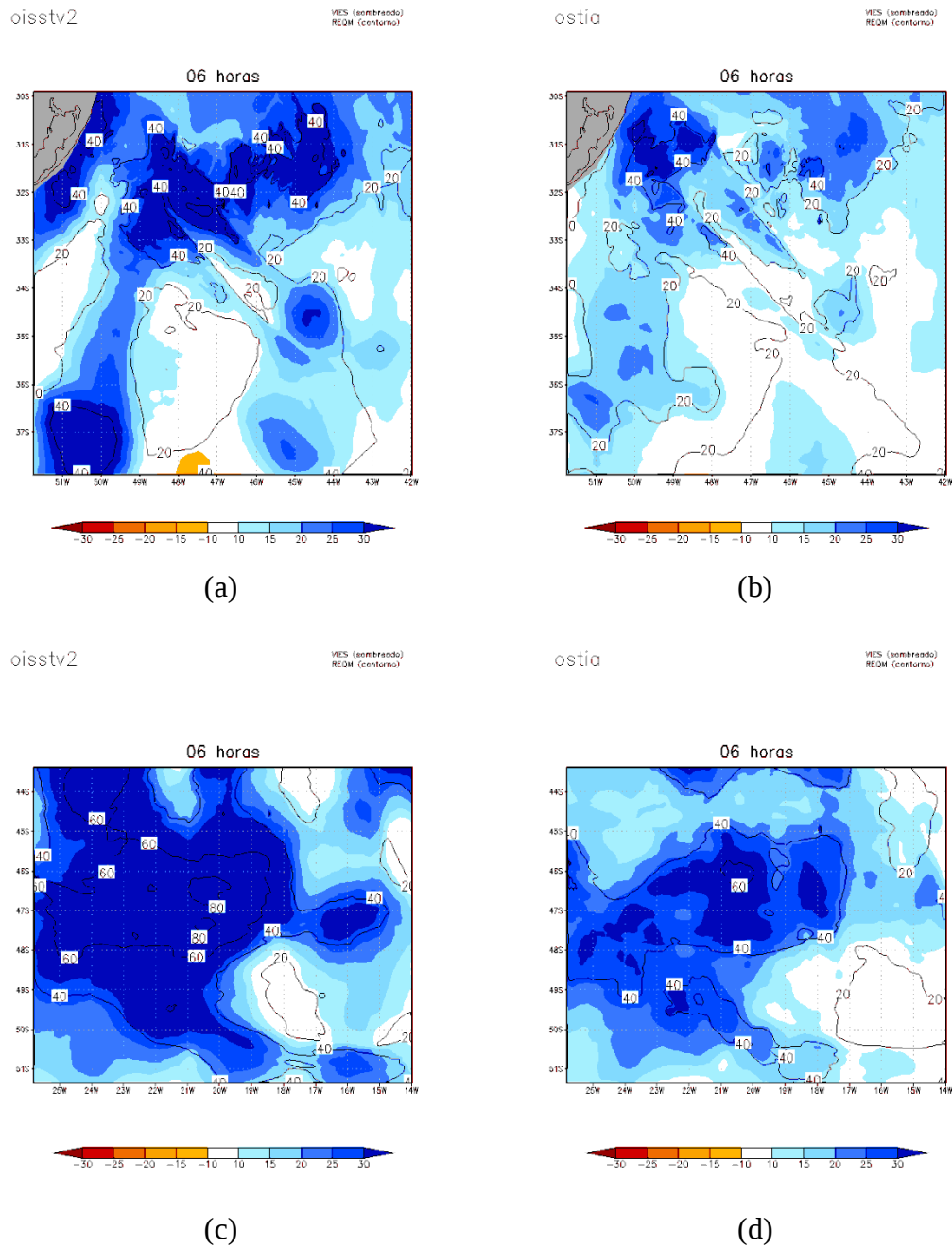


Figura 5.13 – Campos espaciais de fluxo de calor sensível em superfície de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes a previsão de 6 horas para a “Rodada Ciclone Início”, (a) e (b) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (c) e (d), respectivamente para a condição “OISSTv2” e “OSTIA”.

O Apêndice G mostra a comparação com os dados observados, utilizando Fairall et al. (1996), onde também é possível verificar uma melhora significativa na

determinação dos fluxos de calor sensível na superfície ao utilizar a condição de contorno “OSTIA”, confirmando também a forte influência dos campos de TSM na determinação deste campo. Com base nos dados gerados é possível verificar que a contribuição do fluxo de calor latente foi de aproximadamente 81%, 77% e 78% do fluxo de calor total, em valores médios do período analisado, respectivamente, para os dados coletados pela Bóia de Coleta de Dados Oceanográficos “Mintaka”, pela simulação “OISSTv2” e pela simulação “OSTIA”, resultados estes coerentes com Piva et al. (2008).

5.6 Campos de Radiação de Onda Longa Emergente na Superfície

Resultados, beneficiados com a utilização da condição de contorno “OSTIA”, também, foram verificados, neste caso, embora, com diferenças de REQM inferiores às verificadas na “Rodada 20 km”. Mais uma vez, os valores de REQM referentes à simulação “OSTIA” foram, sistematicamente, inferiores aos referentes à simulação “OISSTv2”, sendo tais diferenças, em média, inferiores a $1,00 \text{ W/m}^2$ em ambas as grades analisadas.

Assim como na “Rodada 20 km”, as diferenças entre os valores de radiação de onda longa emergente na superfície processadas nas simulações “OISSTv2” e “OSTIA” e os campos de reanálise deste parâmetro, apresentaram uma variação pouco significativa entre os horários de previsão de uma mesma integração, justificado também pela relativa persistência temporal dos campos de TSM. Dessa forma, são apresentados, somente as séries temporais de REQM entre as simulações realizadas e os dados de reanálise, para um horário de previsão, neste caso o de 24 horas, na Figura 5.14.

Apesar da pouca diferença entre as simulações, considerando os valores médios das áreas analisadas, pontualmente, foram verificadas, diferenças de valor absoluto de radiação de onda longa emergente na superfície superior a $10,00 \text{ W/m}^2$ na “Rodada Ciclone Início”. Ressalta-se, que, os resultados alcançados estão associados às diferenças de TSM observadas e a resolução espacial selecionada para os processos numéricos deste estudo de caso, e não aos processos ciclogénéticos envolvidos, uma vez que a determinação dos campos de radiação de onda longa emergente na superfície são obtidos pela aplicação direta da fórmula de Stefan-Boltzmann.

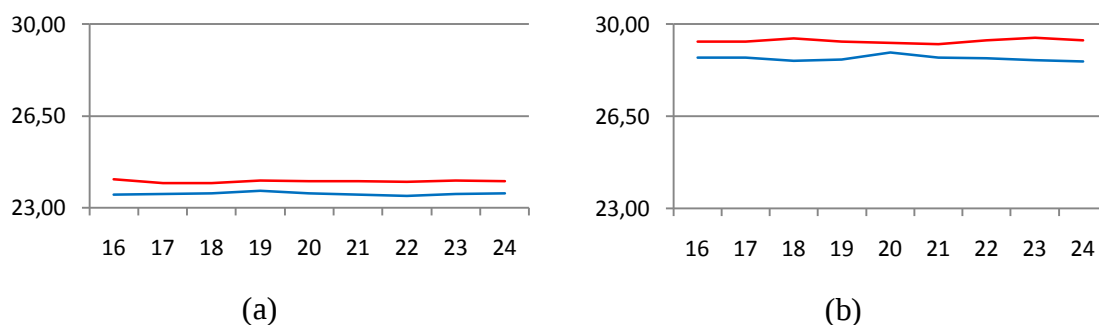


Figura 5.14 – Séries temporais de REQM para radiação de onda longa emergente na superfície entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início”, (a), e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (b), ambas respectivamente para o horário de 24 horas. No eixo vertical são representados valores em W/m^2 e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.

5.7 Campos de Intensidade do Vento em Superfície

Um importante resultado foi verificado na análise dos campos de intensidade do vento a 1000 hPa, para este estudo de caso, uma vez que para a “Rodada 20 km” os valores de REQM, entre as simulações “OISSTv2”, e, “OSTIA”, mostraram-se equivalentes, sendo até então, o único campo em que não foi verificado maiores benefícios para a utilização da condição de contorno de TSM “OSTIA”. Na análise do ciclone extratropical, investigado, foram verificados, sistematicamente, menores REQM nas simulações “OSTIA”. Em ambas as integrações realizadas foram observadas diferença de REQM de até 0,80 m/s, segundo a análise das séries temporais referentes a Figura 5.15. Porém, as diferenças de REQM entre as simulações, podem ser melhor visualizadas pela análise da Figura 5.16.

Os resultados referentes ao ciclone extratropical mostram que o modelo numérico foi sensível quando utilizado em alta resolução espacial forçado com TSM de alta resolução do banco de dados “OSTIA”. Esta condição pode estar relacionada a modulação dos ventos em superfície por campos de TSM proposto por Wallace et al. (1989), Small et al. (2005), Tokinaga et al. (2005), Pezzi et al. (2009) e Acevedo et al. (2010) e confirmados pelos estudos de Chelton (2005) e LaCasse et al. (2008), que correlacionaram, utilizando simulações numéricas, a melhora na previsibilidade de ventos com a utilização de campos de TSM, oriundos de banco de dados de alta resolução espacial. Maiores valores de REQM para ambas as simulações ocorreram na

“Rodada Ciclone Desenvolvido”, o que podem estar associados aos maiores valores absolutos de intensidade do vento em superfície, quando o sistema tornou-se mais intenso.

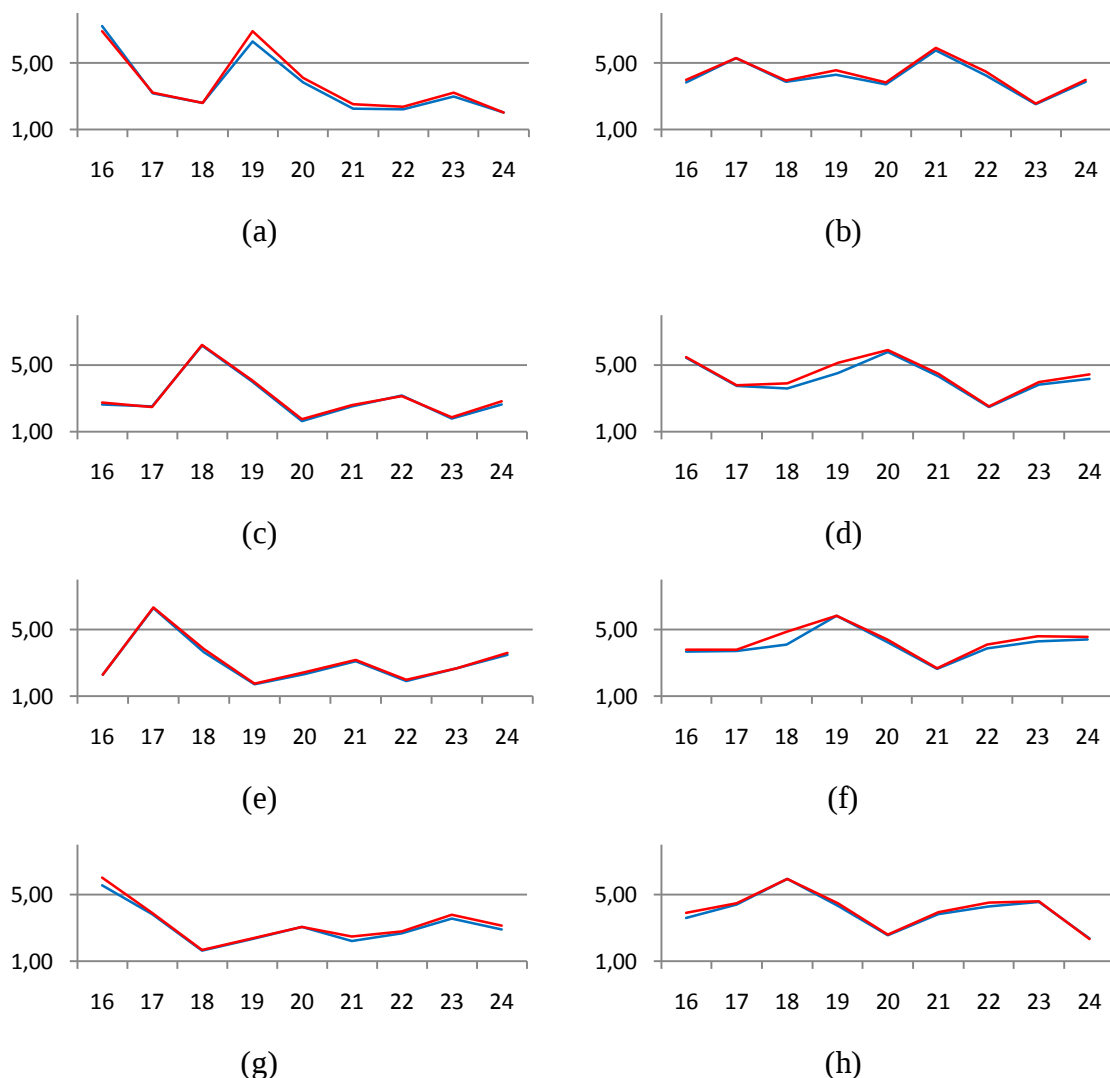


Figura 5.15 – Séries temporais de REQM para a previsão de intensidade do vento entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início”, (a), (c), (e) e (g) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (b), (d), (f) e (h), ambas respectivamente para os horários de 24, 48, 72 e 96 horas. No eixo vertical são representados valores em m/s e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.

Para esta variável, também, foram realizadas comparações com dados observados provenientes da Bóia “Mintaka”, como pode ser verificado no Apêndice F. Este comparativo mostra que as simulações “OSTIA” foram sistematicamente mais coerentes com os valores observados. Para este ponto as diferenças nos valores de

intensidade do vento entre as duas simulações variaram entre 0,20 e 4,38 m/s. Esta maior diferença ocorreu justamente para a previsão de 1200Z do dia 20 de agosto, quando era iniciado o processo de ciclogênese do sistema.

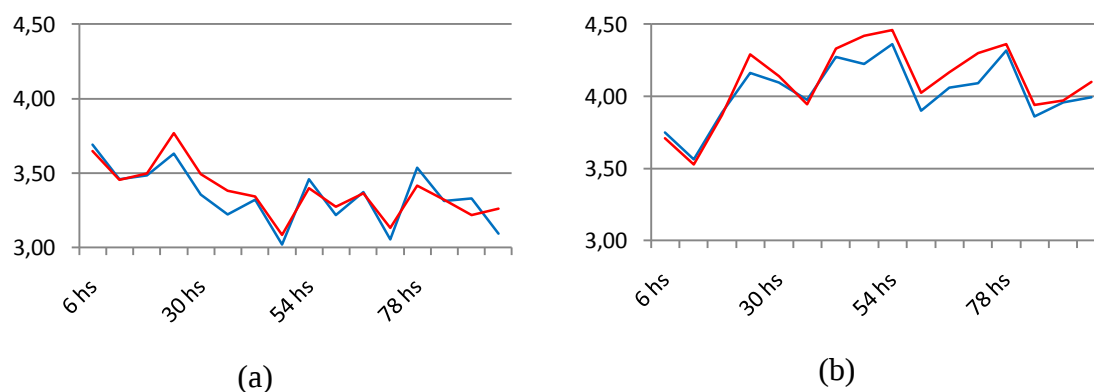


Figura 5.16 – Série temporal das médias de REQM de intensidade do vento para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados de reanálise, para a “Rodada Ciclone Início” (a) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido” (b). No eixo vertical são representados valores em m/s e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.

Ainda, referente a estas simulações, foram realizadas, adicionalmente, comparações utilizando a banco de dados “OISSTv2” e “OSTIA” na região da CBM, resultantes das integrações com resolução espacial de 15 km, mencionadas no item 5.1, uma vez que, a “Rodada Ciclone Início” e “Rodada Ciclone Desenvolvido” não englobam a referida região. Foram verificados os valores de intensidade do vento horizontal entre as latitudes 35°S e 45°S, ao longo do meridiano 53°W, delimitando com isso a região da CBM no período de 16 a 24 de agosto de 2009. A Figura 5.17 apresentam os valores de intensidade do vento horizontal para as simulações “OISSTv2” e “OSTIA” e os valores de TSM, referente à condição de contorno “OSTIA”. Por esta análise, é possível verificar que na ausência de demais fenômenos sinóticos significativos, em acordo às cartas sinóticas do CHM (não apresentadas), como foi o caso para as previsões de 24 horas, referentes aos horários 1200Z dos dias 20 e 21 de agosto, e, em acordo à teoria, anteriormente, mencionada (Wallace et al., 1989), ocorre a modulação do vento em superfície pelos campos de TSM, em que a CLA ajusta-se às regiões de frentes oceânicas e a TSM é acoplada com as mudanças na estabilidade. Dessa forma, sobre águas mais quentes, o empuxo do ar e a turbulência crescem, aumenta a mistura, e o cisalhamento vertical do vento é reduzido na CLA, e, conseqüentemente, ocorrem ventos mais fortes em superfície. A situação oposta é

encontrada sobre águas frias. Para este caso foram verificadas diferenças maiores que 1,50 m/s.

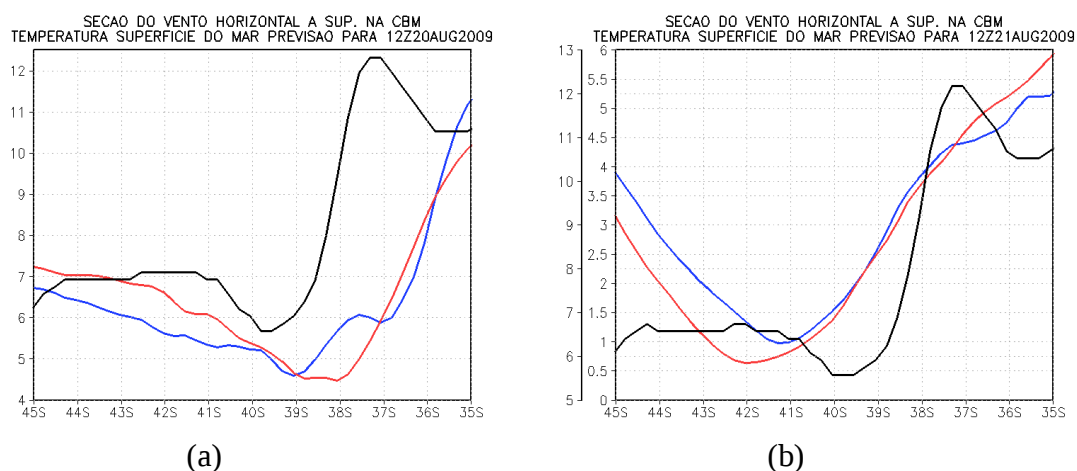


Figura 5.17 – Seção do vento horizontal à superfície na CBM ao longo do meridiano 53°W, para as previsões de 24 horas dos horários de 1200Z dos dias (a) 20 e (b) 21 de agosto de 2009, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho. Em preto os dados de TSM referente à condição de contorno “OSTIA”. No eixo vertical são representados valores em m/s e °C e no eixo horizontal os paralelos de latitude.

A Figura 5.18 apresenta os campos espaciais de vóies e de REQM de intensidade do vento em superfície para as previsões de 30 horas. Para todos os horários de previsão foram verificados vieses positivos para ambas as simulações, o que está associado a uma superestimativa do modelo. Foram também realizadas comparações com relação a possíveis mudanças de direção do vento horizontal, porém, a exemplo do verificado na “Rodada 20 km”, não foram observadas mudanças significativas, e, por isso a comparação das simulações ficou restrita aos campos de isotácas.

Um relevante resultado verificado com a análise do Apêndice F, referente a comparação da intensidade do vento horizontal, utilizando os dados da Bóia “Mintaka”, diz respeito aos valores, sistematicamente, inferiores associados à condição “OSTIA”, quando comparado à condição “OISSTv2”, uma vez que na referida posição, a TSM “OSTIA” apresentou menores valores do que a TSM “OISSTv2”. Tal resultado, pode ter relação com a modulação dos ventos em superfície por campos de TSM, proposto, inicialmente, por Wallace et al. (1989).

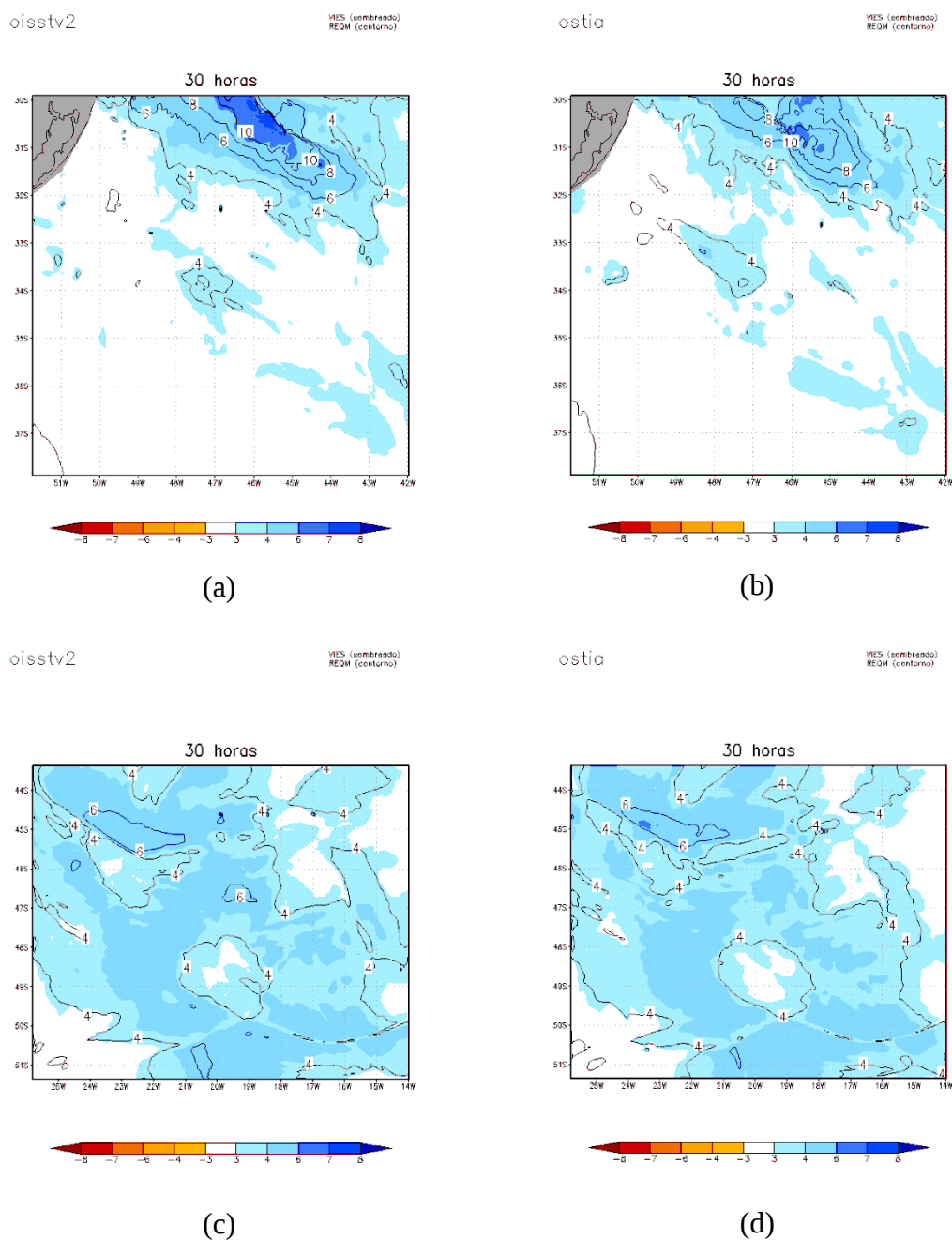


Figura 5.18 – Campos espaciais de intensidade do vento em superfície de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes a previsão de 30 horas para a “Rodada Ciclone Início”, (a) e (b) e para a “Rodada Ciclone Desenvolvido”, (c) e (d), respectivamente para a condição “OISSTv2” e “OSTIA”.

5.8 Campos de Precipitação

Na análise dos campos de precipitação, tendo como referência os resultados da “Rodada 20 km”, mais uma vez, foram verificadas melhoras significativas através do comparativo de REQM. Neste estudo de caso, só foram realizadas análises na “Rodada

Ciclone Início”, pois o banco de dados Merge, utilizado nesta comparação, tem uma limitação espacial em longitude, entre os meridianos 82,8°W e 34,0°W, não sendo, dessa forma, possível realizar análises na região afeta à “Rodada Ciclone Desenvolvido”.

Em média, considerando todos os horários de previsão, a diferença de REQM referente à “Rodada Ciclone Início”, beneficiando a condição de contorno “OSTIA” em detrimento da condição de contorno “OISSTv2” foi de 0,43 mm/24 horas. Esta mesma diferença referente à “Rodada 20 km” foi de 0,15 mm/24 horas. Considerando todos os horários de previsão, foram verificadas na “Rodada Ciclone Início”, diferenças significativas em todas as previsões, sempre beneficiando as simulações “OSTIA”. Como exemplo, para a previsão de 48 horas do dia 19 de agosto, a diferença de REQM para toda a área foi de 3,60 mm/24 horas.

As diferenças entre as simulações podem ser verificadas pela análise das séries temporais, referentes às Figuras 5.19 e 5.20. Quanto aos parâmetros utilizados, na “Rodada 20 km”, conforme anteriormente comentado, optou-se pela utilização da parametrização convectiva segundo Grell e Devenyi (2002). Já na “Rodada Ciclone Início”, com o intuito de investigar a sensibilidade do modelo em alta resolução espacial (3 km), optou-se por desativar qualquer tipo de parametrização convectiva, sendo, para isso, selecionada na configuração de variáveis “RAMSIN-INITIAL”, a opção NNQPARM = 0. Com esta seleção, o modelo solucionou, de forma explícita, a representação da convecção, tendo os sistemas maiores que a resolução espacial selecionada apresentado representatividade nos campos de precipitação. Esta diferença de configuração do modelo entre a “Rodada 20 km” e a “Rodada Ciclone Início”, aliada à diferença de resolução espacial do modelo, pode estar associada aos resultados com melhoras, ainda mais significativas, na previsão dos campos de precipitação, referente à simulação “OSTIA”, para a “Rodada Ciclone Início”.

Os resultados mais significativos na “Rodada Ciclone Início”, pela análise dos campos espaciais de vórtice e de REQM, gerados para todos os horários de previsão, foram verificados ao norte de 32°S e à leste de 46°W, coincidentemente, com a área onde o ciclone se deslocou em sua fase de formação.

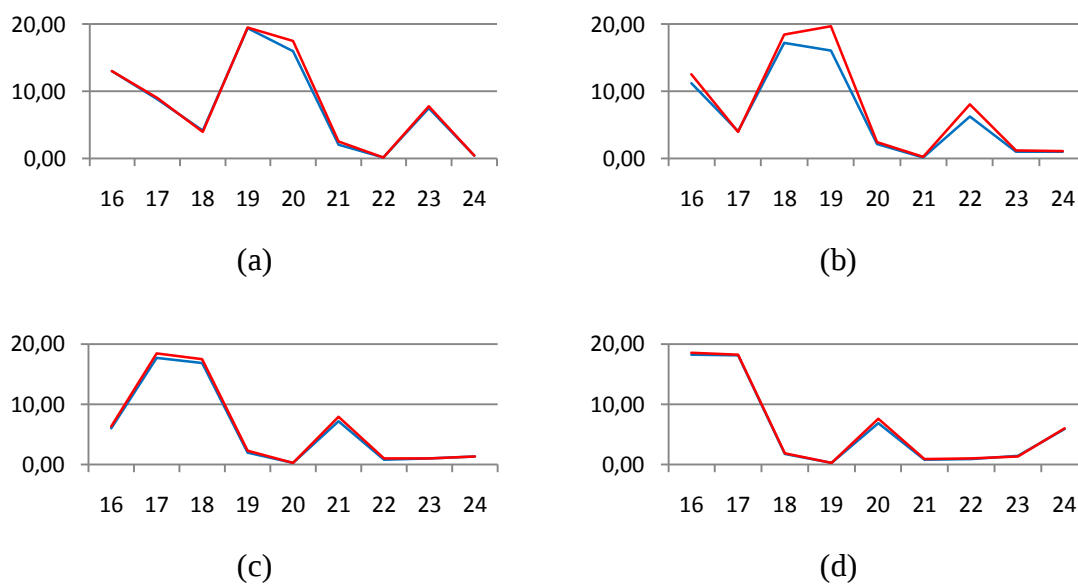


Figura 5.19 – Séries temporais de REQM para precipitação entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados Merge. No eixo vertical é representado valores em mm/24 horas e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009, referente ao horário de 24 (a), 48 (b), 72 (c), 96 (d) horas.

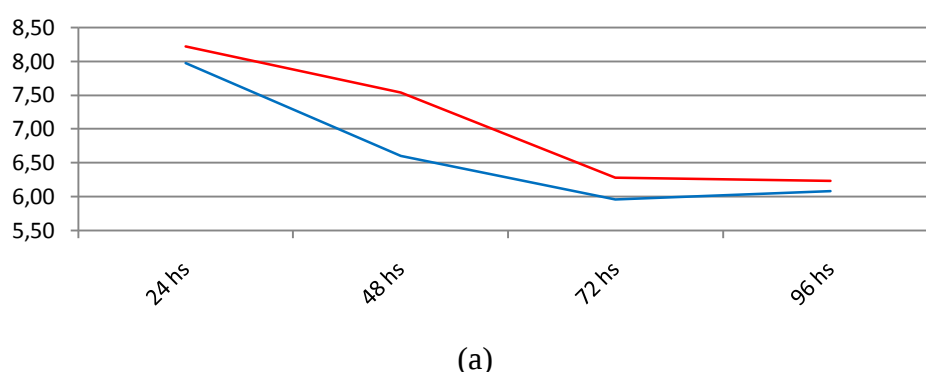


Figura 5.20 – Série temporal das médias de REQM de precipitação para cada horário de previsão, entre as simulações realizadas, referentes a condição “OSTIA” em azul, e a condição “OISSTv2” em vermelho, e os dados Merge. No eixo vertical são representados valores em mm/24 horas e no eixo horizontal o horário da previsão a partir do horário inicial da simulação realizada.

A Figura 5.21 apresenta os campos espaciais de vórtices e de REQM de precipitação para as previsões de 48 horas, onde foram observadas diferenças significativas entre as simulações.

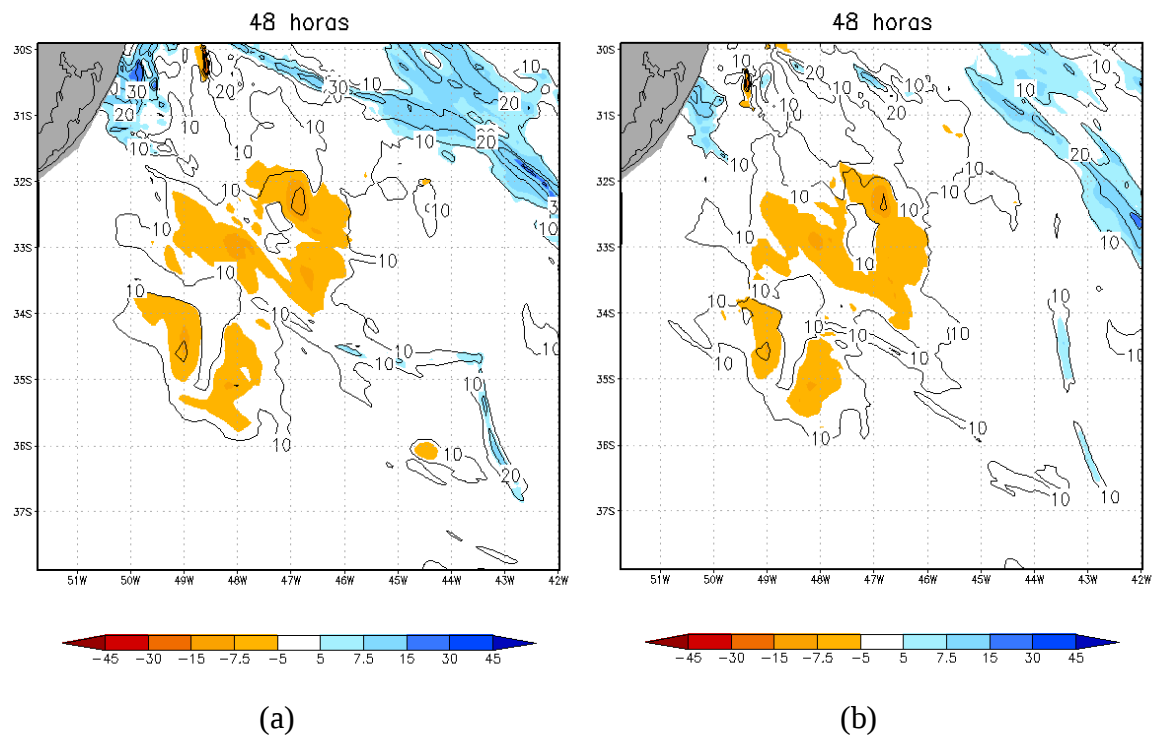


Figura 5.21 – Campos espaciais de precipitação de viés (sombreado) e de REQM (contorno), referentes a condição “OISSTv2” (a) e a condição “OSTIA” (b), para as previsões de 48 horas.

5.9 Simulações de um Ciclone Extratropical utilizando o Banco de Dados “OSTIA”

Após terem sido verificadas as melhoras nos resultados, afetas à utilização do banco de dados “OSTIA”, na previsibilidade dos campos analisados, nas fases de ciclogênese e na região de maior desenvolvimento do sistema estudado, em comparação ao banco de dados “OISSTv2”, foram realizadas análises referentes à previsibilidade do ciclone extratropical, utilizando somente a condição de contorno “OSTIA”.

Na região de ciclogênese foi verificada a contribuição dos mecanismos de troca turbulenta de calor na formação inicial do sistema, e, posteriormente, a participação dos fluxos de calor em superfície na intensificação do ciclone extratropical estudado.

As integrações utilizadas foram “Rodada Ciclone Início”, “Rodada Ciclone Desenvolvido” e a integração comentada no item 5.1, com resolução espacial de 15 km. Dessa forma, torna-se possível a visualização do sistema, em áreas geográficas mais limitadas, porém, com integrações utilizando alta resolução espacial (3 km) e também a

visualização em todo o Atlântico Sudoeste, sendo esta, em menor resolução espacial (15 km).

Em comparação com os resultados de Piva et al., (2008), que comentam que no processo ciclogênético investigado, o fluxo de calor latente constitui o principal fator no fluxo de calor total, representado cerca de 70% nesta contribuição energética, na formação do sistema, verifica-se que, com relação as simulações realizadas no presente estudo de caso, referente a “Rodada Ciclone Início” este percentual foi de 78%. Referente aos dados de reanálise do CFSR foi verificado que, a menor pressão atmosférica ao nível médio do mar do sistema para este caso foi de 961 hPa e a partir das simulações “OSTIA” da “Rodada Ciclone Desenvolvido”, a pressão mínima no centro do ciclone foi de 948 hPa, estando o mesmo deslocado cerca de 200 km para noroeste em relação aos dados de reanálise.

A diferença entre os valores de pressão atmosférica está coerente com os comparativos realizados anteriormente, que mostram uma subestimativa do modelo para esta variável meteorológica e que, diferentemente dos dados de reanálise, que apresentam o ciclone com 0,88 Bergeron, o sistema estudado poderia ser considerado um ciclone explosivo ($>1,00$ Bergeron), segundo os critérios de Sanders e Guakum (1980), com 1,03 Bergeron.

Referente aos ventos e a precipitação previstas pelo modelo, foram verificadas coerências, respectivamente, com os valores estimados pelo escaterômetro SeaWinds a bordo do satélite da NASA QuikSCAT, disponível em <http://manati.orbit.nesdis.noaa.gov> e acessado em março de 2010, e, pelo hidroestimador do CPTEC fornecido pela DSA, para o período de atuação do ciclone. Os ventos de maior intensidade ocorreram entre 1200Z do dia 21 e 1200Z do dia 23 de agosto, com valores entre 26 e 28 m/s e os maiores índices de precipitação, durante a formação do sistema, entre 1200Z do dia 20 e 1200Z do dia 21 de agosto, com valores entre 12 e 15 mm/hora.

A análise do campo de divergência em altos níveis, da Figura 5.22, permite um entendimento inicial da formação e do desenvolvimento do sistema. É verificado em altos níveis, valores significativos deste parâmetro meteorológico, principalmente, nas primeiras 72 horas de desenvolvimento, nas proximidades de seu centro. Na região do

encontro entre o centro de baixa pressão e a frente fria, observa-se a configuração bem definida com núcleo de divergência sobre a região de nebulosidade mais intensa, verificada pelas imagens de satélite apresentadas no item 3.3. Valores significativos de divergência em altos níveis, maiores que $-60 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, também são verificados na vanguarda da nebulosidade ciclogênica, principalmente, após às 1200Z do dia 21 de agosto.

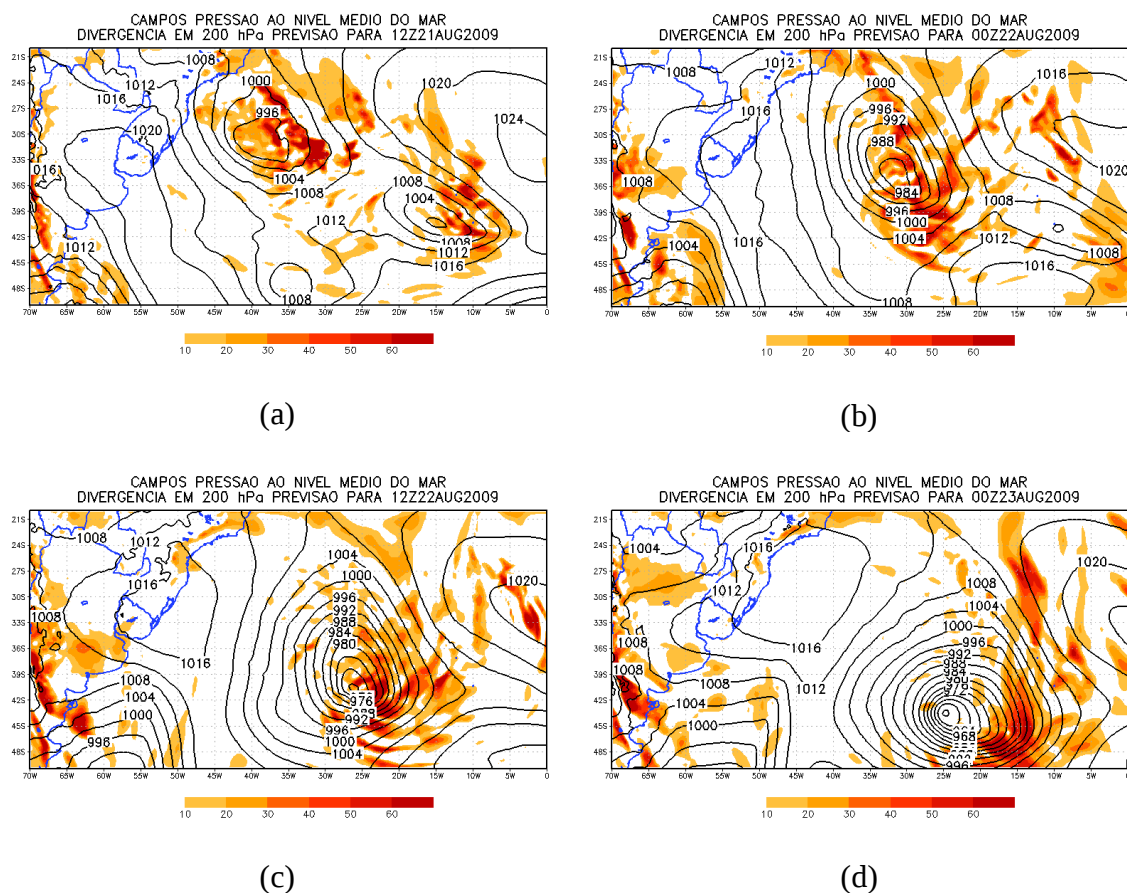


Figura 5.22 – Campos espaciais de pressão ao nível médio do mar (hPa) e divergência horizontal em 200 hPa (s^{-1}), referente a previsão de 24 horas para 12Z do dia 21 (a), 00Z do dia 22 (b), 12Z do dia 22 (c) e 00Z do dia 23 (d) de agosto de 2009.

As Figuras 5.23 e 5.24 mostram respectivamente os campos de temperatura potencial e divergência de umidade em 950 hPa, conjuntamente, com campos de pressão ao nível médio do mar. No início da simulação é possível verificar um escoamento de norte do continente para o oceano, transportando um ar mais úmido e relativamente quente para oceano. Durante a intensificação do ciclone, o fluxo fica bem

configurado de noroeste, com um aumento na advecção de umidade, originária da região Norte do Brasil, alimentando o sistema. Também é observado um aumento na temperatura potencial do ar. Por esta análise observa-se um maior gradiente térmico, principalmente após 21 de agosto. Os intensos gradientes de temperatura do ar e de umidade evidenciam a formação de uma zona frontal em superfície, ficando clara a aproximação de duas massas de ar com características termodinâmicas distintas.

No entanto, a partir do dia 23 de agosto, o gradiente térmico torna-se menos significativo e o fluxo de umidade cessa a alimentação do sistema. O ciclone, então, começa a perder sua condição baroclínica, posteriormente, se aproximando de seu estágio terminal.

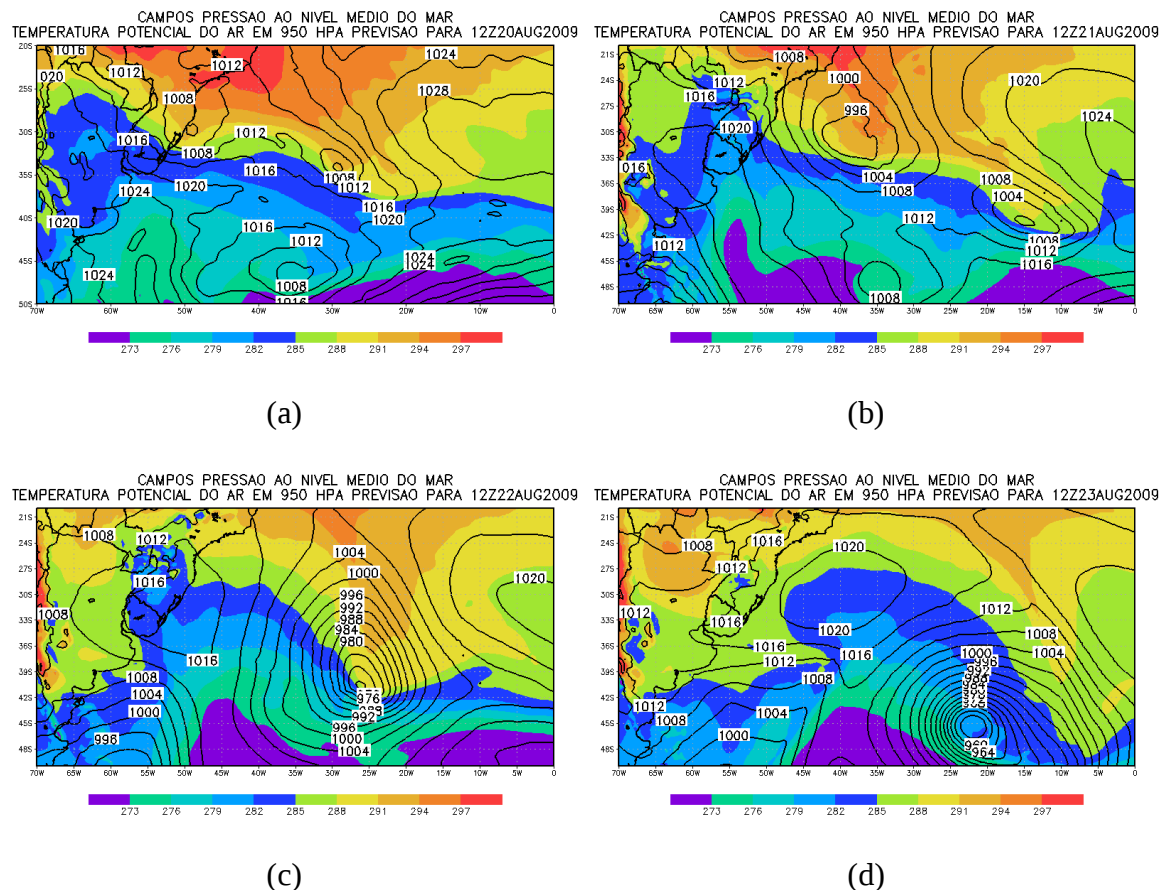


Figura 5.23 – Campos espaciais de pressão ao nível médio do mar (hPa) e temperatura potencial em 950 hPa (K), referente a previsão de 24 horas para 12Z do dia 20 (a), 12Z do dia 21 (b), 12Z do dia 22 (c) e 12Z do dia 23 (d) de agosto de 2009.

Em todo o seu deslocamento, o ciclone esteve associado a fortes gradientes de TSM. Entretanto, entre os dias 22 e 23 de agosto, quando o ciclone tornou-se mais profundo, sua trajetória, entre os meridianos 30°W e 20°W, percorreu uma região de gradientes de TSM ainda mais intensos, em média de 2°C/100 km, nas proximidades do ponto de separação da CAS com o Giro Subtropical do Atlântico Sul, como pode ser visto na Figura 5.25.

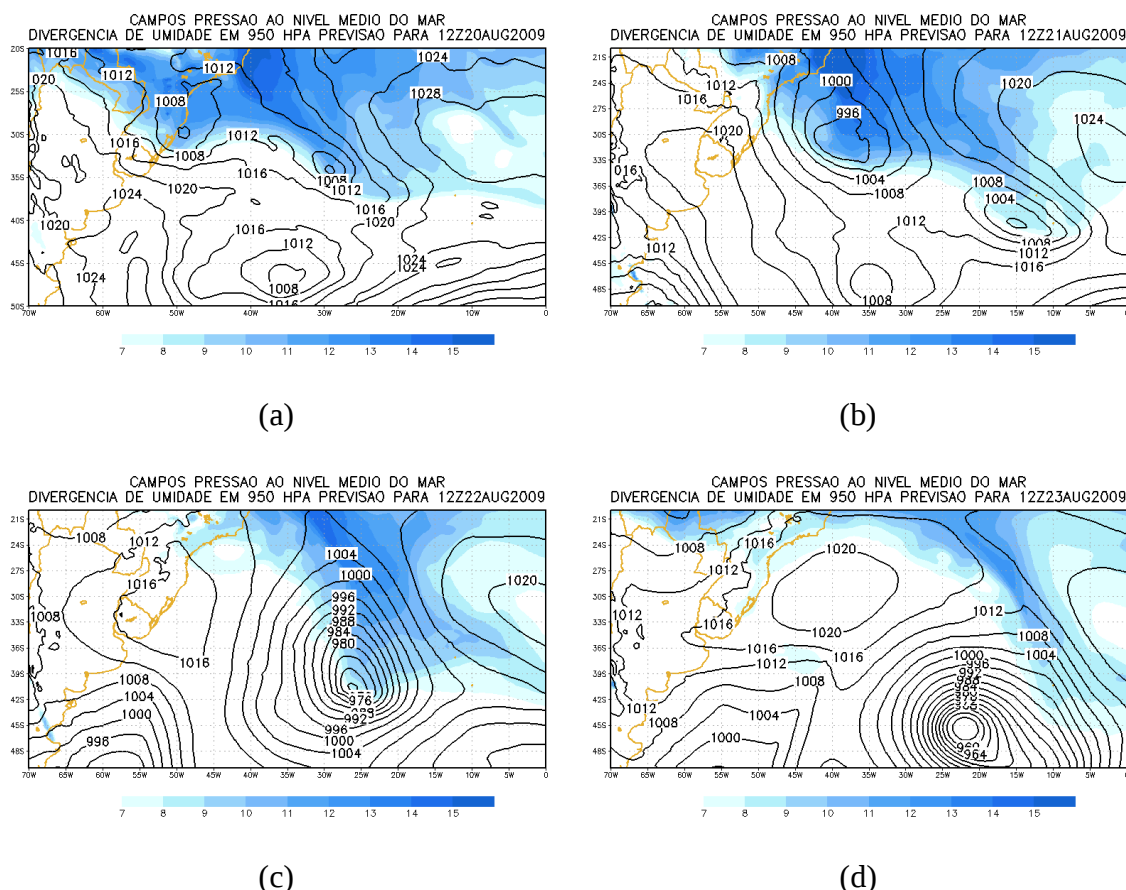


Figura 5.24 – Campos espaciais de pressão ao nível médio do mar (hPa) e divergência de umidade em 950 hPa (g/kg), referente a previsão de 24 horas para 12Z do dia 20 (a), 12Z do dia 21 (b), 12Z do dia 22 (c) e 12Z do dia 23 (d) de agosto de 2009.

A contribuição dos fluxos de calor em superfície é melhor verificada no desenvolvimento do ciclone extratropical estudado pelas análises das Figuras 5.26, 5.27 e 5.28.

Nas primeiras 24 horas de vida do sistema, são observados fluxos de calor latente em superfície do oceano para a atmosfera, maiores que 500 W/m²,

principalmente na retaguarda da frente fria (Figuras 5.26a, 5.26e e 5.26f). Nas demais figuras são verificadas uma diminuição de magnitude e um aumento da área associada a valores significativos deste parâmetro meteorológico. Também é observada uma distinção entre os setores quente e frio do ciclone, estando o setor frio referente a fluxos do oceano para a atmosfera e o setor quente associado a fluxos de sentido oposto. Tais valores estão diretamente relacionados aos fortes ventos gerados na região, e aos fluxos de umidade originados de noroeste, anteriormente comentados. As Figuras 5.26e e 5.26f permitem a visualização dos campos de fluxo de calor latente em superfície, com maior detalhamento, referente a formação do sistema na “Rodada Ciclone Início”.

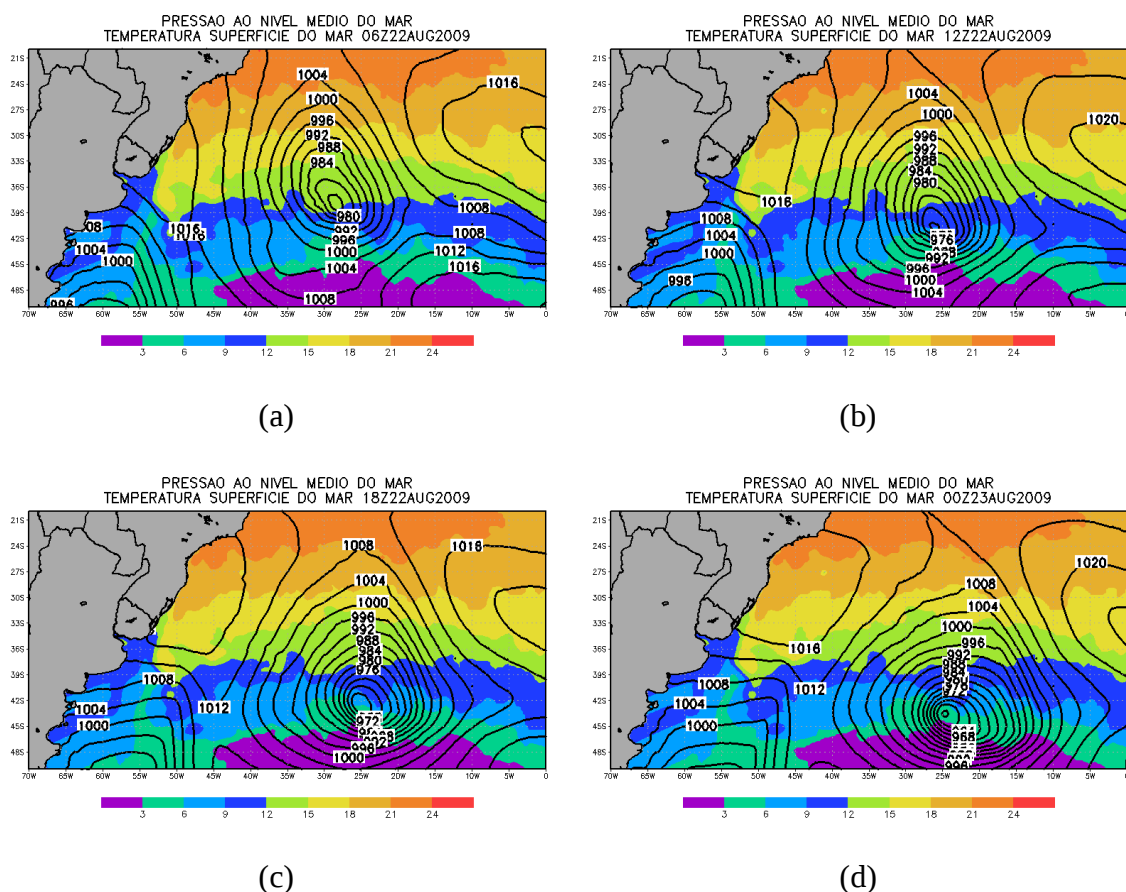


Figura 5.25 – Campos espaciais de pressão ao nível médio do mar (hPa) e TSM (°C), referente a previsão de 24 horas para 06Z do dia 22 (a), 12Z do dia 22 (b), 18Z do dia 22 (c) e 00Z do dia 23 (d) de agosto de 2009.

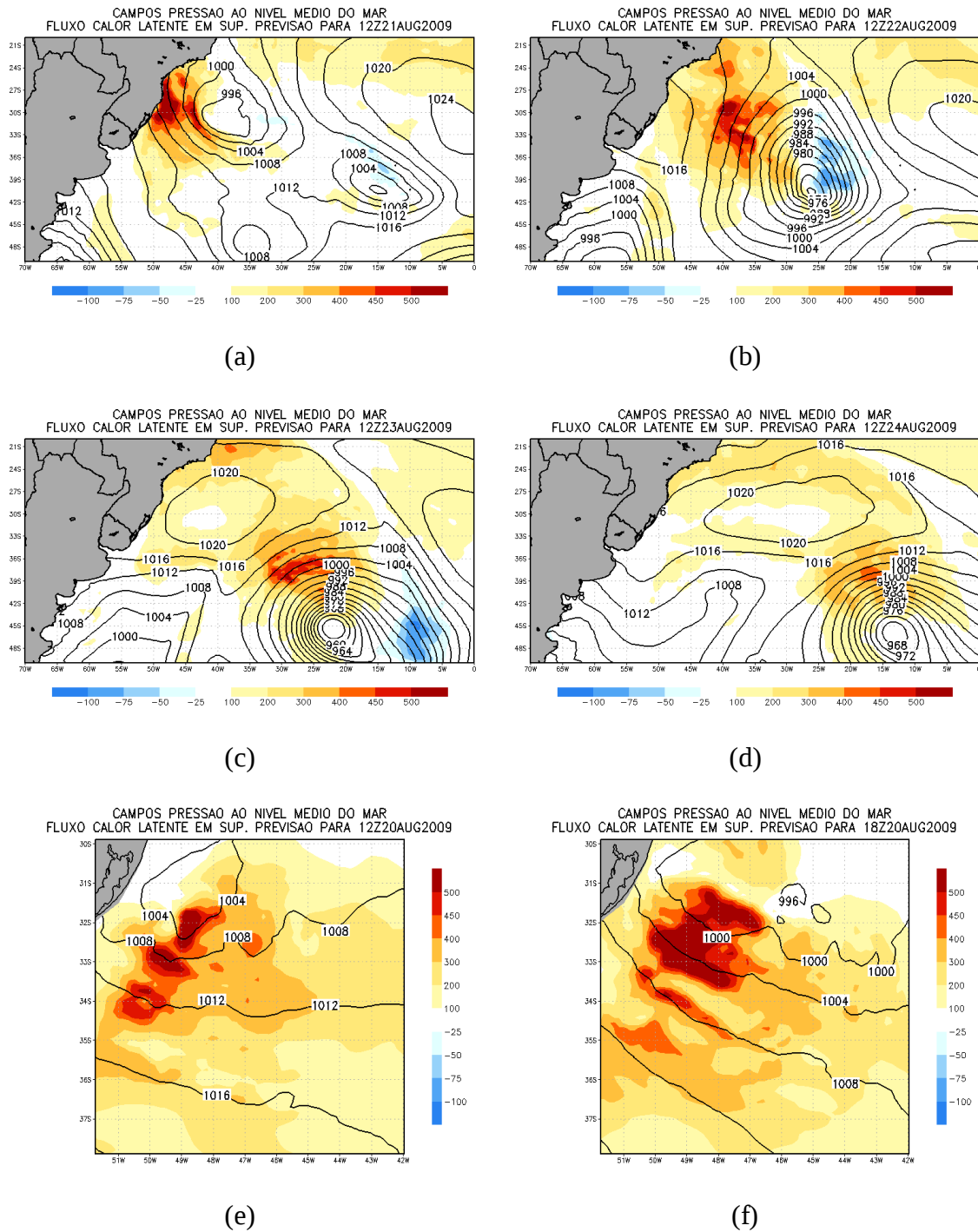


Figura 5.26 – Campos espaciais de pressão ao nível médio do mar (hPa) e fluxo de calor latente em superfície (W/m^2), referente a previsão de 24 horas para 12Z do dia 21 (a), 12Z do dia 22 (b), 12Z do dia 23 (c) e 12Z do dia 24 (d) com resolução de 15 km e para 12Z (e) e 18Z (f) do dia 20 de agosto de 2009 referente a “Rodada Ciclone Início”.

Em referência a Neiman et al. (1990) que apresentaram valores de gradiente horizontal de fluxo de calor latente, de cerca de $1000 W/m^2$, entre os setores quente e frio de um ciclone extratropical na costa leste do Canadá, para este estudo de caso, foi

verificado um gradiente horizontal de aproximadamente 700 W/m^2 , nas primeiras 48 horas de atuação do sistema.

Com relação aos fluxos de calor sensível, assim como, verificado com os campos de fluxo de calor latente, são verificados valores maiores que 200 W/m^2 deste parâmetro meteorológico. Na retaguarda da frente fria são verificados fluxos de calor sensível em superfície do oceano para a atmosfera. A região com valores significativos deste fluxo passam a abranger uma área maior, principalmente após as primeiras 24 horas de vida do sistema (Figuras 5.27b, 5.27c e 5.27d). É observada uma distinção entre os setores quente e frio do ciclone, estando o setor frio associado a fluxos do oceano para a atmosfera e o setor quente associado a fluxos de sentido oposto, o que também está relacionado aos fortes ventos gerados na região e aos gradientes de temperatura potencial em superfície. Em resumo, esta condição é referente ao deslocamento de diferentes massas de ar sobre o oceano. A diferença de temperatura entre estes campos ocasiona o recebimento de calor sensível pela massa de ar mais fria, que esta na retaguarda da frente fria e o inverso na retaguarda da frente quente, onde o oceano receberá calor sensível da atmosfera.

Ainda com relação à forte influência entre o padrão de TSM sobre os campos de fluxo de calor em superfície foram analisados os campos apresentados na Figura 5.28. É possível verificar os valores de fluxo de calor total associado ao ciclone juntamente com campos de TSM “OSTIA” permitindo um melhor detalhamento das isotermas do Atlântico Sudoeste.

Por fim, são analisadas pela Figura 5.29, o perfil vertical de geopotencial com sua anomalia, obtido pelo corte vertical zonal dos círculos de latitude onde foram identificados os mínimos de pressão atmosférica associado ao ciclone.

A presença de um núcleo frio ou quente pode ser verificada através da avaliação da anomalia de geopotencial. Pelo perfil vertical da anomalia zonal de geopotencial, observa-se a evolução de um sistema de núcleo frio, com inclinação do eixo do cavado para oeste (grifado em preto), ao longo da troposfera, para um sistema praticamente na vertical e com núcleo menos profundo do que na fase inicial. Esta condição esta diretamente associada à perda da condição baroclínica do sistema em sua fase terminal.

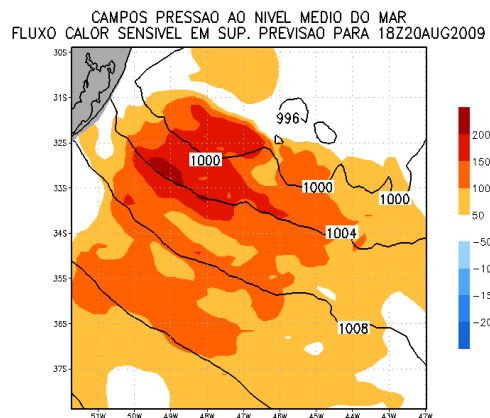
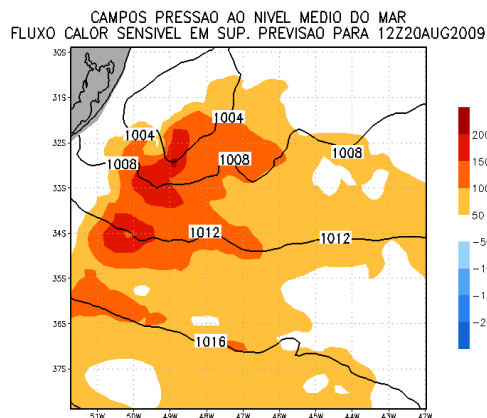
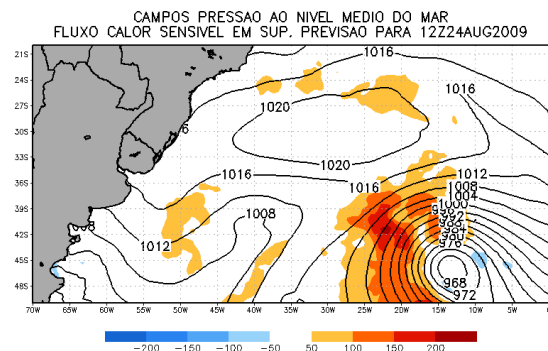
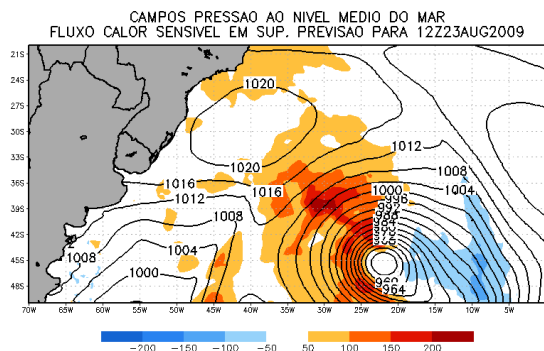
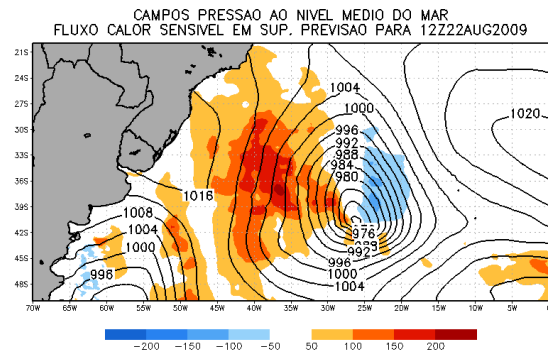
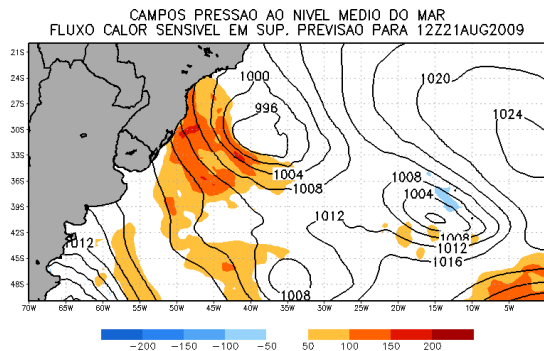


Figura 5.27 – Campos espaciais de pressão ao nível médio do mar (hPa) e fluxo de calor sensível em superfície (W/m^2), referente a previsão de 24 horas para 12Z do dia 21 (a), 12Z do dia 22 (b), 12Z do dia 23 (c) e 12Z do dia 24 (d) com resolução de 15 km e para 12Z (e) e 18Z (f) do dia 20 de agosto de 2009 referente a “Rodada Ciclone Início”.

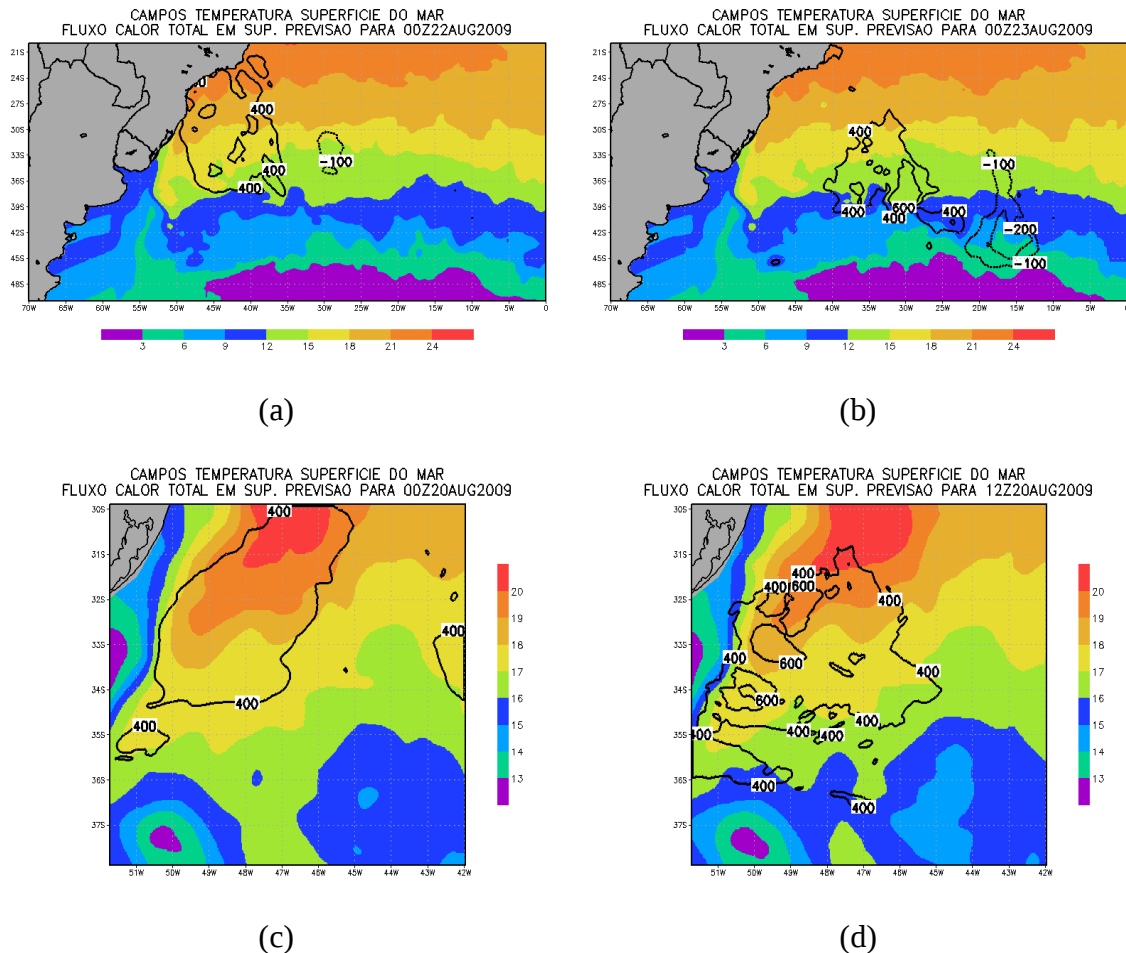
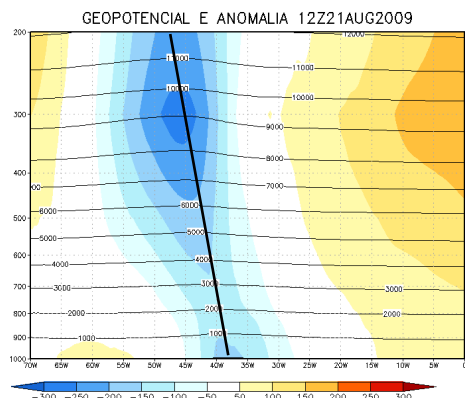
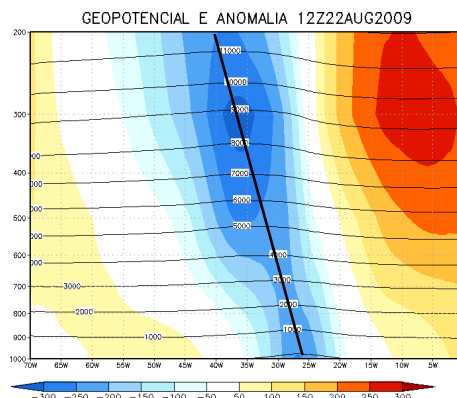


Figura 5.28 – Campos espaciais de fluxo de calor total em superfície (W/m^2) e TSM ($^{\circ}\text{C}$), referente a previsão de 24 horas para 00Z do dia 22 (a) e 00Z do dia 23 (b), 12Z com resolução de 15 km e para 00Z (c) e 12Z (d) do dia 20 de agosto de 2009 referente a “Rodada Ciclone Início”.

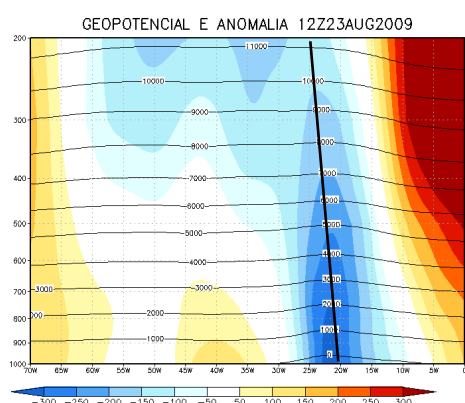
A análise da componente vertical do vento w na “Rodada Ciclone Início”, pode ser vista nas Figuras 5.29e e 5.29f. É possível verificar a intensificação dos movimentos ascendentes através dos elevados valores de w , com velocidades em seu núcleo superior a 6 m/s, principalmente durante a fase de formação do ciclone, que foram melhor representados na “Rodada Ciclone Início”. Esta condição pode estar associada a alta resolução espacial das integrações do modelo e a não utilização de parametrização convectiva, através da opção $\text{NNQPARM} = 0$, forçando o modelo a solucionar de forma explícita a representação da convecção e das correntes ascendentes de células convectivas individuais, como é o caso da formação de supercélulas, nuvens Cumulonimbus, visualizadas no estágio inicial do sistema pelas imagens satélites comentadas no item 3.3, fornecidas pela DSA do CPTEC.



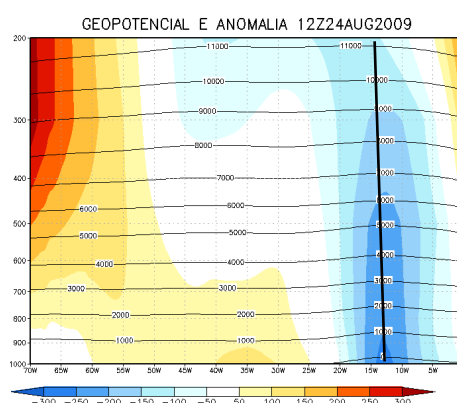
(a)



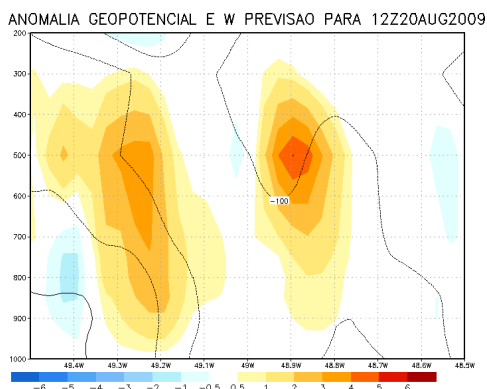
(b)



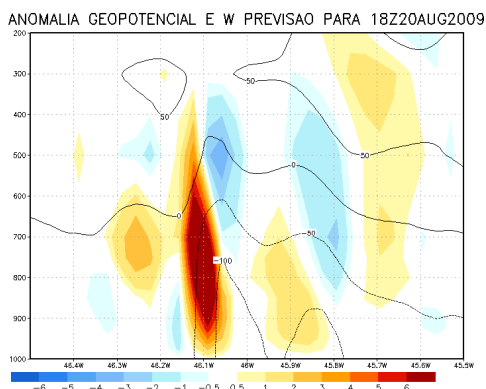
(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 5.29 – Perfil vertical de geopotencial com sua anomalia (m), obtido pelo corte vertical zonal dos círculos de latitude onde foram identificados os mínimos de pressão atmosférica, referente a previsão de 24 horas para 12Z do dia 21 (a), 12Z do dia 22 (b), 12Z do dia 23 (c) e 12Z do dia 24 (d) com resolução de 15 km e componente vertical do vento w (m/s), referente a previsão de 24 horas para 12Z (e) e 18Z (f) do dia 20 de agosto de 2009 referente a “Rodada Ciclone Início”.

6 CONCLUSÕES

Os resultados deste trabalho mostram que a utilização do banco de dados de TSM de alta resolução “OSTIA” contribuiu para uma melhora significativa da previsibilidade do modelo numérico BRAMS, pois afeta as variáveis e parâmetros meteorológicos utilizados para os períodos considerados neste estudo, principalmente, na região oceânica da área de estudos. O impacto na região continental, também foi investigado, porém, não foi constatado, para este caso, melhoras significativas. Em geral, as maiores diferenças dos resultados afetos a variáveis e parâmetros meteorológicos analisados foram observadas nas áreas onde ocorreram as maiores diferenças nos campos de TSM “OISSTv2” e “OSTIA”.

Com relação ao acoplamento oceano-atmosfera, feições oceanográficas com implicações diretas a fenômenos atmosféricos, foram verificadas com as simulações referentes ao banco de dados “OSTIA” e omitidas com as simulações referentes ao banco de dados “OISSTv2”. Entre elas destaca-se o fenômeno da ressurgência, nas proximidades de Cabo Frio e a intrusão de água quente no Rio da Prata, nas simulações referentes a novembro de 2009, a CCB no estudo de caso, em agosto de 2009 e a atuação de vórtices oceânicos quentes e frios nas proximidades da CBM. A utilização do banco de dados “OSTIA” mostra de forma mais nítida a variação sazonal da CBM e o forte gradiente de TSM na região, que apresentou diferenças maiores que 5°C, em comparação ao banco de dados “OISSTv2”.

As comparações feitas com variáveis e parâmetros meteorológicos, tendo como referência o banco de dados de reanálise do CFSR, os dados Merge e os dados de estações de superfície, mostraram que para todos os comparativos, as simulações “OSTIA” apresentaram menores vieses e menores REQM. Neste contexto, comparativos feitos com mais de uma referência, sugerem a confirmação dos resultados alcançados.

Ainda sobre os dados de comparação utilizados, é relevante comentar, que os dados de reanálise do CFSR e os dados Merge apresentam uma resolução bastante adequada ao comparativo proposto, sendo ambos considerados de alta resolução espacial. Os dados de observação em superfície permitiram o enriquecimento dos resultados apresentados, no qual, destaca-se a Bóia de Coleta de Dados Oceanográficos

“Mintaka”, que compõe o PN-BOIA do Brasil. A utilização desta, e de demais bóias metoceanográficas do referido Programa, em futuros trabalhos acadêmicos, poderá inserir uma importante ferramenta para a Comunidade Científica em diversos estudos.

Os resultados foram ainda mais significativos com a utilização de uma maior resolução espacial, aplicada no estudo de caso, quando foi verificada a sensibilidade das simulações numéricas com a utilização do modelo atmosférico em alta resolução espacial (3km), forçado com TSM de alta resolução (~5 km) do banco de dados “OSTIA”.

Destaca-se a melhora na previsibilidade dos campos de fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível e radiação de onda longa emergente na superfície, parâmetros meteorológicos associados diretamente aos campos de TSM e com aplicação nos processos energéticos essenciais para a organização da convecção e das precipitações.

No comparativo dos campos de pressão ao nível médio do mar foram verificadas nas simulações do modelo previsões subestimadas, porém, as simulações “OSTIA” mostraram sistematicamente melhores resultados. Os resultados nos campos de temperatura do ar em superfície mostraram uma considerável melhora, e também de forma sistemática, no comparativo feito para o estudo de caso. Na análise de ventos em superfície, um interessante resultado foi constatado, uma vez que, para as integrações do modelo com 20 km de resolução espacial as simulações “OISSTv2” e “OSTIA” mostraram-se equivalentes; já nas integrações afetas ao estudo de caso, as simulações “OSTIA” mostraram uma significativa melhora na previsibilidade, o que pode estar associado a sensibilidade do modelo numérico quando utilizado em alta resolução espacial forçado com TSM de alta resolução, e ainda, a modulação dos ventos em superfície por campos de TSM proposto inicialmente por Wallace et al. (1989).

Referente aos campos de precipitação, a melhora do comparativo feito no estudo de caso, pode estar associado não só alta resolução espacial das integrações do modelo, mas também, ao artifício da desativação de qualquer tipo de parametrização convectiva, forçando o modelo a solucionar de forma explícita a representação da convecção, tendo os sistemas maiores que a resolução espacial selecionada apresentado representatividade nos campos de precipitação.

As integrações do modelo BRAMS, realizadas para o estudo de caso, mostraram que o ciclone extratropical investigado foi bem representado pelas simulações associadas à condição de contorno “OSTIA”. Este banco de dados permitiu um bom detalhamento nos campos atmosféricos apresentados. Também nestas análises foram consideradas os efeitos dos campos de TSM nos aspectos ciclogênicos do sistema e a influência das trocas turbulentas em superfície no desenvolvimento do ciclone extratropical estudado.

A melhora dos resultados com a utilização do banco de dados “OSTIA” pode ser justificada pela maior resolução temporal e espacial dos dados, além da sinergia da aplicação de informações de sensores satélites IV, de sensores satélites de microondas e de dados in situ. Tal condição permite potencializar as vantagens das diversas fontes de dados consideradas.

Os resultados alcançados mostram que este tema possui um grande potencial investigativo, podendo ser aplicado a futuros estudos com a utilização de outros bancos de dados de alta e ultra resolução de TSM, como é o caso do RTG-SST-HR e do MODIS. O custo computacional associado às integrações foram equivalentes em comparação as simulações referente ao banco de dados “OISSTv2”. As únicas diferenças com relação a tempo de processamento foram observadas na fase de pré-processamento para dados de superfície, no caso do BRAMS este modo denominado como MAKESFC, quando as simulações referentes ao banco de dados “OSTIA” foram mais demoradas, porém sem uma maior necessidade de armazenagem computacional.

Futuros trabalhos também poderão considerar outras regiões de frentes oceânicas ou demais feições oceânicas associadas a elevados gradientes de TSM, como é o caso da CBM.

O estudo de correlação de padrões de teleconexão com campos de variáveis meteorológicas e oceânicas, como foi realizado neste trabalho, com relação a correlação temporal dos campos de TSM e do Modo Anular, deve ser melhor investigado em estudos associados ou não ao impacto da TSM de alta resolução na previsão meteorológica. Foi verificada uma carência de trabalhos sobre estas possíveis correlações com padrões de teleconexão na América do Sul.

Os impactos da utilização de bancos de dados de TSM de alta resolução foram verificados neste estudo, apenas nos aspectos referentes a PNT. Porém, muitas possibilidades podem ser futuramente investigadas na utilização desta categoria de TSM e seu impacto na previsão climática com a utilização de integrações de maior período.

Por fim, também devem ser consideradas novas possibilidades acadêmicas do uso de outras técnicas estatísticas, como por exemplo, o uso da análise por funções ortogonais empíricas e por análises de ondaletas, além da quantificação por séries temporais e da visualização por campos espaciais do REQM e de viés, que permitam uma avaliação mais abrangente do impacto da TSM de alta resolução em simulações de previsão numérica do tempo na atmosfera. Estas ferramentas poderão resultar em uma maior complementação técnico-científica referente a este tema, que também, poderão conjuntamente, contribuir para uma possível aplicação operacional destes bancos de dados em centros de previsão de tempo, permitindo com isso, uma maior eficiência de diversos serviços meteorológicos na confecção e na divulgação de previsões e boletins, com maior precisão e a um custo computacional compatível.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEVEDO, O. C.; PEZZI L. P.; SOUZA R. B.; ANABOR V.; DEGRAZIA G. A. Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the Brazil-Malvinas Confluence, South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, D22107, DOI:10.1029/2009JD013785, 2010.
- AMINOU, D. M. A. MSG's SEVIRI instrument. **ESA bulletin**, v. 111, p. 15-17, 2002.
- ASSIREU, A. T.; STEVENSON, M. R.; STECH, J. L. Surface oceanic circulation along the S-SE coast of Brazil, obtained by satellite tracked drifters. **Continental Shelf Research**, v. 23, n. 2, p. 145-157, 2003.
- ATWATER, M. A.; BALL J. T. A surface solar radiation model for cloudy atmospheres. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 878-888, 1981.
- BJERKNES, J. On the structure of moving cyclones. **Geofys. Publ**, v. 1, p. 1-9, 1918.
- BUNKER, A. F. Surface energy fluxes of the South Atlantic Ocean. **Monthly Weather Review**, v. 116, p. 809-823, 1988.
- BUSINGER, J. A.; WYNGAARD J. C.; IZUMI Y.; BRADLEY E. F. Flux-profile relationship in the atmosphere surface layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, p. 181-189, 1971.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; SILVA DIAS, M. A. F. **Tempo e clima no Brasil**, 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 95-109.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the Tropics during the austral summer. **Journal of Climate**, v. 18, p. 702-718, 2005.
- CHELTON, D. B. The impact of SST specification on ECMWF surface wind stress fields in the eastern tropical Pacific. **Journal of Climate**, v. 18, p. 530-550, 2005.
- CHELTON, D. B.; SCHLAX, M. G.; WITTER, D. L.; RICHAMAN, J. G. Geosat altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, p. 17877-17903, 1990.
- CHELTON, D. B.; WENTZ, F. J. Global microwave satellite observations of sea surface temperature for numerical weather prediction and climate research. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 86, p. 1097-1115, 2005.
- CHEN, C.; COTTON, W. R.; A one-dimensional simulation of the stratocumulus capped mixed layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 25, p. 289-321, 1983.
- CLIMANÁLISE, Boletim de Monitoramento e Análise Climática, Cachoeira Paulista, SP, Brasil, INPE/CPTEC, Volume 22, Nº 11, 2007.

CLIMANÁLISE, Boletim de Monitoramento e Análise Climática, Cachoeira Paulista, SP, Brasil, INPE/CPTEC, Volume 23, Nº 11, 2008.

CLIMANÁLISE, Boletim de Monitoramento e Análise Climática, Cachoeira Paulista, SP, Brasil, INPE/CPTEC, Volume 24, Nº 11, 2009.

CORLETT, G. K.; BARTON, I. J.; DONLON, C. J.; EDWARDS, M. C.; GOOD, S. A.; HORROCKS, L. A.; LLEWELLYN-JONES, D. T.; MERCHANT, C. J.; MINNETT, P. J.; NIGHTINGALE, T. J.; NOYES, E. J.; O'CARROLL, A. G.; REMEDIOS, J. J.; ROBINSON, I. S.; SAUNDERS, R. W.; WATTS, J. G. The accuracy of SST retrievals from AATSR: an initial assessment through geophysical validation against in situ radiometers, buoys and other SST data sets. **Advances in Space Research**. v. 37, n. 4, p. 764-769, 2006.

COTTON, W. R.; PIELKE, R. A.; WALKO, R. L.; LISTON, G. E.; TREMBACK, C. J.; JIANG, H.; MCANELLY, R. L.; HARRINGTON, J. Y.; NICHOLLS, M. E.; CARRIO, G. G.; MCFADDEN, J. P. RAMS 2001: Current status and future directions. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 82, p. 5-29, 2003.

CURRY, J. A.; ROSSOW, W. B.; RANDALL, D.; SCHRAMM, J. L. Overview of Arctic cloud and radiation characteristics. **Journal of Climate**, v. 9, p. 1731-1764, 1996.

DONG, S.; GILLE S. T.; SPRINTALL J.; GENTEMANN C. Validation of the Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E) sea surface temperature in the southern ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, C04002, DOI:10.1029/2005JC002934, 2006.

DONLON, C. J.; MINNETT, P. J.; GENTEMANN, C. L.; NIGHTINGALE, T. J.; BARTON, I. J.; WARD, B.; MURRAY, M. J. Toward improved validation of satellite sea surface skin temperature measurements for climate research. **Journal of Climate**, v. 15, p. 353-369, 2002.

DONLON, C. J.; ROBINSON, I.; CASEY, K.; VASQUEZ, J.; ARMSTRONG, E.; GENTEMANN, C.; MAY, D.; LEBORGNE, P.; PIOLLÉ, J.; BARTON, I.; BEGGS, H.; POULTER, D. J. S.; MERCHANT, C.; BINGHAM, A.; HEINZ, S.; HARRIS, A.; WICK, G.; EMERY, B.; STUART-MENTETH, A.; MINNETT, P.; EVANS, B.; LLEWELLYN-JONES, D.; MUTLOW, C.; REYNOLDS, R.; KAWAMURA, H.; RAYNER, N. The Global Ocean Data Assimilation Project High Resolution Sea Surface Temperature Pilot Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 88, p. 1197-1213, 2007.

DOURADO, M. S.; CALTABIANO, A. C. V. Novos conceitos na definição da temperatura da superfície do mar. In: SOUZA, R. B. **Oceanografia por satélites**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2005. p. 136-147.

EMERY, W.; CASTRO, S.; WICK, G.; SCHLUESSEL, P.; DONLON, C. Estimating sea surface temperature from infrared satellite and in situ temperature data. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, p. 2773-2785, 2001.

FAIRALL, C. W.; BRADLEY, E. F.; ROGERS, D. P.; EDSON, J. B.; YOUNG, G. S. Bulk parameterization of air-sea fluxes for TOGA COARE. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 3747-3767, 1996.

FERNANDEZ, P.; KELLY, G.; SAUNDERS, R. Use of SSM/I ice concentration data in the ECMWF SST analysis. **Meteorological Applications**, v. 5, p. 287-296. doi: 10.1017/S1350482798000942, 1988.

FERRARO, R. R.; SMITH E. A.; BERG W.; HUFFMAN G. J. A screening methodology for passive microwave precipitation retrieval algorithms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 55, p. 1583-1600, 1998.

FERREIRA DA SILVA, L. C.; MEDEIROS DE ALBUQUERQUE, C. A.; CAVALHEIRO, W. W.; PASSERI HANSEN, C. M. Gabarito tentativo para as massas de água da costa sudeste brasileira. **Anais Hidrográficos da Diretoria de Hidrografia e Navegação**, Tomo XLI, 28 p., 1984.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; DIAS, M. A. S.; CHATFIELD, R.; DIAS, P. L. S.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O.; GRELL, G.; RODRIGUES, L. F.; FAZENDA, A. L.; PANETTA, J. The coupled aerosol and tracer transport model to the brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS). Part 1: Model description and evaluation. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 9, n. 8, p. 2843-2861, 2009.

FREITAS, S.; LONGO K.; SILVA DIAS M.; SILVA DIAS P.; CHATFIELD R.; PRINS E.; ARTAXO P.; GRELL G.; RECUERO F. Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. **Environmental Fluid Mechanics, Kluwer Academic Publishers**, v. 5, p. 135-167, 2004.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over South America, **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 1293-1302, 1991.

GARFIELD, N. III. **The Brazilian current at subtropical latitudes**. 1990. 122 p. Tese (Doutorado em Oceanografia) - University of Rhode Island, Rhode Island, 1990.

GARZOLI, S.; SIMIONATO, C. Baroclinic instabilities and forced oscillations in the Brazil/Malvinas Confluence front. **Deep-Sea Research**, v. 37, n. 6, p. 1053-1074, 1990.

GLOBAL OCEAN HIGH RESOLUTION SEA SURFACE TEMPERATURE – PILOT PROJECT (GHRST-PP). **The GHRST-PP Product User Guide**, GHRST-PP International Project Office, 86 p., 2005.

GONG, D.; WANG, S. Antarctic oscillation: concept and applications. **Chinese Science Bulletin**, v. 43, n. 9, p. 734-738, 1998.

GONG, D.; WANG, S. Definition of Antarctic oscillation index. **Geophysical Research Letters**, v. 26, p. 459-462, 1999.

GONI, G.; KAMHOLZ, S.; GARZOLI, S.; OLSON, D. Dynamics of the Brazil-Malvinas Confluence based on inverted echo sounders and altimetry. **Journal of Geophysical Research**, v. 101(C7), p. 16273-16289, 1996.

GRELL, G. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. **Monthly Weather Review**, v. 121, p. 764-787, 1993.

GRELL, G.; DEVENYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29(14), doi:10.1029/2002GL015311, 2002.

GUAN, L.; KAWAMURA, H. Study on the SST availabilities of satellite infrared and microwave measurements. **Journal of Oceanography**, v. 59, p. 201-209, 2003.

GUPTA, S. K.; RITCHEY, N. A.; WILBER, A. C.; WHITLOCK, C. H.; GIBSON, G. G.; STACKHOUSE, P. H.. A climatology of surface radiation budget derived from satellite data. **Journal of Climate**, v. 12, p. 2691-2710, 1999.

HODGES K. I.; HOSKINS B. J.; BOYLE J.; THORNCROFT C. A comparison of recent reanalysis datasets using objective feature tracking: Storm tracks and tropical easterly waves. **Monthly Weather Review**, v. 131, p. 2012-2037, 2003.

HOFFMAN, R. N.; LEIDNER, S. M. An introduction to the near-real-time QuickScat data. **Weather and Forecasting**, v. 20(4), p. 476-493, 2005.

HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; BOLVIN, D. T.; GU, G.; NELKIN, E. J.; BOWMAN, K. P.; HONG, Y.; STOCKER, E. F.; WOLFF, D. B. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, p. 38-55, 2007.

JIN, Z.; CHARLOCK, T. P.; SMITH JR.; W. L.; RUTLEDGE, K. A parameterization of ocean surface albedo, **Geophysical Research Letters**, v. 31, L22301, doi:10.1029/2004GL021180, 2004.

JOSEY, S. A.; PASCAL, R. W.; TAYLOR, P. K.; YELLAND, M. J. A New Formula For Determining the Atmospheric Longwave Flux at the Ocean Surface at Mid-High Latitudes. **Journal of Geophysical Research**, 108 (C4), 2003.

KALNAY, E.; MO, K. C.; PAEGLE, J. Large amplitude, shortscale stationary Rossby waves in the Southern Hemisphere: Observations and mechanistic experiments to determine their origin. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 43, p. 252-275, 1986.

KAWANISHI T.; SEZAI T.; ITO Y.; IMAOKA K.; TAKESHIMA T.; ISHIDO Y.; SHIBATA A.; MIURA M.; INAHATA H.; SPENCER R. W. The Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E), NASDA's contribution to the EOS for global energy and water cycle studies. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 41, p. 184-194, 2003.

KINTER III, J. L.; DEWITT, D. G.; DIRMEYER, P. A.; FENNESSY, M. J.; KIRTMAN, B. P.; MARX, L.; SCHNEIDER, E. K.; SHUKLA, J.; STRAUS, D. The COLA atmosphere–biosphere general circulation model. Volume 1: Formulation. **COLA Technical Report 51**. 46 p., 1997.

KUMMEROW, C.; BARNES, W.; KOZU, T.; SHIUE, J.; SIMPSON, J. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 15, p. 809-816, 1988.

KUO, H. L. Further studies of the parameterizations of the influence of cumulus convective on large-scale flow. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 31, p.1232-1240, 1974.

LACASSE, K. M.; SPLITT, M. E.; LAZARUS, S. M.; LAPENTA, W. M. The impact of high-resolution sea surface temperatures on the simulated nocturnal Florida marine boundary layer. **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 1349-1372, 2008.

LEE, T. J. **The impact of vegetation on the atmospheric boundary layer and convective storms**. 1992. 137 p. Tese (Doutorado) - Colorado State University, Fort Collins, 1992.

LEGECKIS, R.; GORDON, A. L. Satellite observations of the Brazil and Falkland currents - 1975 to 1976 and 1978. **Deep-Sea Research**, v. 29, p. 375-401, 1982.

LENTINI, C. A. D.; CAMPOS, E. J. D.; PODESTÁ, G. The annual cycle of satellite derived sea surface temperature on the western South Atlantic shelf, Brazilian. **Journal of Oceanography**, v. 48, n. 2, p. 93-105, 2000.

LI, X. Application of nonlinear multichannel algorithms for estimating sea surface temperature with NOAA-14 AVHRR data. **Chinese Journal of Oceanology and Limnology**, v. 18, n. 3, p. 199-207, 2000.

LI, X.; PICHEL W.; MATURI E.; P. CLEMENTE-COLÓ N; SAPPER J. Deriving the operational nonlinear multichannel sea surface temperature algorithm coefficients for NOAA-15 AVHRR/3. **International Journal of Remote Sensing**, v. 22, n. 4 , p. 699-704, 2001.

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 Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 17, p. 2418-2436, 1987.

LIU, K. N. **An Introduction to Atmospheric Radiation**, 2. ed., San Diego, California: Academic Press, 2002. 584 p.

LLEWELLYN-JONES, D. T.; EDWARDS M. C.; MUTLOW C. T. AATSR: Global-Change and surface-Temperature Measurements from Envisat. **ESA bulletin**, v. 105, p. 10-21, 2001.

LOUIS, J. F. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 17, p. 187-202, 1979.

MAAMAATUAIAHUTAIPU, K.; GARÇON, V.; PROVOST, C; MERCIER, H. Transports of the Brazil and Malvinas Currents at their confluence. **Journal of Marine Research**, v. 56, p. 417-438, 1998.

MÄCHEL, H.; KAPALA, A.; FLOHN, H. Behavior of the centers of action above the Atlantic since 1881: Part I: Characteristics of seasonal and interannual variability. **International Journal of Climatology**, v. 18, p. 1-22, 1998.

MARÉCAL, V.; RIVIÉRE, E. D.; HELD, G.; CAUTENET, S.; FREITAS, S. R. Modelling study of the impact of deep convection on the UTLS air composition – Part I: Analysis of ozone precursors. **Atmos. Chem. Phys.**, v. 6, p. 1567-1584, 2006.

MARKUS T.; CAVALIERI D. J. An enhancement of the NASA team sea ice algorithm. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 38(3), p. 1387-1398, 2000.

MATANO, R. P.; SCHLAX, M. G.; CHELTON, D. B. Seasonal variability in the Southwestern Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 98(C10), p. 18027-18035, 1993.

MATOS, P. P. O. **Impacto da utilização de dados de temperatura da superfície do mar de alta resolução espacial em um modelo de previsão numérica do tempo**. 2009. 140 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São José dos Campos, 2009.

MEARS, C. A. Constructing climate quality atmospheric temperatures from satellite microwave measurements. In: Brönniman, S.; Luterbacher J.; Ewen T.; Diaz H. F; Stolarski R.S; Neu U. (eds.). **Climate Variability and Extremes during the Past 100 Years, Advances in Global Change Research**, Vol. 33. Springer Verlag: Springer Netherlands, 2008. p. 119-128.

MELO, A. B.; CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA, P. P. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; SILVA DIAS, M. A. F. **Tempo e clima no Brasil**, 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 25-41.

MOLINARI, J. A general form of Kuo's cumulus parametrization. **Monthly Weather Review**, v. 113, p. 1411-1416, 1985.

MÖLLER, J. R.; PIOLA, A. R.; FREITAS, A. C.; CAMPOS, A. J. D. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. **Continental Shelf Research**, v. 28, p. 1607-1624, 2008.

MONIN, A. S.; OBUKHOV, A. M. Main characteristics of the turbulent mixing in the atmospheric surface layer. **Trudy Geophys. Inst. AN. SSSR**, v. 24, n. 151, p. 153-187, 1954.

MOREIRA DA SILVA. A ressurgência de Cabo Frio. **Publicação do Instituto de Pesquisa da Marinha**, 56 p., 1973.

NEIMAN, P. J.; SHAPIRO, M. A.; DONALL, E. G.; KREITZBERG, C. W. Diabatic modification of an extratropical marine cyclone warm sector by cold underlying water. **Monthly Weather Review**, v. 118, p. 1576-1590, 1990.

NICLÒS, R.; ESTRELA M. J.; VALIENTE J. A.; BARBERÀ M. J. An angular and emissivity dependent algorithm to determine sea surface temperature from MSG-SEVIRI data. In: EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, 2008, Darmstadt, Germany. **Proceedings...** Darmstadt: EUMETSAT, 2008.

O'CARROLL, A. G.; EYRE J. R.; SAUNDERS R. W. Three-Way error analysis between AATSR, AMSR-E, and in situ sea surface temperature observations. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 25, n. 7, p. 1197-1207. (doi:10.1175/2007JTECHO542.1), 2008.

ODA, T. O. **Efeitos da distribuição espaço-temporal da temperatura do mar no desenvolvimento de ciclones extratropicais**. 2005. 125 p. Tese (Doutorado em Engenharia Oceânica) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ, Rio de Janeiro, 2005.

OLSON, D. B.; PODESTÁ, G. P.; EVANS, R. H.; BROWN, O. B. Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas currents. **Deep-Sea Research**, v. 35, p. 1971-1990, 1988.

ORLANSKI, I. 1975. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 56, n. 5, p. 527-530, 1975.

PALMA, E. D.; MATANO, R. P.; PIOLA, A. R. A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Stratified ocean response to local and offshore forcing. **Journal of Geophysical Research**, v.113, C11010, 2008.

PEIXOTO, J. P.; OORT A. H. **Physics of climate**. New York: American Institute of Physics, 1991. 500 p.

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

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(C12), 3371, DOI:10.1029/2003JC001834, 2003.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. O uso da temperatura da superfície do mar em estudos climáticos. In: SOUZA, R. B. **Oceanografia por satélites**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2005. p. 118-133.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. Variabilidade de mesoescala e interação oceano-atmosfera no Atlântico Sudoeste. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; SILVA DIAS, M. A. F. **Tempo e clima no Brasil**, 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 386-405.

- PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; ACEVEDO, O.; WAINER, I.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A. E.; DE CAMARGO, R. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, D19103, 2009.
- 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, L22603, 2005.
- PICKARD, G. L.; EMERY, W. J. **Intoductory Descriptive Physical Oceanography**. 5. ed. Oxford: Pergamon Press, 1990. 336 p.
- PIELKE, R. A.; COTTON, W. R.; WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J.; LYONS, W. A.; GRASSO, L. D.; NICHOLLS, M. E.; MORAN, M. D.; WESLEY, D. A.; LEE, T. J.; COPELAND, J. H. A comprehensive meteorological modeling system – RAMS. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 49, p. 69-91, 1992.
- PIOLA, A. R.; FIGUEROA, H. A.; BIANCHI, A. Some aspects of the surface circulation south of 20°S revealed by first GARP Global Experiment drifters. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 5101-5114, 1987.
- PIVA, E. D.; MOSCATI, M. C. L.; GAN, M. A. Papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície associado a um caso de ciclogênese na costa leste a América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, p. 450-476, 2008.
- PODESTÁ, G. P.; BROWN, O. B.; EVANS, R. H. The annual cycle of satellite-derived sea surface temperature in the southwestern Atlantic Ocean. **Journal of Climate**, v. 4, p. 457-467, 1991.
- RAO, V. B.; CARMO, A. M. C.; FRANCHITO, S. H. Interannual variations of storm tracks in the Southern Hemisphere and their connections with the Antarctic oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 23, n.12, p. 1537-1545, 2003.
- REASON, C.; JAGADHEESHA, D. Relationships between South Atlantic SST variability and atmospheric circulation over the South African region during austral winter. **Journal of Climate**, v. 18, p. 3339-3355, 2004.
- REYNOLDS, R. W.; RAYNER, N. A.; SMITH, T. M.; STOKES, D. C.; WANG, W. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. **Journal of Climate**, v. 15, p. 1609-1625, 2002.
- REYNOLDS R. W.; SMITH T. M. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. **Journal of Climate**, v. 7, p. 929-948, 1994.
- REYNOLDS, R. W.; SMITH, T. M.; LIU, C.; CHELTON, D. B.; CASEY, K. S.; SCHLAX, M. G. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. **Journal of Climate**, v. 20, p. 5473-5496, 2007.
- ROBINSON, I. S. **Satellite oceanography: an Introduction for Oceanographers and Remote Sensing Scientists**. Chichester, England: Ellis Horwood Limited, 1985. 455 p.

ROZANTE, J. R.; MOREIRA D. S.; GONÇALVES L. G. G.; VILA D. Combining TRMM and surface observation precipitation: technique and validation over South America. **Weather and Forecasting**, v. 25, p. 885-894, 2010.

RUSSELL, C. A.; FAIRALL, C. W.; PERSSON, P. O. G.; ANDREAS, E. L.; GUEST, P. S.; LINDSAY, R.; EIDE, H.A.; HORST, T. Intercomparison of downward longwave flux measurements during the first two months of SHEBA. In: 5th Conference on Polar Meteorology and Oceanography, 1999, Dallas, Texas, American Meteorological Society. **Proceedings...** Dallas, 1999. p. 314-318.

SAHA, S.; MOORTHY, S.; PAN, H-L.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D.; LIU, H.; STOKES, D.; GRUMBINE, R.; GAYNO, G.; WANG, J.; HOU, Y-T.; CHUANG, H-Y.; JUANG, H-MH.; SELA, J.; IREDELL, M.; TREADON, R.; KLEIST, D.; VAN DELST, P.; KEYSER, D.; DERBER, J.; EK, M.; MENG, J.; WEI, H.; YANG, R.; LORD, S.; VAN DEN DOOL, H.; KUMAR, A.; WANG, W.; LONG, C.; CHELLIAH, M.; XUE, Y.; HUANG, B.; SCHEMM, J-K.; EBISUZAKI, W.; LIN, R.; XIE, P.; CHEN, M.; ZHOU, S.; HIGGINS, W.; ZOU, C-Z.; LIU, Q.; CHEN, Y.; HAN, Y.; CUCURULL, L.; REYNOLDS, RW.; RUTLEDGE, G.; GOLDBERG, M. The NCEP Climate Forecast System reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, p. 1015-1057, 2010.

SAKAIDA, F.; KAWAMURA, H. HIGHERS – The AVHRR-based higher spatial resolution sea surface temperature data set intended for studying the ocean south of Japan. **Journal of Oceanography**, v. 52, p. 441-455, 1996.

SANDERS, F.; GYAKUM, J. R. Synoptic-Dynamic climatology of the "Bomb". **Monthly Weather Review**, v. 108, p. 1589-1606, 1980.

SATO, O. T. Fluxo de calor oceânico medido por satélites. In: SOUZA, R. B. **Oceanografia por satélites**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2005. p. 148-165.

SCHÄFER, H.; KRAUSS, W. Eddy statistics in the South Atlantic as derived from drifter drogued at 100 m. **Journal of Marine Research**, v. 53, p. 403-431, 1995.

SCHINKE H. On the occurrence of deep cyclones over Europe and the North Atlantic in the period 1930-1991. **Contrib. Atmos. Phys.**, v. 66, p. 223-237, 1993.

SCHMID, J. The SEVIRI instrument. In: EUMETSAT 2000. Meteorological Satellite Data Users' Conference, Bologna, Italy, EUMETSAT. **Proceedings...** Bologna: EUMETSAT, 2000.

SILVA, G. L.; DOURADO, M. S.; CANDELLA, R. N. Estudo preliminar da climatologia da ressurgência na região de Arraial do Cabo, RJ. In: XI Encontro Nacional dos grupos PET, 2006, Florianópolis, Santa Catarina, Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC). **Proceedings...** Florianópolis, UFSC, 2006. 11p.

SMALL, R. J.; XIE, S. P.; WANG, Y.; ESBENSEN, S. K.; VICKERS, D. Numerical simulation of boundary layer structure and cross-equatorial flow in the eastern Pacific, **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 62, p. 1812-1830, 2005.

SMALL, R. J.; DE SZOEKE, S. P.; XIE, S. P.; O'NEILL, L.; SEO, H.; SONG, Q.; CORNILLON, P.; SPALL, M.; MINOBE, S. Air-sea interaction over ocean fronts and eddies. **Dynamical Atmospheric Oceans**, v. 45, p. 274-319, 2008.

SMITH, N. The GODAE strategic plan. **GODAE Report 6**, 36 p., 2000.

SMITH, P. M. The emissivity of sea foam at 19 and 37 GHz. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 26, p. 541-547, 1988.

SOARES J.; OLIVEIRA A. P.; SERVAIN J.; BACELLAR S. A. Resultados preliminares do balanço de energia sobre o oceano Atlântico tropical (PROJETO FluTuA). **XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Fortaleza, Ceará, 2004.

SOUZA, R. B. **Satellite and lagrangian observations of mesoscale surface processes in the Southwestern Atlantic Ocean**. 2000. 239 p. Tese (Doutorado) - University of Southampton, Southampton, 2000.

SOUZA, R. B.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A. E.; KAMPEL, M.; OLIVEIRA, E. N.; LORENZZETTI, J. A. Multi-sensor satellite and in situ measurements of a warm core ocean eddy south of the Brasil-Malvinas Confluence region. **Remote and Sensing of Environment**, v. 100, p. 52-66, 2006.

SOUZA, R. B.; ROBINSON, I. S. Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. **Continental Shelf Research**, v. 24, p. 241-262, 2004.

SPADONE, A.; PROVOST, C. Variations in the Malvinas Current volume transport since October 1992. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, C02002, 2009.

STARK, J. D.; DONLON, C. J.; MARTIN, M. J.; MCCULLOCH, M. E. OSTIA: An operational, high resolution, real time, global sea surface temperature analysis system. In: Oceans '07 IEEE Aberdeen, conference proceedings. Marine challenges: coastline to deep sea, Aberdeen, Scotland, 2007. **Proceedings...** Aberdeen, 2007. 4p.

STEVENSON, M. R.; SOUZA, R. B. Recirculation of the Brazil Current South of 20°S. In: Abstracts from the Symposium: the South Atlantic - Present and Past Circulation, Bremen, Germany. **Berichte Fachbereich Geowissenschaften**, Universitat Bremen, v. 52, p. 149, 1994.

STRAMMA, L. Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic. **Journal Marine Research**, v. 49, n. 2, p. 281-294, 1991.

STUDENT. The probable error of a mean. **Biometrika**, v. 6, p. 1-25, 1908.

TAO, W. K.; SIMPSON, J. Numerical simulation of a subtropical squall line over Taiwan Strait. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 2699-2723, 1991.

THOMPSON, D. W. J; WALLACE, J. M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 9, p. 1297-1300, 1998.

THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. Annular Modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-Month Variability. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 1000-1016, 2000.

TODESCO, E. **Estudo numérico da modulação da camada limite atmosférica na região da Confluência Brasil-Malvinas**. 2008. 105 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, IAG-USP, São Paulo, 2008.

TOKINAGA, H.; TANIMOTO, Y.; XIE, S. P. SST-induced surface wind variations over the Brazil-Malvinas Confluence: Satellite and in situ observations. **Journal of Climate**, v. 18, p. 3470-3482, 2005.

TREMBACK, C. J.; WALKO, R. L. In: The Regional Atmospheric Modeling System (RAMS): Development of parallel processing computer architectures. 3rd RAMS Users Workshop, Echuca, Victoria, Australia, 1997. **Proceedings...** Echuca, 1997.

TREMBACK, C. J.; WALKO, R. L. Implementing very-high resolution capabilities into a mesoscale atmospheric model: new capabilities for the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). **Extended abstract in Mesoscale and CFD modeling for military applications**. Jackson State University, Jackson, MS, 2004.

TRENBERTH, K. E.; SOLOMON, A. The global heat balance: heat transports in the atmosphere and ocean. **Climate Dynamics**, v. 10, p. 107-134, 1994.

VENEGAS, S. A.; MYSAK, L. A.; STRAUB, D. N. Atmosphere-Ocean coupled variability in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 10, p. 2904-2920, 1997.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa, MG: Universidade Federal de Viçosa, UFV., 1991. 449 p.

WAINER, I.; TASCHETTO, A.; SOARES, J.; OLIVEIRA, A. P.; OTTO-BLIESNER, B.; BRADY, E. Intercomparison of heat fluxes in the South Atlantic. Part 1: The seasonal cycle. **Journal of Climate**, v. 16, p. 706-714, 2002.

WALLACE, J. M.; MITCHELL, T. P.; DESER, C. The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Seasonal and interannual variability. **Journal of Climate**, v. 2, p. 1492-1499, 1989.

WEBSTER, P. J.; CLAYSON, C. A.; CURRY, J. A. Clouds, radiation, and the diurnal cycle of sea surface temperature in the tropical western Pacific. **Journal of Climate**, v. 9, p. 1712-1730, 1996.

WENTZ, F.; GENTEMANN, C.; SMITH, D.; CHELTON, D. Satellite measurements of sea-surface temperature through clouds. **Science**, v. 288, p. 847-850, 2000.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**, 2. ed., San Diego, California: Academic Press, 2006. 627 p.

WORKING GROUP ON AIR-SEA FLUXES (WGASF). Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. **Final Report of the Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea Fluxes**, WCRP-112/WMO-TD 1036, 303 p., 2000.

WU, X.; MENZEL, W. P.; WADE, G. S. Estimation of sea surface temperature using GOES-8/9 radiation measurements. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 80, p. 1127-1138, 1999.

YAU, M. K.; JEAN M. Synoptic aspects and physical processes in the rapidly intensifying cyclone of 6-8 March 1986. **Atmosphere-Ocean**, v. 27, p. 59-86, 1989.

XU, F.; IGNATOV, A. Evaluation of in situ sea surface temperatures for use in the calibration and validation of satellite retrievals. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, C09022, doi:10.1029/2010JC006129, 2010.

ZHANG, G. J; MCPHADEN, M. J. The relationship between sea surface temperature and latent heat flux in the equatorial Pacific. **Journal of Climate**, v. 8, p. 589-605, 1995.

APÊNDICE A - DESCRIÇÃO DO RAMSIN E FLUXOGRAMA DE EXECUÇÃO BÁSICA DO BRAMS

Divisão do RAMSIN:

- Primeira parte: Define-se o tamanho de cada grade e suas localizações; o número de grades; o número de pontos de grade e o espaçamento horizontal; o número de níveis verticais e de camadas de solo; e, o espaçamento vertical e tempo de simulação;
- Segunda parte: Define-se os tipos de inicialização, homogênea (através do uso de uma sondagem) ou heterogênea (através do uso de análises); parâmetros relacionados com o *nudging* vertical e horizontal; frequência de geração de arquivos de saída; os arquivos de topografia; ocupação do solo; e a temperatura da superfície do mar;
- Terceira parte: Define-se as opções físicas e numéricas do modelo, tais como o tipo de condição de fronteira lateral; os parâmetros de radiação, convecção, difusão turbulenta; e, modelo de solo e microfísica;
- Quarta parte: É estabelecida a inclusão de sondagens no caso da inicialização homogênea; e
- Quinta parte: Está relacionada com a impressão de resultados para verificação durante a simulação.

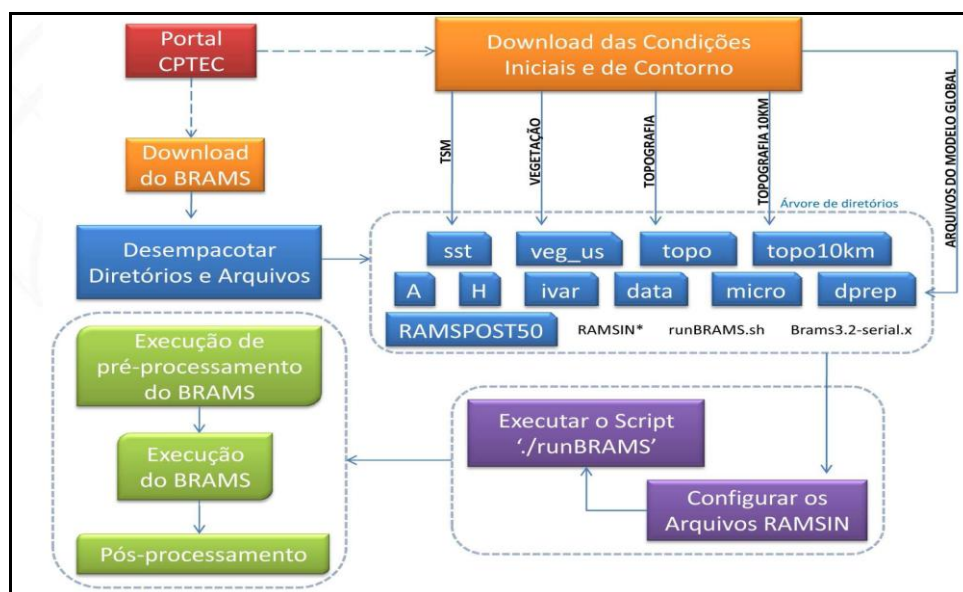


Figura A.1 – Fluxograma de Execução Básica do Modelo BRAMS.

Fonte: Universidade Federal de Campina Grande, disponível em <http://ifa.hidro.ufcg.edu.br>, acessado em novembro de 2009.

APÊNDICE B – TESTES DE ESCALABILIDADE

Foram realizadas simulações com 1, 3, 5, 11, 21, 41, 84, 100, 120, 140 e 160 processadores. O desempenho de cada integração pode ser visualizado nos gráficos abaixo. É possível observar que o uso de 100 processadores apresenta um custo de processamento otimizado.

De forma complementar, com base em comparativos realizados pela equipe de suporte do BRAMS foram medidas a escalabilidade na resolução de 10 e 20 km, bem como o uso de memória pelo mestre e pelo escravo mais demandante. A escalabilidade é limitada a 400 e 500 escravos no domínio e resolução escolhidos respectivamente. O aumento do número de processadores acima desses valores acarreta aumento no tempo de execução. O mestre utiliza mais que o dobro da memória que o escravo mais demandante.

Dessa forma há limites de escalabilidade nas duas resoluções e o mestre utiliza memória excessivamente (CNPq, Relatório nº 275 de Atmosfera Massiva, 2007). Esses comparativos justificam uma possível associação no que se refere a escolha de 100 processadores para o estudo proposto, otimizando o uso de recursos e o custo computacional da UNA e o tempo de processamento final.

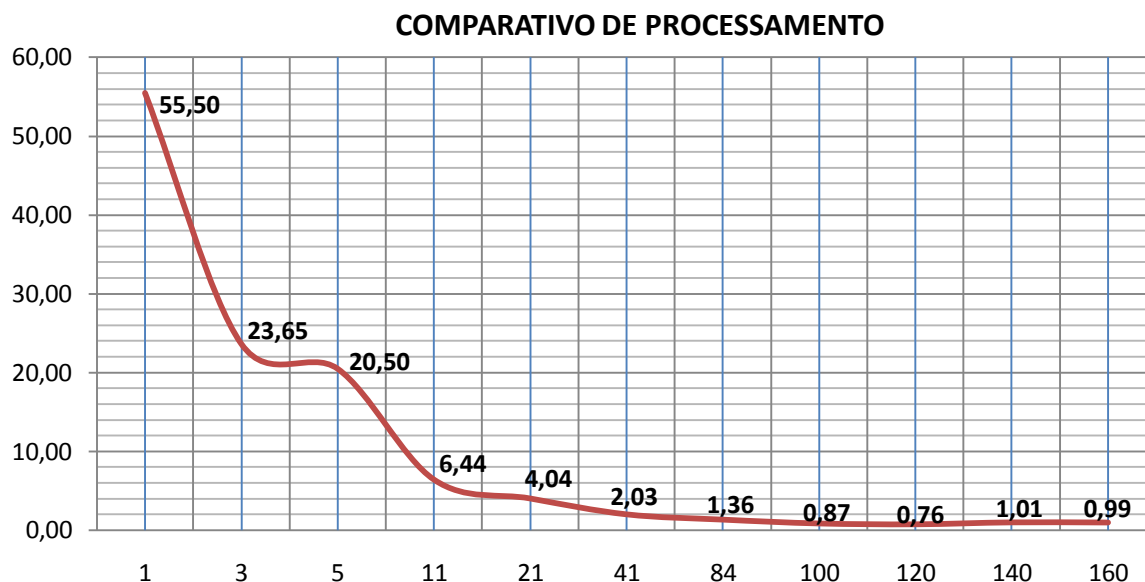


Figura B.1 – Comparativo de processamento nas simulações com o Modelo BRAMS para a resolução espacial de 40 km, na região da “Rodada 20 km”. No eixo vertical o número de horas de processamento e no eixo horizontal o número de processadores utilizados.

**APÊNDICE C – COMPARATIVO DE TSM ENTRE SIMULAÇÕES “OISSTv2”
E “OSTIA” E DADOS OBSERVADOS EM SUPERFÍCIE**

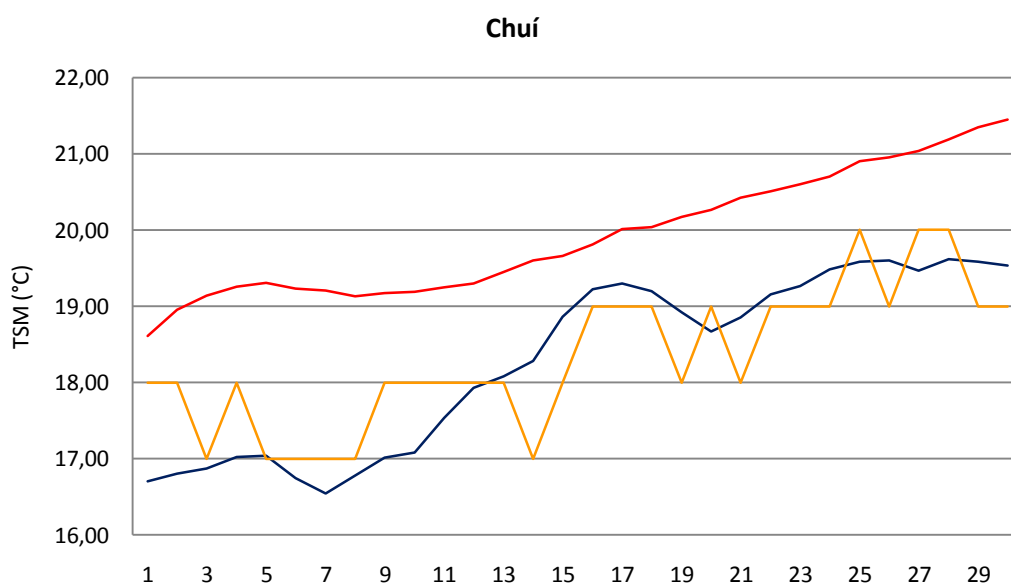
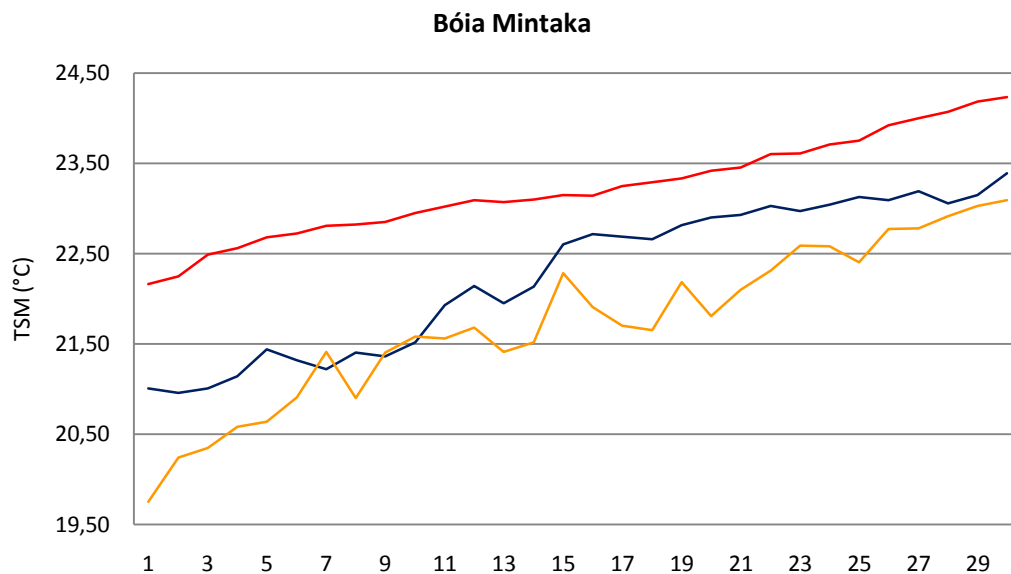


Figura C.1 – Comparações diárias de dados de TSM referente as simulações “OISSTv2”, em vermelho e “OSTIA”, em azul e as observações das estações Bóia de Coleta de Dados Oceanográficos “Mintaka” (a) e Rádio-Farol do Chuí (b), em laranja, para o horário de 1200Z. No eixo vertical são representados valores de TSM em °C e no eixo horizontal o dia do mês de novembro de 2009.

APÊNDICE D – COMPARATIVO DE TEMPERATURA DO AR A 2 METROS ENTRE SIMULAÇÕES “OISSTv2” E “OSTIA” E DADOS OBSERVADOS EM SUPERFÍCIE

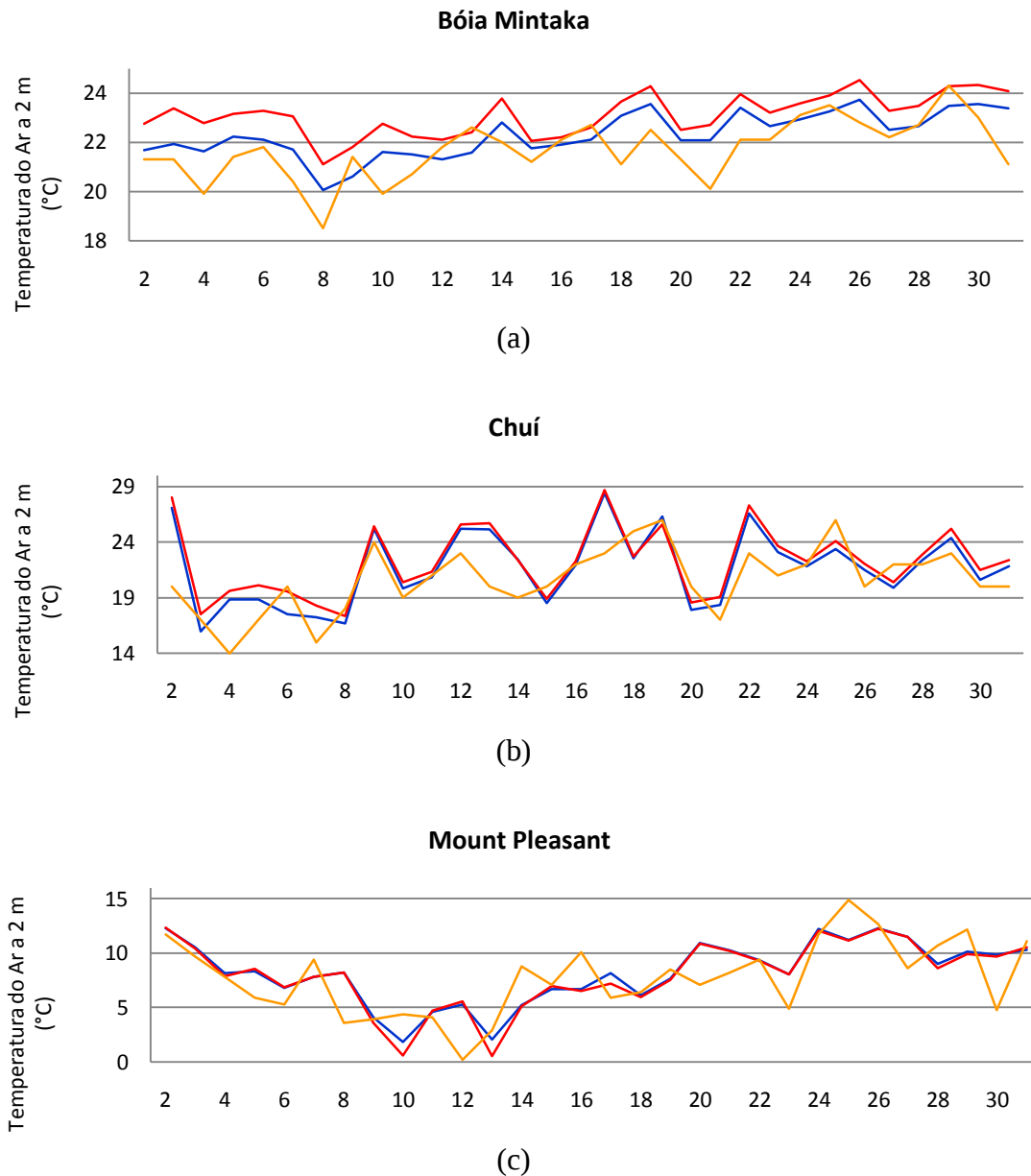


Figura D.1 – Comparações diárias de dados de temperatura do ar a 2 metros referente as simulações “OISSTv2”, em vermelho e “OSTIA” em azul e as observações das estações Bóia de Coleta de Dados Oceanográficos “Mintaka” (a), Rádio-Farol do Chuí (b), Weather Observation Station Mount Pleasant Airport (c), em laranja, para as previsões de 24 horas. No eixo vertical são representados valores em °C e no eixo horizontal o dia do mês de novembro de 2009.

APÊNDICE E – COMPARATIVO DE PRESSÃO AO NÍVEL MÉDIO DO MAR ENTRE SIMULAÇÕES “OISSTv2” E “OSTIA” E DADOS OBSERVADOS EM SUPERFÍCIE

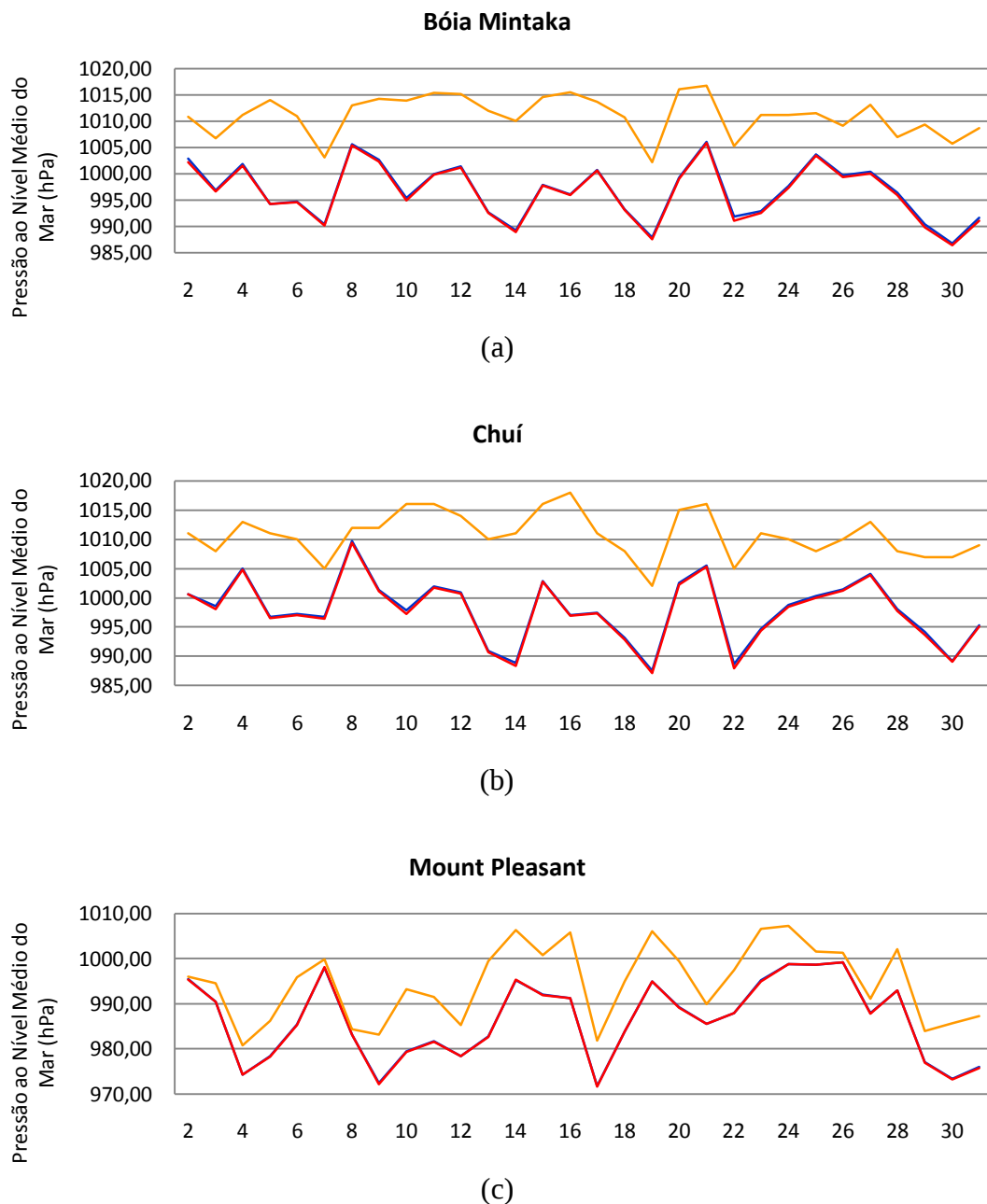


Figura E.1 – Comparações diárias de dados de pressão ao nível médio do mar as simulações “OISSTv2”, em vermelho e “OSTIA” em azul e as observações das estações Bóia de Coleta de Dados Oceanográficos “Mintaka” (a), Rádio-Farol do Chuí (b), Weather Observation Station Mount Pleasant Airport (c), em laranja, para as previsões de 24 horas. No eixo vertical são representados valores em hPa e no eixo horizontal o dia do mês de novembro de 2009.

APÊNDICE F – COMPARATIVO DE TSM, TEMPERATURA DO AR A 2 METROS, PRESSÃO AO NÍVEL MÉDIO DO MAR E INTENSIDADE DO VENTO HORIZONTAL EM SUPERFÍCIE ENTRE SIMULAÇÕES “OISSTv2” E “OSTIA” E DADOS OBSERVADOS EM SUPERFÍCIE PARA A “RODADA CICLONE ÍNICIO”

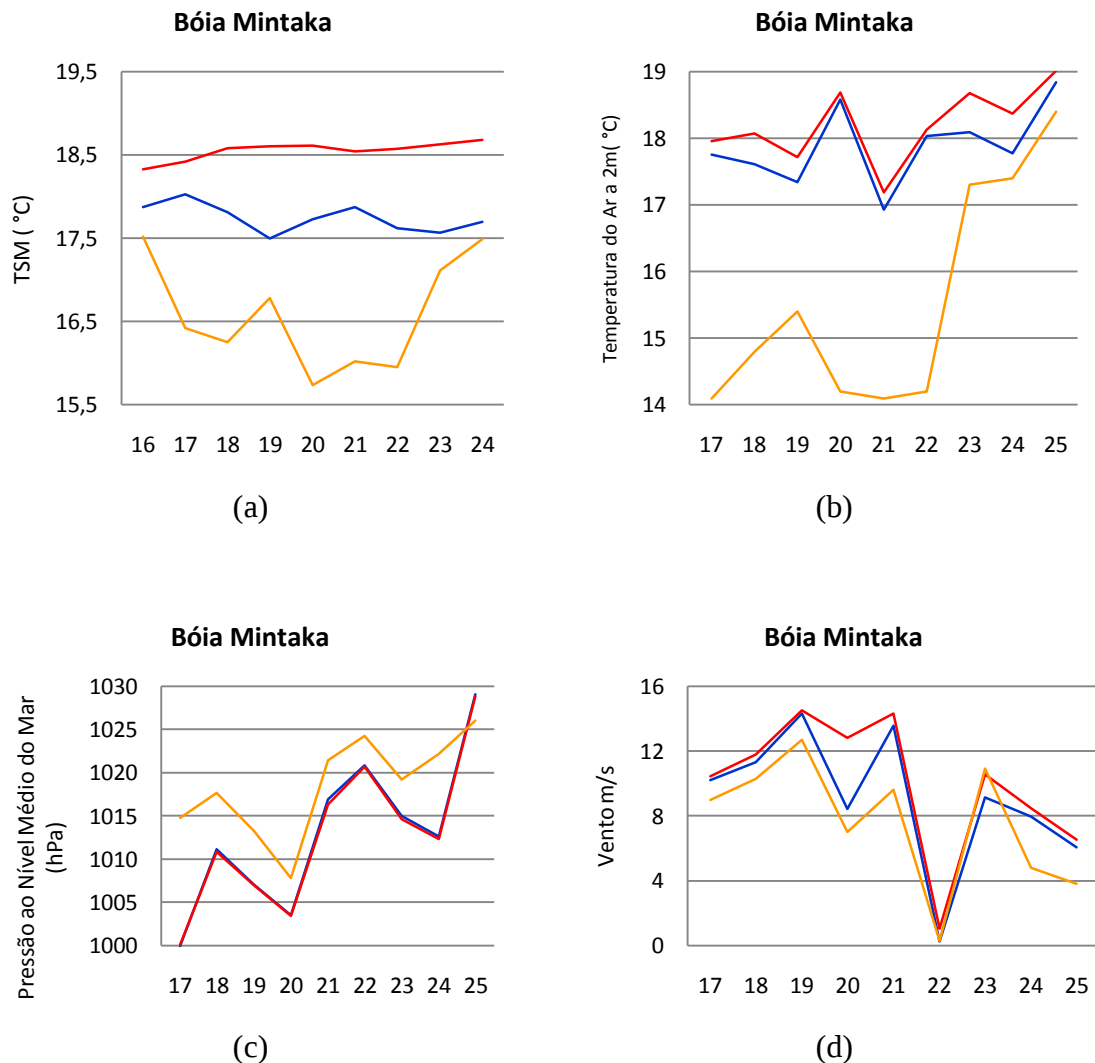
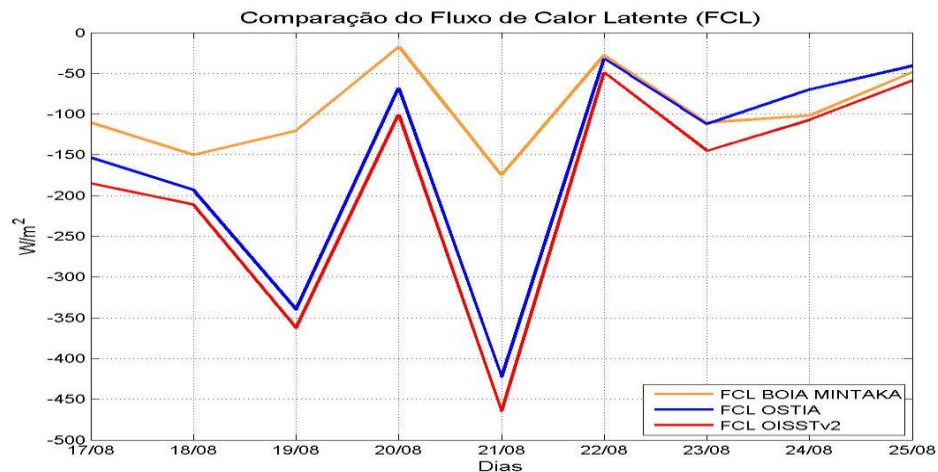
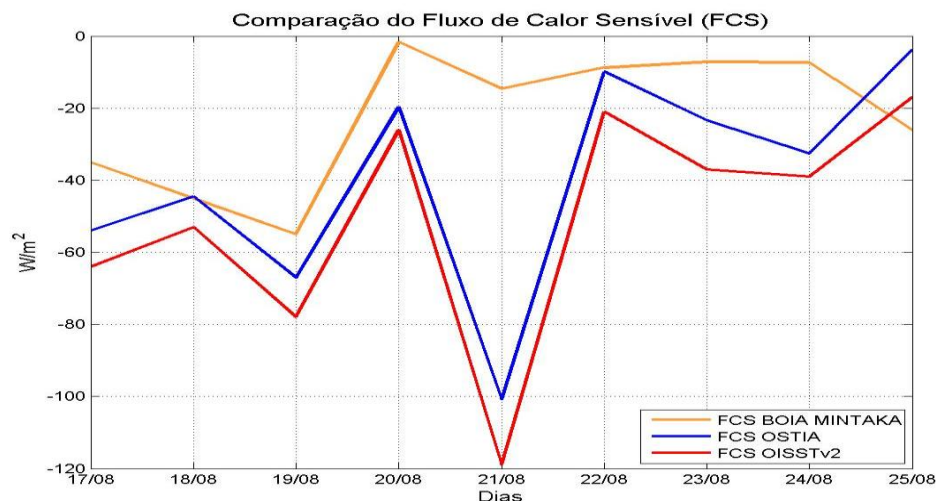


Figura F.1 – Comparações diárias de dados de TSM (a) e previsões de 24 horas para temperatura do ar a 2 metros (b), pressão ao nível médio do mar (c) e intensidade do vento horizontal em superfície (d), referente as simulações “OISSTv2”, em vermelho e “OSTIA” em azul e as observações da estação Bóia de Coleta de Dados Oceanográficos “Mintaka”, em laranja. No eixo vertical são representados valores em °C (a e b), hPa (c) e m/s (d) e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.

APÊNDICE G – COMPARATIVO DE FLUXOS DE CALOR LATENTE E SENSÍVEL ENTRE SIMULAÇÕES “OISSTv2” E “OSTIA” E DADOS OBSERVADOS EM SUPERFÍCIE UTILIZANDO A PARAMETRIZAÇÃO DE FÓRMULAS “BULK” DESENVOLVIDAS POR FAIRALL ET AL. (1996) E UTILIZANDO O SOFTWARE MATLAB



(a)



(b)

Figura G.1 – Comparações diárias de dados de previsões de 24 horas para fluxo de calor latente (a) e fluxo de calor sensível (b), referente as simulações “OISSTv2”, em vermelho e “OSTIA” em azul e os dados calculados a partir dos valores coletados pela estação Bóia de Coleta de Dados Oceanográficos “Mintaka”, segundo as parametrizações estabelecidas por Fairall et al. (1996), em laranja. No eixo vertical são representados valores em W/m^2 e no eixo horizontal o dia do mês de agosto de 2009.