

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E
METEOROLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO**

Luís Felipe Ferreira de Mendonça

**CARACTERIZAÇÃO DA FRENTE SUBTROPICAL DE PLATAFORMA E SEU
IMPACTO NA ATMOSFERA UTILIZANDO O MODELO REGIONAL
ACOPLADO COAWST**

Tese apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Sensoriamento Remoto pelo Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS

Orientador: Dr. Ronald Buss de Souza

Co-orientadora: Dra. Rita Cássia Marques Alves

**Porto Alegre
2017**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E
METEOROLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO**

TESE DE DOUTORADO

**CARACTERIZAÇÃO DA FRENTE SUBTROPICAL DE PLATAFORMA E SEU
IMPACTO NA ATMOSFERA UTILIZANDO O MODELO REGIONAL
ACOPLADO COAWST**

Luís Felipe Ferreira de Mendonça

**Orientador: Dr. Ronald Buss de Souza
Co-orientadora: Dr. Rita de Cássia Marques Alves**

Julgada em 03/04/2017

Dra. Denise Cybis Fontana

Dra. Eliana Veleda Klering

Dr. Fabrício Sanguinetti Cruz de Oliveira

**Porto Alegre
2017**

**Sou herança de maragato,
sou ginete dos mares do sul.
O meu pago é o oceano,
este infinito pampa azul.
Eu tenho água salgada nas veias,
destes mares do Rio Grande do Sul.**

AGRADECIMENTOS

Agradecer primeiramente a Deus, por me dar saúde e forças para viver ao lado de todos que amo.

Ao Programa de Pós-graduação em Sensoriamento Remoto (PPGSR) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo apoio financeiro concedido na forma de bolsa de doutorado. Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – Centro Regional Sul (INPE/CRS), pela infraestrutura física e proporcionar um excelente ambiente de trabalho. Aos projetos *Atlantic Ocean Carbon Experiment* (ACEX) e Sistema Integrado de Monitoramento do Tempo, do Clima e do Oceano (SIMTECO), juntamente com seus organizadores, por disponibilizarem os dados e equipamentos necessários para elaboração desta tese.

Aos meus orientadores Dr. Ronald Buss de Souza e Dra. Rita de Cássia Marques Alves, pela confiança em mim depositada, por todo o conhecimento passado e pela ajuda em todas as horas. Muito obrigada.

Agradecer ao Ronald e o Laboratório de Meteorologia e Oceanografia por Satélites (LAMOS) que me ajudaram a concluir a fase profissional mais importante da minha vida. Obrigado pela amizade e o apoio sempre, mesmo nas horas ruins, obrigado por tornar estes 4 anos junto ao LAMOS um momento único. Palavras são incapazes de mensurar o carinho que tenho por cada membro deste laboratório/família, mesmo os que já se saíram, são hoje meus eternos amigos.

Às 3 pessoas em especial, Gabriel Munchow, Daniel Caetano e Hugo Oliveira. Agradeço por, lá começo desta tese, terem a paciência e disponibilidade em me ajudar e transformar a complexidade da modelagem numérica em algo mais simples.

Agradecer a todos meus familiares, em especial meus pais, Mendonça e Ana, que me acolheram de volta em sua casa e me apoiaram incansavelmente durante estes quatro anos. Vocês são meu chão, meu exemplo e força maior. Minha irmã de verdade Carol (Tiago) e a outra que a vida me deu (Dédi), ambas estão longe fisicamente, mas de coração estiveram sempre ao meu lado todos os dias.

Agradecer a Ariane Rubin, este ser que traduz as palavras amor e companheirismo em uma só pessoa. Mesmo longe, entre ida e vindas, tu me alimentas com o sentimento mais lindo que posso receber. Muito desta tese passa pela tua companhia e a certeza de que tudo que eu faço é pensando em nós e no nosso futuro.

Ao esporte que é minha maior alegria e válvula de escape, essa forma de vida chamada kitesurf. Agradecer ao *Polska* pelas inúmeras horas de pescaria e conversas jogadas fora, em fins de tarde que fizeram com que a criação desta tese fosse algo muito mais fácil. Sou muito abençoado em ter nesta vida tantos amigos, de forma que não conseguiria cita-los um por um. Fica apenas o meu muito obrigado a todos vocês, que de uma forma ou de outra me fazem um ser humano eternamente agradecido.

RESUMO

A Plataforma Continental Sul Brasileira (PCSB) é considerada uma importante região do litoral do Brasil, suas massas d'água e os processos dinâmicos apresentam um comportamento sazonal que imprime fortes efeitos no ecossistema costeiro. Com objetivo de caracterizar a Frente Subtropical de Plataforma (FSTP) e seu impacto na atmosfera, o presente trabalho utilizou o modelo acoplado oceano-atmosfera COAWST (Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport) para estudar, na região da PCSB, a distribuição das massas d'água e a variabilidade oceânica durante o ano de 2012. Assim como, o acoplamento oceano-atmosfera durante 10 dias do mês de junho de 2012, coincidentes com a realização do cruzeiro oceanográfico ACEX/SIMTECO. Os resultados de ambos os períodos de estudo foram comparados com observações históricas, com dados coletados *in situ* pelo cruzeiro ACEX/SIMTECO e com dados de satélite. Os resultados indicam que essa componente foi capaz de reproduzir as principais características termohalinas e a sazonalidade das águas que dominam a PCSB. A mistura entre as águas de plataforma subtropicais e subantárticas que ocorre na FSTP, apresentou uma clara mudança sazonal em seu volume. Como consequência da mistura e da oscilação sazonal de posição da FSTP, a estabilidade da coluna d'água dentro da PCSB também muda sazonalmente. Os valores de temperatura da superfície do mar (TSM) e altura da superfície do mar mostraram valores sazonais de REQM inferiores a 2°C e um *skill* médio superior a 0,75. Valores de velocidade sobre a plataforma para a Corrente Costeira do Brasil (CCB) chegam 0,6 (m.s⁻¹), enquanto o transporte para a Corrente do Brasil (CB) e CCB foram de -7 a -44 Sv e -0,3 a 0,3 Sv, respectivamente. Os mapas sazonais de energia cinética média e energia cinética turbulenta representam o comportamento já conhecido da CB e ressaltam a importância do fluxo costeiro médio ao largo da costa da Argentina ao longo do ano. A comparação dos dados do modelo atmosférico, rodado no modo acoplado do COAWST, com dados observacionais indicam um satisfatório desempenho do modelo em representar as variáveis temperatura potencial, umidade relativa e específica, assim como os campos de vento na superfície do mar. O módulo atmosférico do COAWST foi também capaz de representar as variações da camada limite atmosférica marinha (CLAM), mesmo em condições sinóticas pré e pós-frontais como as observadas durante a realização do cruzeiro ACEX/SIMTECO. O presente trabalho apresenta, pela primeira vez para a região de estudo, resultados que demonstram a robustez do modelo regional COAWST em descrever o comportamento sinótico da atmosfera frente aos gradientes de TSM na região da PCSB. E oferece novos subsídios para o estudo do comportamento do sistema acoplado oceano-atmosfera nesta importante região da costa brasileira.

Palavras-chave: Interação oceano-atmosfera, Modelagem regional acoplada, Oceanografia costeira, Plataforma continental sul brasileira, Frente subtropical de plataforma.

ABSTRACT

The South Brazilian Continental Shelf (SBCS) is considered an important region of Brazilian coast, their water masses and the dynamic processes present a seasonal behavior that has strong effects on the coastal ecosystem. In order to characterize the Subtropical Shelf Front (STSF) and its impact on the atmosphere, this work used the ocean-atmosphere coupled model COAWST (Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport) to study, in the SBCS region, the distribution of water masses and ocean variability during the year 2012. As well, the ocean-atmosphere coupling during 10 days of June 2012, coinciding with the ACEX/SIMTECO oceanographic cruise. The results of both study periods were compared with historical observations, data collected *in situ* by the ACEX/SIMTECO cruise and satellite data. The results indicate that this component was capable of reproducing the main thermohaline characteristics and the seasonality of dominant waters of the SBCS. The mixture between subtropical and subantarctic shelf waters that occurs in the STSF, showed a clear seasonal change in its volume. As consequence of mixing and seasonal STSF oscillation, the stability of the water column within the SBCS also changes seasonally. The values of sea surface temperature (SST) and sea surface height showed seasonal RMSE values below 2 °C and an average skill greater than 0,75. Velocity values on the shelf for Brazilian Coastal Current (BCC) reach 0,6 (ms⁻¹), while transport to Brazil Current (BC) and BCC were -7 to -44 Sv and -0, 3 to 0.3 Sv, respectively. The seasonal maps of medium kinetic energy and turbulent kinetic energy represent the behavior of the BC and highlight the importance of the average coastal flow off the coast of Argentina during the year. The comparison of data from the atmospheric model, run in coupled mode of COAWST, with observational data indicates a satisfactory performance of the model in representing the variables potential temperature, relative and specific humidity, as well as the wind fields at the surface of the sea. The atmospheric module of COAWST was able to represent the variations of marine atmospheric boundary layer (MABL), even in pré and post-frontal synoptic conditions such as those observed during the ACEX/SIMTECO cruise. The present work presents, for the first time in this region, results that demonstrate the robustness of the COAWST regional model in describing the synoptic behavior of the atmosphere in front of SST gradients in the SBCS region. And offers new subsidies for the study of the behavior of the ocean-atmosphere coupled system in this important region of the Brazilian coast.

Key-words: Ocean-atmosphere interaction, Coupled regional modeling, Coastal Oceanography, Southern brazilian continental shelf, Subtropical shelf front.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Caracterização plataforma continental no oceano atlântico sudoeste através do mapa batimétrico de fundo, descrito em metros, extraído do sistema ETOPO2v2 (2-Minute Gridded Global Relief Data).....	2
Figura 2 – Representação da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste com as principais correntes superficiais (roxo). Em azul são representadas as águas de baixa salinidade da Pluma do Rio da Prata e do Estreito de Magalhães ($S < 33,5$). A Frente Subtropical de Plataforma esta destacada sobre o círculo preto. Fonte: Adaptado de Strub <i>et al.</i> [2015].....	4
Figura 3 - Representação das correntes massas d'água sobre a PCSB durante os períodos de (A) inverno e (B) verão. Fonte: Adaptado de Möller <i>et al.</i> [2008].....	6
Figura 4 - Perfil sazonal médio da ASAS dos períodos de verão (A) e inverno (B) de 1989-2010 para as variáveis da Pressão ao Nível Médio do Mar - PNMM (hPa) e vento a 10m ($m.s^{-1}$). Fonte: Degola [2013].....	9
Figura 5 – A) Trajetória de todos os ciclones identificados na região de ciclogênese a $30^{\circ}S$, próximo a América do Sul. Os pontos coloridos indicam a intensidade a cada 6 horas de passo de tempo em unidades de $10^{-5}.s^{-1}$. B) Frequência de ciclones por mês por número de área. Fonte: Hoskins & Hodges [2005].....	11
Figura 6 - Área de estudo representada sobre uma imagem de TSM, média mensal de junho de 2012, do projeto OISST (Optimum Interpolated Sea Surface Temperature). Os triângulos representam a localização das estações oceanográficas realizadas pelo Cruzeiro ACEX/SIMTECO. A linha preta paralela à costa representa o transecto criado para o estudo do comportamento da FSTP, a partir das saídas do modelo. Fonte: Mendonça <i>et al.</i> [2016].....	19
Figura 7 - Esquema de comunicação e troca de informações entre os modelos utilizados pelo COAWST. Fonte: Adaptado de Warner <i>et al.</i> [2010].....	21
Figura 8 – Fluxograma descritivo das etapas envolvidas no processo de modelagem numérica oceânica e oceano-atmosfera. São descritas as etapas de pré-processamento, <i>spin-up</i> , simulação oceânica, simulação acoplada, comparação dos dados obtidos e análise comparativa dos resultados.....	22
Figura 9 - Grade alternada do tipo Arakawa-C, usada na derivação da grade quadrada para as variáveis de vorticidade potencial e conservação de energia. Onde a vorticidade potencial é descrita por (q), componentes horizontais da velocidade (u, v), temperatura (t), salinidade (s), profundidade (h) e as componentes do plano cartesiano (i, j).....	23
Figura 10 - a) CTD SBE 911 (0862) acoplado a um sistema tipo rosette, juntamente com as garrafas de Nansen. b) Fluorímetro acoplado ao CTD. c) Lançamento do CTD na água com auxílio do guincho de bombordo do NHo. Cruzeiro do Sul. d) Coleta das amostras de água e retirada dos dados do CTD.....	38

Figura 11 - Diagrama T/S com os dados de saída do modelo oceânico (cinza) para o período verão (acima) e inverno (abaixo), juntamente com os dados históricos hidrográficos (preto). As linhas tracejadas representam $\sigma-T$ (densidade).....	40
Figura 12 - Diagrama T/S mostrando os dados de saída do modelo oceânico (cinza), observações do cruzeiro La Plata I (azul) e observações cruzeiro ACEX/SIMTECO (preto). As linhas tracejadas representam $\sigma-T$ (densidade).....	42
Figura 13 - Diagrama T/S com os dados do cruzeiro ACEX/SIMTECO (preto), juntamente com os dados do modelo (vermelho) sobre a região do transecto T5 do cruzeiro ACEX/SIMTECO até o limite com o continente.....	43
Figura 14 - Representação da ASAP modelada, a 40m de profundidade. As áreas em cinza representam a ASAP limitada pela isoterma de 16°C durante o verão 2012 (esquerda) e limitada pela isoterma de 11°C durante o inverno de 2012.....	44
Figura 15 - Secção modelada de temperatura (acima) e salinidade (abaixo) referente ao período de 20 de junho 2012 (inverno) ao longo do transecto idealizado paralelo a costa, visto na Figura 6.....	46
Figura 16 - Secção modelada de temperatura (acima) e salinidade (abaixo) referente ao período de 20 de fevereiro 2012 (verão) ao longo do transecto idealizado paralelo a costa, visto na Figura 6.....	47
Figura 17 - Médias sazonais dos campos de TSM e velocidade superficial simulados, para os períodos de verão (a) e inverno (b) de 2012.....	48
Figura 18 - Médias sazonais dos campos de salinidade e velocidade superficial simulados, para os períodos de verão (a) e inverno (b) de 2012.....	51
Figura 19 – Velocidade superficial média sazonal ($m.s^{-1}$) simulada para os períodos de verão (a) e inverno (b) do ano 2012.....	53
Figura 20 – Viés sazonal de TSM entre os dados do AVHRR-OI e o modelo numérico ROMS, para os períodos de verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d) de 2012.....	55
Figura 21 - Raiz do Erro Médio Quadrático (REMQ) sazonal de TSM entre os dados do AVHRR-OI e o modelo numérico ROMS, para os períodos de verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d) de 2012.....	56
Figura 22 – <i>Skill</i> sazonal de TSM entre os dados do AVHRR-OI e o modelo numérico ROMS, para os períodos de verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d) de 2012.....	58

Figura 23 - Diagramas Hovmöller do viés de TSM (°C) para o ano de 2012. As Figuras representam 3 transectos gerados sobre as latitudes de 27 °S (a), 33 °S (b) e 39 °S (c). Linhas tracejadas representam o limite da plataforma continental. Valores positivos (negativos) indicam uma subestimativa (superestimativa) do modelo em relação ao dado AVHRR-OI.....	60
Figura 24 – Viés sazonal de altimetria entre os dados de satélite e o modelo numérico ROMS, para os períodos de verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d) de 2012.....	61
Figura 25 – Raiz do erro médio quadrático sazonal de altimetria entre os dados de satélite e o modelo numérico ROMS, para os períodos de verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d) de 2012.....	62
Figura 26 - Energia Cinética Média (<i>Mean Kinetic Energy - MKE</i>) simulada para os períodos de verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d) de 2012.....	63
Figura 27 - Energia Cinética Turbulenta (<i>Eddy Kinetic Energy - EKE</i>) simulada para os períodos de verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d) de 2012.....	64
Figura 28 - Perfis transversais de temperatura pela profundidade observados (esquerda) e modelados (direita), ao longo dos transectos T1, T2 e T3. Os triângulos superiores indicam o número e a posição das estações de coleta oceanográficas.....	67
Figura 29 - Perfis transversais de temperatura pela profundidade observados (esquerda) e modelados (direita), ao longo dos transectos T4 e T5. Os triângulos superiores indicam o número e a posição das estações de coleta oceanográficas.....	68
Figura 30 - Perfis transversais de salinidade pela profundidade observados (esquerda) e modelados (direita), ao longo dos transectos T1, T2 e T3. Os triângulos superiores indicam o número e a posição das estações de coleta oceanográficas.....	69
Figura 31 - Perfis transversais de salinidade pela profundidade observados (esquerda) e modelados (direita), ao longo dos transectos T4 e T5. Os triângulos superiores indicam o número e a posição das estações de coleta oceanográficas.....	70
Figura 32 - Perfis transversais de <i>Sigma-T</i> pela profundidade observados (esquerda) e modelados (direita), ao longo dos transectos T1, T2 e T3. Os triângulos superiores indicam o número e a posição das estações de coleta oceanográficas.....	71
Figura 33 – Perfis transversais de <i>Sigma-T</i> pela profundidade observados (esquerda) e modelados (direita), ao longo dos transectos T4 e T5. Os triângulos superiores indicam o número e a posição das estações de coleta oceanográficas.....	72
Figura 34 – Perfis de velocidade de corrente ($m.s^{-1}$) simulados pelo ROMS para os transectos T1, T2 e T3 do cruzeiro ACEX/SIMTECO. Valores positivos (negativos) representam o sentido das correntes para o norte (sul).....	74

Figura 35 – Perfis de velocidade de corrente ($m.s^{-1}$) simulados pelo ROMS para os transectos T4 e T5 do cruzeiro ACEx/SIMTECO. Valores positivos (negativos) representam o sentido das correntes para o norte (sul).....	75
Figura 36 – Transporte médio mensal (Sv) simulado pelo modelo oceânico ROMS para o ano de 2012. Foram gerados 3 transectos nas altitudes de 27 °S, 30 °S e 33 °S sobre o núcleo da CB (acima) e na CCB (abaixo).....	77
Figura 37 – Mapas de pressão atmosférica (hPa) com campos vento em 1000 hPa ($m.s^{-1}$) e temperatura do ar em superfície (°C) obtidos através do CFSv2 (acima), modelados pelo COAWST (centro) e diferença entre eles (abaixo) durante o dia 12 de junho de 2012 às 18 h (UTC).....	80
Figura 38 – Mapas de pressão atmosférica (hPa) com campos vento em 1000 hPa ($m.s^{-1}$) e temperatura do ar em superfície (°C) obtidos através do CFSv2 (acima), modelados pelo COAWST (centro) e diferença entre eles (abaixo) durante o dia 14 de junho de 2012, 12h (UTC).....	82
Figura 39 – Mapas de pressão atmosférica (hPa) com campos vento em 1000 hPa ($m.s^{-1}$) obtidos através do CFSv2 (acima), modelados pelo COAWST (centro) e diferença entre eles (abaixo) durante os dias 15 (12h - UTC) e 16 (00h, 06h - UTC) de junho de 2012.....	83
Figura 40 – Mapas de pressão atmosférica (hPa) com campos vento em 1000 hPa ($m.s^{-1}$) obtidos através do CFSv2 (acima), modelados pelo COAWST (centro) e diferença entre eles (abaixo) durante os dias 16 (12h, 18h - UTC) e 17 (00h - UTC) de junho de 2012.....	84
Figura 41 – Mapas temperatura do ar em superfície (°C) obtidos através do CFSv2 (acima), modelados pelo COAWST (centro) e diferença entre eles (abaixo) durante os dias 15 (12h - UTC) e 16 (00h, 06h - UTC) de junho de 2012.....	85
Figura 42 – Mapas temperatura do ar em superfície (°C) obtidos através do CFSv2 (acima), modelados pelo COAWST (centro) e diferença entre eles (abaixo) durante os dias 16 (12h, 18h - UTC) e 17 (00h - UTC) de junho de 2012.....	86
Figura 43 – Mapas de pressão atmosférica (hPa) com campos vento em 1000 hPa ($m.s^{-1}$) e temperatura do ar em superfície (°C) obtidos através do CFSv2 (acima), modelados pelo COAWST (centro) e diferença entre eles (abaixo) durante o dia 18 (06h - UTC) de junho de 2012.....	87
Figura 44 – Mapas de pressão atmosférica (hPa) com campos vento em 1000 hPa ($m.s^{-1}$) e temperatura do ar em superfície (°C) obtidos através do CFSv2 (acima), modelados pelo COAWST (centro) e diferença entre eles (abaixo) durante o dia 19 (18h - UTC) de junho de 2012.....	89

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Sensores acoplados a torre micrometeorológica utilizados no Cruzeiro ACEx/SIMTECO. Fonte: Farias [2014].....36

Tabela 2 – Registro de lançamento das radiossondas por transecto de referência, número da radiossonda, latitude, longitude, data e hora do lançamento. Fonte: Farias [2014].....37

LISTA DE ABREVIATURAS

ACE_x - *Atlantic Ocean Carbon Experiment*
ACAS – Água Central do Atlântico Sul
AFWA - *Air Force Weather Agency*
ASAP – Águas Subantártica de Plataforma
ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASM – Altura da Superfície do Mar
ASTP – Água Subtropical de Plataforma
AVHRR - *Advanced Very High Resolution Radiometer*
CAPS - *Center of Analysis and Prediction of Storms*
CB – Corrente do Brasil
CBM - Confluência Brasil-Malvinas
CCB – Corrente Costeira do Brasil
CFSv2 - *Climate Forecast System Version 2*
CLA – Camada Limite Atmosférica
CLAM – Camada Limite Atmosférica Marinha
CLP – Camada Limite Planetária
CM - Corrente das Malvinas
CNB – Corrente Norte do Brasil
COAWST - *Coupled-Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment-Transport*
COARE - *Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment*
CP – Corrente da Patagônia
CSE – Corrente Sul Equatorial
CSTMS - *Community Sediment Transport Modeling*
CTD - *Conductivity, Temperature and Depth*
DDS - *Dudhia Shortwave Scheme*
EKE - *Eddy Kinetic Energy*
EMA - Erro Médio Absoluto
EQM – Erro Quadrático Médio
FAA - *Federal Aviation Administration*
FSL - *Forecast System Laboratory*
FSTP – Frente Subtropical de Plataforma
GSHHG - *Global Self-consistent, Hierarchical, High-Resolution Geography Database*
KFS - *Kain-Fritsch Scheme*
MCT - *Model Coupling Toolkit*
MKE - *Mean Kinetic Energy*
MMM - *Mesoscale and Microscale Meteorology*
MPI - *Message Passing Interface*
NCEI - *National Centers for Environmental Information*
NCAR - *National Center for Atmospheric Research*
NCDC - *National Climatic Data Center*
NCEP - *National Centers for Environmental Prediction*
NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*
NRL - *Naval Research Laboratory*
OISST - *Optimum Interpolation Sea Surface Temperature*
PRP – Pluma do Rio da Prata

PCSB – Plataforma Continental Sul Brasileira
REQM - Raiz do Erro Quadrático Médio
ROMS - *Coupled-Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment-Transport*
RLS - *RRTM Longwave Scheme*
SIMTECO - Sistema Integrado de Monitoramento do Tempo, do Clima e do Oceano
SWAN - *Simulating WAVes Nearshore*
SCRUM - *S-Coordinate Rutgers University Model*
TKE - *Eddy Kinetic Energy*
TSM – Temperatura da Superfície do Mar
UNLSM - *Unified Noah Land Surface Model*
UTC – Universal Coordinate Time
VHRR - *Very High Resolution Radiometer*
WDBII - *World Vector Shorelines*
WRF - *Weather Research and Forecasting*
WSM - *WRF Single Moment*
WPS - *WRF Preprocessing System*
WVS - *World Vector Shorelines*
XBT - *Expendable Bathythermograph*

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 - CIRCULAÇÃO NO OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE.....	3
1.2 - CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA NO OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE.....	8
1.3 - SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO A OCEANOGRAFIA.....	12
1.4 - MODELAGEM NUMÉRICA.....	14
2. OBJETIVOS.....	17
3. ÁREA DE ESTUDO.....	18
4. METODOLOGIA.....	19
4.1 - MODELAGEM NUMÉRICA.....	19
4.1.1 - Modelo Oceânico.....	21
4.1.2 - Modelo Atmosférico.....	23
4.1.3 - Experimento numérico com o ROMS.....	24
4.2 - DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO.....	27
4.3 - ANÁLISES ESTATÍSTICAS.....	29
4.4 - SIMULAÇÃO ACOPLADA.....	32
4.5 - DADOS COLETADO <i>IN SITU</i>	34
5. RESULTADOS.....	38
5.1 - MODELAGEM NUMÉRICA OCEÂNICA.....	38
5.1.1 - Caracterização das massas d'água e da Frente Subtropical de Plataforma.....	38
5.1.2 - Circulação oceânica superficial.....	46
5.1.3 - Análise comparativa modelo-sensoriamento remoto.....	53
5.1.4 - Energia Cinética Média e Energia Cinética Turbulenta.....	61
5.2 - MODELAGEM NUMÉRICA ACOPLADA OCEANO-ATMOSFERA.....	65
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	93
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	96
8. ANEXOS.....	110

1. INTRODUÇÃO

A plataforma continental sul brasileira é considerada uma das mais importantes e produtivas áreas de pesca do Brasil [Haimovici, 1997]. Nela são capturadas algumas das principais espécies de interesse comercial como a pescada *Cynoscion guatucupa*, corvina *Micropogonias furnieri*, castanha *Umbrina canosai*, merluza *Merluccius hubbsi*, anchova *Pomatomus saltatrix e Engraulis* [Krug & Haimovici, 1991] e a sardinha brasileira *Sardinella brasiliensis* que é considerada a espécie mais abundante nas águas ao sul do Brasil.

Ecologicamente, a abundância de espécies pesqueiras na região se deve a entrada de águas mais frias oriundas da Corrente da Patagônia (CP), Corrente das Malvinas (CM) e o aporte de nutrientes terrígenos das descargas do Rio da Prata e Lagoa dos Patos, que possibilitam uma maior produtividade primária e conseqüentemente um maior número de espécies de interesse pesqueiro/comercial [Haimovici, 1997]. Este sistema produtivo pesqueiro impulsiona a economia litorânea da região e serve de base para o desenvolvimento de alguns municípios como Rio Grande/Tramandaí – RS e Itajaí/Navegantes – SC. Logo, o desenvolvimento de ferramentas que simulem com eficácia a dinâmica oceânica desta região, poderá aprimorar ainda mais o desenvolvimento de novos estudos de caracterização trófica e ecológica desta área em especial.

A costa sul brasileira é descrita na literatura como a faixa litorânea que vai do Cabo de Santa Marta Grande até a barra do Chuí, caracterizada por uma morfologia de fundo bastante regular e uma plataforma continental longa com baixo grau de declividade (Figura 1). Na região do Cabo de Santa Marta Grande a plataforma continental atinge cerca de 110 km de comprimento, mais ao sul na região de Tramandaí ela sofre um alargamento para um máximo de 140 km, chegando a 170 km na barra de Rio Grande e terminando com 140 km em frente ao Arroio Chuí [Haimovici *et al.*, 2008]. As isóbatas são, em geral, paralelas à costa e a quebra de plataforma, geralmente entre 160 e 190 m, estabelece uma passagem suave entre a plataforma e o talude superior com gradiente pouco acentuado, de cerca de 20 m/km ou 1° [Zenbruscki *et al.*, 1972; Haimovici *et al.*, 2008]. Fora do Brasil, águas do litoral ao norte de 41°S, estão fortemente influenciadas pela pluma do Rio da Prata e seu perfil sazonal. Esta região apresenta, dentro da área de

estudo, a maior largura da plataforma continental, cerca de 450 km de extensão. Sua redução é gradativa à medida que nos aproximamos da barra do Chuí, apesar de sua declividade manter-se muito similar à do litoral sul brasileiro.

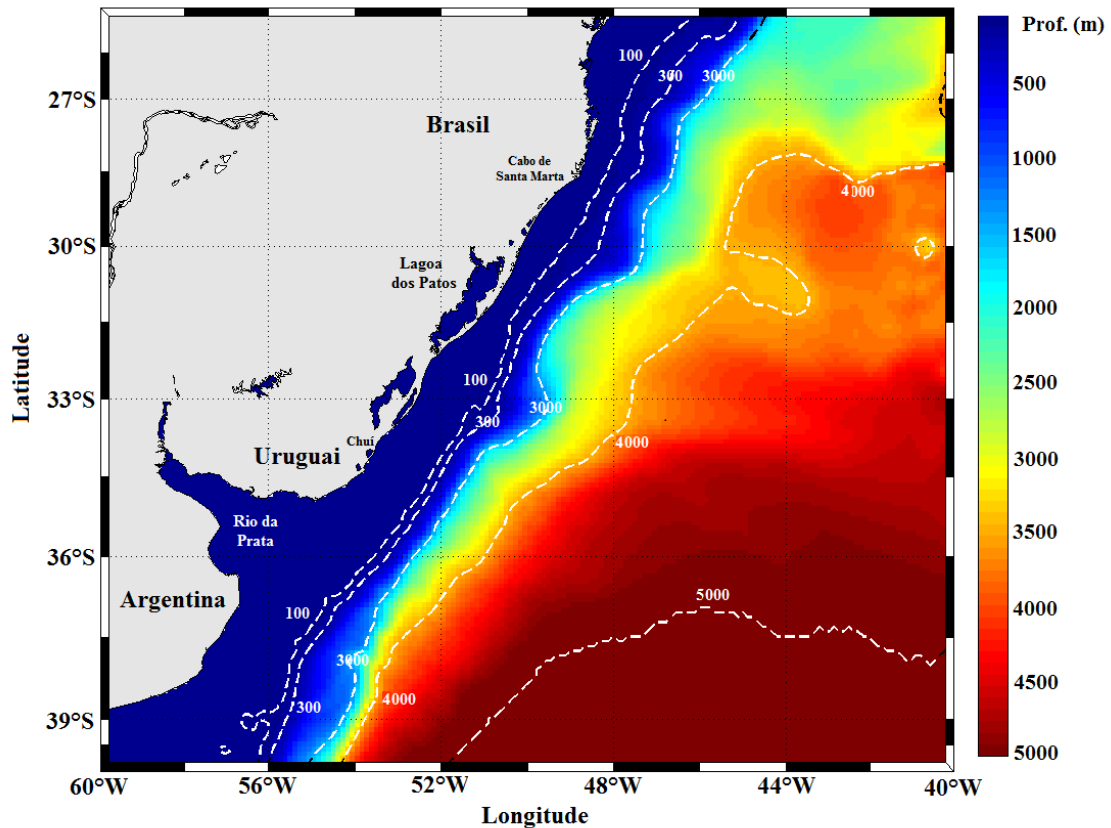


Figura 1 – Caracterização plataforma continental no oceano atlântico sudoeste através do mapa batimétrico de fundo, descrito em metros, extraído do sistema ETOPO2v2 (2-Minute Gridded Global Relief Data).

Ao longo da Plataforma Continental Sul Brasileira (PCSB) existem duas massas d'água predominantes: a Água Subantártica de Plataforma (ASAP), fria e de baixa salinidade, e a Água Subtropical de Plataforma (ASTP), quente e salina. Formadas a partir da plataforma continental patagônica e através da penetração lateral das águas tropicais da Corrente do Brasil (CB) sobre a plataforma, respectivamente. Responsável pela redução da salinidade e o intenso aporte de sedimentos terrígenos sobre a plataforma, os sistemas Prata e Patos/Mirim possuem papel importante na dinâmica desta região. Com descargas aproximadas de 24.000 e 2.000 m³/s [Matano *et al.*, 2014], respectivamente, a posição, profundidade e extensão destas plumas varia sazonalmente com o regime de chuvas e ventos [Möller *et al.*, 2008].

A escassa disponibilidade de dados e a logística necessária para caracterizar este ambiente com dados coletados *in situ*, aumentam a necessidade da utilização de outras ferramentas capazes representar a dinâmica da região. A fim de suprir esta carência, o presente trabalho utilizou um modelo acoplado oceano-atmosfera, conjuntamente com dados de sensoriamento remoto, para fornecer novas informações sobre o comportamento das principais massas d'água ao longo da costa sul brasileira e seu potencial impacto na camada limite atmosférica. De forma que possamos entender quais são as suas reais limitações, erros associados e restrições frente a outros dados, assim como o real impacto que o gradiente térmico sobre a plataforma executa sobre a camada limite atmosférica. A implementação de um modelo acoplado oceano-atmosfera para estudar a região, permitirá a avaliação comparativa entre trabalhos já publicados com dados coletados *in situ* e através de sensores remotos. Visto, o presente trabalho propõe estudar a variabilidade espaço temporal da Frente Subtropical de Plataforma e o impacto desta variabilidade sobre a camada limite atmosférica marinha, a partir de um modelo regional acoplado oceano-atmosfera.

1.1 - CIRCULAÇÃO NO OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE

A circulação oceânica na costa leste brasileira é caracterizada pelas correntes de contorno oeste, oriundas do giro subtropical do oceano Atlântico Sul (Figura 2). A camada superficial desta região é composta pela Corrente do Brasil (CB) que se origina a cerca de 10 °S, onde o braço mais ao sul da Corrente Sul Equatorial (CSE) se bifurca formando, também, a Corrente do Norte do Brasil (CNB) [Stramma *et al.*, 1990; Silveira, *et al.*, 2000; Wienders *et al.*, 2000]. Em um estudo Evans & Signorini [1985] utilizaram perfiladores de corrente para observar o fluxo na direção Norte-Sul da Corrente do Brasil, evidenciando a sua ramificação na região e constatando a passagem desta por regiões mais afastadas da costa. O litoral sudeste brasileiro consiste na região com o maior número de trabalhos científicos sobre a dinâmica da CB quando comparado as demais regiões da nossa costa [Schmid *et al.*, 1995; Lima, 1997; Velhote, 1998; Campos *et al.*, 2000; Fernandes, 2001; Silveira *et al.*, 2004; Godoi, 2005; Calado, 2006; Mattos, 2006; Silveira *et al.*, 2006; Silveira *et al.*, 2008; Fernandes *et al.*, 2009; Lima, 2011; Pimentel, 2012].

As correntes de contorno oeste são caracterizadas por fluxos intensos, estreitos e bem definidos que fluem ao longo das margens continentais. A CB é uma corrente de

contorno oeste altamente baroclínica (25 a 40 Sv), porém não tão rápida se comparada a Corrente das Malvinas ou sua correspondente no Hemisfério Norte a Corrente do Golfo. Com sentido inverso à Corrente do Brasil, a Corrente das Malvinas é uma corrente rápida, barotrópica e formada a partir de um braço da Corrente Circumpolar Antártica que se desloca para o norte paralelo à quebra de Plataforma Argentina, até aproximadamente 38° S [Matano *et al.*, 2010]. Esta corrente se desloca em direção ao norte, onde encontra a CB na região chamada Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Na CBM os menores valores de temperatura são registrados nos meses de junho e junho (inverno austral), chegando em média a 8 °C sobre a CM, enquanto valores máximos de temperatura da superfície do mar (TSM) podem chegar a 25 °C no núcleo da CB durante o verão [Goni *et al.*, 1996]. Devido ao elevado transporte da Corrente da Malvinas, o impacto da descarga continental do Rio da Prata não é significativo nas regiões externas à plataforma continental e a salinidade destas águas é, em geral, da ordem de 33,75 ou superior [Deacon, 1933; Sievers & Nowlin, 1984; Piola & Gordon, 1989]. Outros autores, como Olson *et al* [1988]; Gordon [1989]; Matano *et al.* [1993]; Bianchi & Garzoli [1997]; Piola *et al.* [2000]; Wainer *et al.* [2000]; Saraceno *et al.* [2004] estudaram a região do Oceano Atlântico Sudoeste para o estudo e caracterização das correntes do Brasil e Malvinas.

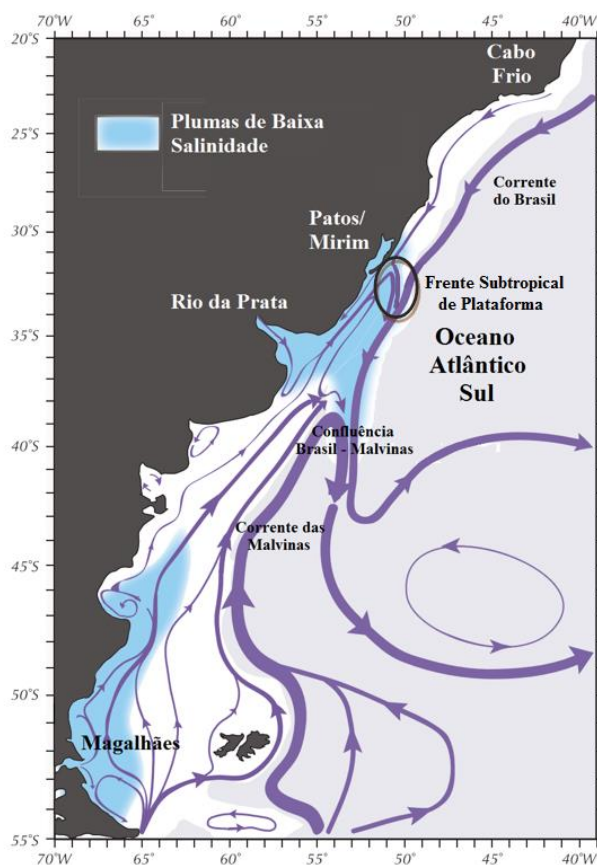


Figura 2 – Representação da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste com as principais correntes superficiais (roxo). Em azul são representadas as águas de baixa salinidade da Pluma do Rio da Prata e do Estreito de Magalhães ($S < 33,5$). A Frente Subtropical de Plataforma esta destacada sobre o círculo preto. Fonte: Adaptado de Strub *et al.* [2015].

A circulação de plataforma (Figura 3) na região consiste basicamente de um fluxo de águas frias vindas do sul em direção ao norte, oriundas da ASAP, e um fluxo de águas quentes do norte em direção ao sul da ASTP que é alimentada pela CB [Piola *et al.*, 2000; Palma *et al.*, 2008]. O encontro destas águas, próximo a 33 °S, forma a Frente Subtropical de Plataforma (FSTP) que alimentada pelas águas do Prata ocupa toda a região na altura da confluência Brasil-Malvinas. A FSTP divide a plataforma sudoeste atlântica em uma porção norte, quente e salina formada por águas tropicais, e uma porção sul, fria e pouco salina originada por águas subantárticas [Piola *et al.*, 2000].

A PCSB é considerada uma área ainda pouco estudada, devido a complexa logística para obtenção de dados *in situ*, inúmeras questões associadas a dinâmica desta região ainda precisam ser respondidas. Möller *et al.* [2008] descreveram a caracterização oceanográfica das águas da PCSB através de dados obtidos por dois cruzeiros oceanográficos realizados nos períodos de agosto de 2003 e fevereiro de 2004. Seu objetivo era aprofundar os conhecimentos sobre a dinâmica e os mecanismos que regem esta região durante os períodos de verão e inverno. Pimenta *et al.* [2005] e Matano *et al.* [2014] utilizaram a PCSB para analisar a variabilidade termohalina da região, assim como os impactos da PRP na plataforma continental.

As águas da plataforma continental têm características termohalinas diferentes da Corrente das Malvinas e o fluxo sobre ela é substancialmente menor (10 a 15 % daquelas). Piola & Rivas [1997] não consideram que ao fluxo de água sobre a plataforma continental Argentina seja a CM, mas sim a chamada ASAP. A ASAP preenche grande parte da plataforma continental na região dos 40°S com salinidade superior a 33,4 [Guerrero & Piola, 1997]. Embora haja evidências de que as águas da CB penetrem sobre a plataforma, através de processos de difusão turbulenta, a corrente da Malvinas não apresenta qualquer registro de sua penetração sob a porção norte da plataforma patagônica [Piola *et al.*, 2008, Matano *et al.*, 2010]. Na região entre Cabo Frio e o Cabo de Santa Marta, a circulação interior de plataforma é regida basicamente por ação do vento, enquanto que as regiões médias e externas estão sob maior influência da CB [Palma & Matano, 2009; Matano *et al.*, 2010].

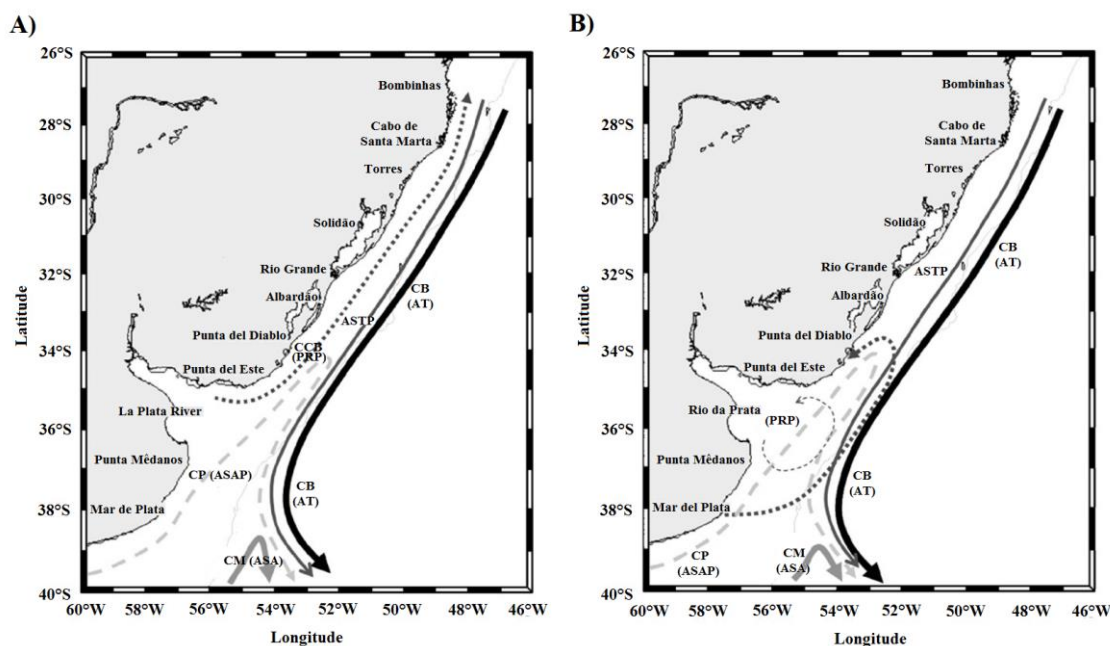


Figura 3 - Representação das correntes massas d'água sobre a PCSB durante os períodos de (A) inverno e (B) verão. Fonte: Adaptado de Möller *et al.* [2008].

A mistura da ASAP e da Pluma do Rio da Prata (PRP) formam sobre a região uma corrente, de caráter fortemente sazonal, chamada Corrente Costeira do Brasil (CCB). Esta corrente é regida pelo regime local de ventos e a vazão de descarga dos sistemas hídricos do Prata e Patos, criando um perfil termohalino que faz com que a corrente apresente uma característica única sobre a plataforma continental sul brasileira e uruguaia.

Souza & Robinson [2004] utilizaram imagens de alta resolução do sensor Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) para descrever a temperatura, velocidade, energia e oscilações presentes nesta corrente costeira. Foi diagnosticado que a CCB não é apenas alimentada pelas águas frias da região da Confluência Brasil-Malvinas, mas também por meio de processos de mistura lateral com a ASTP e CB. Souza & Robinson [2004] descrevem ainda que a intrusão de águas frias transportados pela CCB é um fenômeno sazonal recorrente que ocorre na plataforma continental brasileira até aproximadamente 24 °S, durante os meses de junho a outubro de cada ano. A corrente segue para norte paralela à costa pelo lado oeste da plataforma continental sul brasileira, até o limite da isóbata de 200 m.

Segundo Piola *et al.* [2005] a descarga do Rio da Prata aporta, em média, 22.000 m³/s de água doce na plataforma continental do oceano Atlântico Sudoeste, criando assim uma pluma superficial de larga escala que no inverno estende-se até 1.000 km além da

sua foz. [Piola *et al.*, 2000]. Durante os meses de primavera e verão, a pluma sofre um processo de retração devido a menor vazão e a ação regional dos ventos predominantes de Nordeste [Guerrero *et al.*, 1997; Framiñan *et al.*, 1999; Piola *et al.*, 2000].

Autores como Ciotti *et al.* [1995], Castello *et al.* [1990], Muelbert & Sinque [1996] e Sunyé & Servain [1998] defendem que estas variações sazonais da pluma do Prata, induzem um grande impacto sobre o ecossistema de plataforma. A evidência mais óbvia deste bombeamento de nutrientes é o elevado nível de atividade biológica encontrada na região Patagônica [Csirke, 1987; Brandhorst & Castello, 1971; Lutz & Carreto, 1991; Sabatini *et al.*, 2004, Matano *et al.*, 2010]. A influência desta descarga na região costeira, representa um importante vetor de transferência de carbono do continente para o oceano [Degens *et al.*, 1991; Piola *et al.*, 2005], sendo a região considerada um forte absorvedor de carbono da atmosfera [Bianchi *et al.*, 2009]. Apesar de sua importância, no entanto, existem poucas informações sobre o destino da pluma do Prata depois de ser inserida na PCSB [Piola *et al.*, 2005], assim como qual o real impacto que estas águas com menor salinidade exercem sobre camada limite atmosfera ao serem transportada para norte a Corrente Costeira do Brasil.

O comportamento sazonal da FSTP já foi descrito por alguns autores como Piola & Rivas [1997], Pimenta *et al.* [2005], Möller *et al.* [2008], entre outros. Entretanto, a importância desta oscilação sazonal sobre o clima na região sul do Brasil ainda não foi amplamente abordada. Existe uma relação entre o regime de precipitação e a descarga do sistema hídrico do Prata, associada ao fenômeno El Niño Oscilação Sul, que impacta diretamente nas correntes atuantes nos litorais do Uruguai e sul do Brasil [Ciotti *et al.*, 1995; Diaz *et al.*, 1998; Grimm *et al.*, 1998, Souza *et al.*, 2000].

Pezzi *et al.* [2016] iniciaram um importante trabalho que descreve os impactos da variabilidade de TSM na Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM) sobre a PCSB, a partir de dados coletados *in situ*. Considerados absorvedores de CO₂ atmosférico, os oceanos têm papel fundamental na regulação térmica do nosso planeta. Estimativas capazes de analisar o fluxo líquido entre a interface ar-mar são cruciais para entender o destino do CO₂ emitido na atmosfera da Terra [Broecker & Peng, 1982; Tans *et al.*, 1990; Takahashi *et al.*, 1997, Bianchi, 2009]. A baixa profundidade e o intenso aporte fluvial com elementos alóctones, fazem da plataforma continental uma importante região do ciclo global do carbono [Chen *et al.*, 2004]. Logo o estudo dinâmico das componentes físico-químicas e biológicas desta região oceânica é considerado de fundamental

importância, porém os altos custos envolvidos e a complexa logística para aquisição dos dados, comprometem a aquisição de uma quantidade significativa de dados.

1.2 - CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA NO OCEANO ATÂNTICO SUDOESTE

Sobre o oceano atlântico sudoeste, próximo a 30 °S, existe um grande centro de alta pressão associado à Célula de Hadley chamado Alta Subtropical Atlântico Sul (ASAS). Este fenômeno varia sazonalmente e influencia diretamente o clima nas regiões sul e sudeste do Brasil durante os períodos de inverno e verão. No inverno, a ASAS pode inibir o avanço de frentes e causar inversão térmica nos principais centros urbanos das regiões sudeste e sul [Bastos & Ferreira, 2000]. Existe uma ligação entre as anomalias de TSM e a precipitação no oceano atlântico sudoeste, que é intensificada durante os períodos de outubro-dezembro e abril-julho [Diaz *et al.*, 1998]. A formação de frentes frias depende da presença de um gradiente horizontal de temperatura, que tende a ser mais intenso durante o inverno devido a frequente aproximação de massas de ar polar na região (Lupo *et al.*, 2001).

O perfil sazonal de ventos no Oceano Atlântico Sudoeste está fortemente associado a variação latitudinal da ASAS. Segundo Degola [2013], no verão a pressão central diminui e a ASAS se desloca para leste em latitude maiores (Figura 4A); na costa sul brasileira o regime de ventos predominantes é de Norte-Nordeste com intensidade fraca a moderada. Durante os meses de inverno é observado um aumento na pressão central da ASAS, com um leve deslocamento para menores latitudes (Figura 4B). Quando a ASAS se encontra deslocado para oeste (leste) da sua posição climatológica, são observados ventos mais intensos (fracos) em todo o nordeste do Brasil e temperaturas mais elevadas (baixas) na Região Sul e na parte sul da Região Sudeste do Brasil.

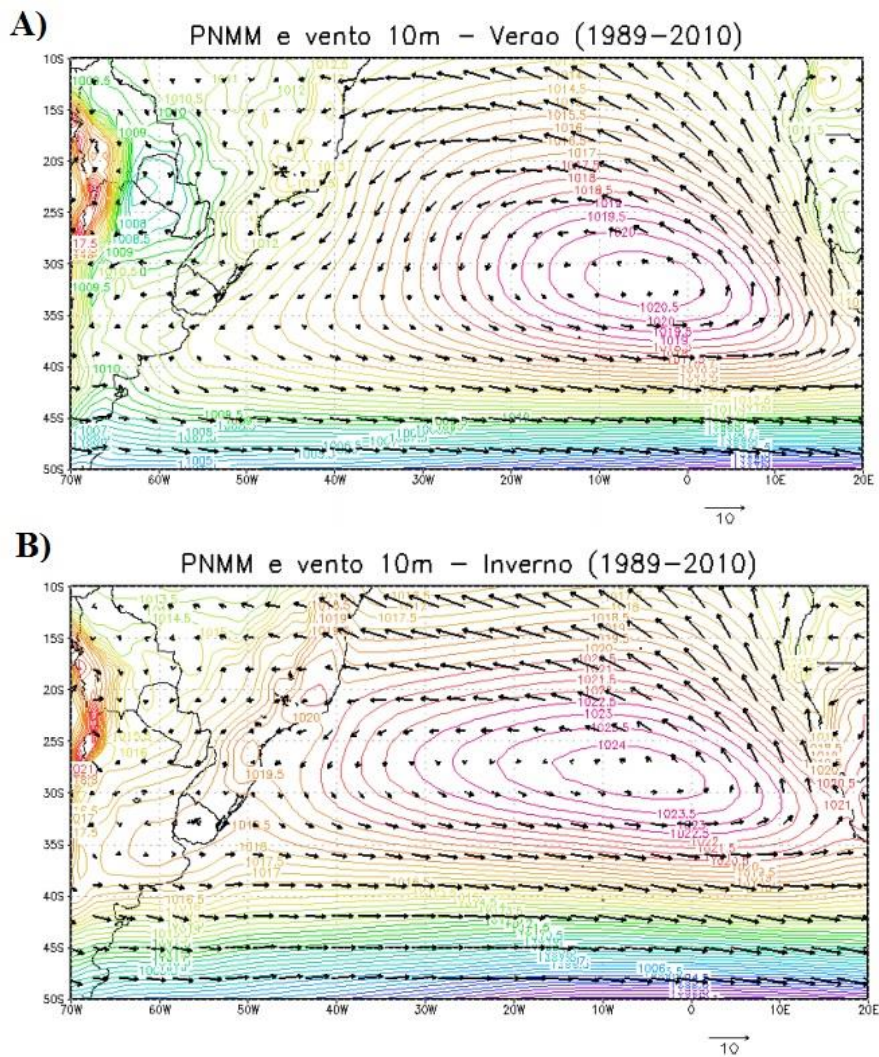


Figura 4 - Perfil sazonal médio da ASAS dos períodos de verão (A) e inverno (B) de 1989-2010 para as variáveis da Pressão ao Nível Médio do Mar - PNMM (hPa) e vento a 10m ($m.s^{-1}$). Fonte: Degola [2013].

A região de interface da atmosfera com a superfície terrestre é denominada camada limite atmosférica (CLA) e tem seu tamanho variável [Foken, 2008]. Segundo Chelton *et al.* [2001] a modulação do vento é considerada o principal mecanismo para explicar o impacto das anomalias de TSM na estabilidade da camada limite atmosférica sobre o oceano.

O contraste termohalino entre as distintas massas d'água no Oceano Atlântico é um dos fatores responsáveis pela geração de frentes oceanográficas em meso e larga escala [Acevedo *et al.*, 2010]. Estudos sobre a interação de frentes oceânicas com a atmosfera ainda são pouco compreendidos, um exemplo é a região da CBM no oceano atlântico sudoeste [Pezzi *et al.*, 2005]. Tokinaga *et al.* [2005] descreveram, a partir de dados *in situ* e de satélite, os efeitos do vento na camada limite atmosférica sobre a região

da CBM onde, segundo os autores, os dados de satélite mostraram ventos superficiais mais intensos sobre a CB e menos intensos sobre a CM. Wallace *et al.* [1989] sugerem que a ação de ventos sobre a superfície do mar quente causa a desestabilização da camada limite atmosférica, impulsionando o ar de grandes altitudes para a superfície.

O acoplamento oceano-atmosfera em médias latitudes, sob um regime de ventos fortes, ocorre principalmente devido à alteração das condições de mistura turbulenta correspondente a força de *Coriolis* desequilibrada perto da frente térmica [Camargo *et al.*, 2013]. A temperatura superficial do oceano é capaz de influenciar a variação de temperatura do ar acima dela e, conseqüentemente, causar instabilidade dos níveis de pressão à superfície, por meio do balanço hidrostático. Este processo move o vento superficial em direção a valores de pressão mais baixa [Camargo *et al.*, 2013]. Os fluxos no oceano podem afetar a estrutura termodinâmica da atmosfera, assim como influenciar a distribuição de massas d'água e o transporte vertical de calor no oceano [Acevedo *et al.*, 2010]. Pezzi *et al.* [2005], estudando a região da CBM no Oceano Atlântico Sudoeste, sugerem que na ausência de sistemas atmosféricos de grande escala, a frente oceanográfica entre a CB e a CM é quem modula a camada limite atmosférica marinha (CLAM) na escala atmosférica sinótica.

A região sul brasileira é constantemente afetada pela passagem, formação e intensificação de frentes atmosféricas. Estes sistemas meteorológicos transientes são característicos de médias latitudes e atuam sobre todo o litoral sul do Brasil. Sistemas frontais deslocam-se sobre esta região alterando os campos de temperatura, pressão, vento, entre outras variáveis atmosféricas [Wallace & Hobbs, 1977]. Próximo à costa a passagem destes sistemas altera os campos de superfície livre do mar, TSM e regime de ondas. Os principais agentes causadores dos processos de alteração da linha de costa são ação dos ventos, ondas e a variação do nível médio do mar. Muitas áreas costeiras estão em estado de risco devido a ações naturais e/ou antrópicas. Fenômenos como retração da linha de costa e grandes enchentes são ocasionados por grandes tempestades, aumento do nível do mar e furacões [Ferreira *et al.*, 2006], ou seja, estão diretamente associados a eventos atmosféricos.

Hoskins & Hodge [2005] realizaram uma análise de rastreamento de *storm tracks* em regiões de médias e altas latitudes, com sistemas móveis (mais de 1.000 km) de até 2 dias de duração, através de 45 anos de dados de reanálise ERA40 do *European Center for Medium Range Weather Forecast* (ECMWF). Este trabalho evidenciou através de

dados globais que a principal região de atividade das *storm tracks* está concentrada nos oceanos Atlântico e Índico, durante todas as estações do ano (Figura 5).

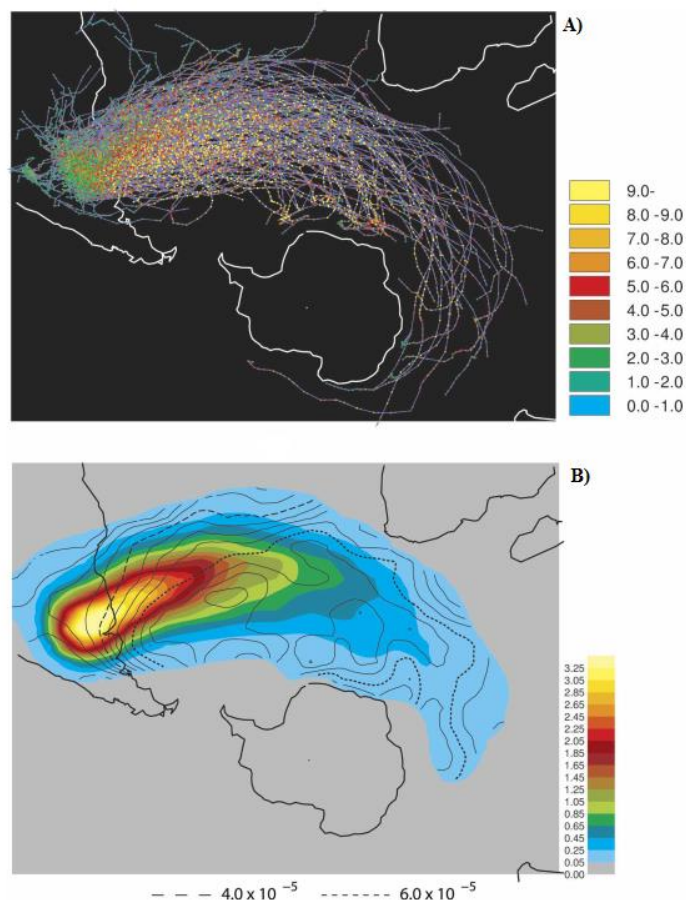


Figura 5 – A) Trajetória de todos os ciclones identificados na região de ciclogênese a 30°S, próximo a América do Sul. Os pontos coloridos indicam a intensidade a cada 6 horas de passo de tempo em unidades de $10^{-5} \cdot s^{-1}$. B) Frequência de ciclones por mês por número de área. Fonte: Hoskins & Hodges [2005].

Fenômenos de ciclogênese explosiva, próximo ao litoral sul brasileiro, são os principais causadores da ressaca na costa. A ocorrência destes fenômenos na região acontece durante todo o ano, porém com maior frequência nos meses de inverno. A principal forma de transferência de energia da atmosfera para o oceano é pelo atrito do vento sobre a superfície do mar, que associado a força de coriolis e o giro oceânico de mesoescala, causam o acúmulo de água na zona costeira [Pugh, 1987]. Conhecer os padrões sinóticos responsáveis por gerar estes fenômenos intensos sobre o litoral, pode ajudar a identificarmos os sintomas de sua ocorrência, assim como, ajustar os modelos numéricos para simular este fenômeno e até prever sua ocorrência.

1.3 - SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO À OCEANOGRAFIA

O primeiro sensor a bordo de um satélite destinado a analisar as radiações emitidas pelo oceano foi o *Coastal Zone Color Scanner* (CZCS), lançado pela NASA em 1978. Seus objetivos eram ainda modestos: medir a radiação emitida pela água do mar em um número limitado de bandas, a fim de inferir concentrações de pigmentos fitoplantônicos nas camadas superficiais do oceano [IOCCG, 2000]. Deste então, os sensores remotos destinados a estudar os oceanos foram altamente modernizados, com um aumento no número de bandas destinadas a análise de diversas outras variáveis oceânicas.

A restrita disponibilidade de dados *in situ* dos principais parâmetros oceânicos e atmosféricos nos leva a uma constante busca por novas fontes de dados capazes de amostrar grande áreas, por longos períodos de tempo. Dentre estas fontes, estão os dados de sensoriamento remoto, modelos numéricos, reanálises, redes de monitoramento global etc. Segundo Robinson [2004] grande parte dos parâmetros oceânicos são passíveis de serem coletados através de plataformas remotas, através da identificação de quatro parâmetros principais: Cor, temperatura, rugosidade e altura da superfície livre do mar.

A limitação de dados contínuos no tempo impede que possamos compreender o comportamento anual das principais massas d'água do oceano, assim como seus impactos sobre os ciclos biogeoquímicos do oceano e sobre a atmosfera imediatamente acima. Dentre as principais vantagens da utilização de dados de sensoriamento remoto estão a alta resolução espaço-temporal e séries temporais longas através de um baixo custo ao usuário se comparado a aquisição de dados convencionais de oceanografia [Robinson, 1985].

O constante avanço dos programas espaciais durante os últimos 30 anos, aumentou consideravelmente o número de plataformas destinadas a obter informações sobre as principais variáveis oceânicas de superfície. O sensoriamento remoto possibilita a amostragem de grandes áreas por longos períodos de tempo, gerando séries históricas de dados através de inúmeras plataformas em diferentes resoluções espaciais, temporais e radiométricas [Souza, 2009]. A resolução espaço-temporal varia amplamente, sendo capaz de englobar grandes bacias oceânicas, águas costeiras até corpos lacustres menores. As vantagens da utilização do sensoriamento remoto na oceanografia vão muito além da resolução espacial e temporal dos dados, sendo capaz de registrar variáveis físico-químicas tanto no oceano quanto na atmosfera.

O oceano irradia energia em comprimentos de onda longos, devido à temperatura média superficial variar de 0 a 30 °C. Apenas a camada milimétrica da interface ar-mar é responsável pelo fluxo da energia emitida pelo oceano para a atmosfera. Esta camada é conhecida na oceanografia como temperatura de pele da água. Mesmo representando uma fina camada, ela possui papel fundamental na validação de modelos acoplados oceano-atmosfera, uma vez que nela se encontram diversos processos de troca de gás e calor [Souza *et al.*, 2009]. Vários estudos têm investigado a importância da variabilidade de TSM no oceano Atlântico Sul associado ao clima [Venegas *et al.*, 1997; Aceituno, 1988; Diaz *et al.*, 1998; Paegle & Mo, 2002; Teixeira, 2009].

A utilização de sensores orbitais para a aquisição de parâmetros oceanográficos permite analisarmos regiões com dimensões impossíveis de serem observadas em campo, assim como criar séries temporais de dados [Souza *et al.*, 2009]. A variabilidade dos campos de TSM, ao longo das escalas espacial e temporal, é controlada principalmente pela distribuição sazonal da radiação solar. Componentes externos como vento sobre o oceano, vazão de rios e correntes de oceânicas também impõem variabilidade significativa no campo de TSM [Teixeira, 2009]. Alguns pesquisadores também propõem *feedbacks* positivos entre a TSM e a circulação atmosférica em escalas de tempo interdecadais [Deser & Blackmon 1993; Latif & Barnett 1994; Venegas *et al.*, 1997].

Associada à troca direta de calor entre oceano e a atmosfera, a TSM atua também como um indicador da distribuição de uma grande variedade de espécies marinhas. A grande restrição na estimativa deste parâmetro por meio de sensores orbitais está associada a cobertura de nuvens. De acordo com Paltridge & Platt [1976], a superfície da Terra tem um percentual maior que 50 % de cobertura de nuvens, sendo que este parâmetro pode ser determinante para estudos que utilizam sensoriamento remoto. Os principais sensores que permitem a obtenção de dados de TSM utilizam a janela atmosférica do espectro eletromagnético entre 10 μm a 12 μm , aproximadamente.

Segundo Olson *et al.* [1988], a alta variabilidade espacial e o gradiente térmico de regiões como a Confluência Brasil-Malvinas, no Oceano Atlântico Sudoeste, caracterizam áreas ideais para estudos de mesoescala a partir de sensoriamento remoto. Os autores utilizam uma série temporal de dados do sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) para caracterizar o tempo de separação entre as correntes do Brasil e das Malvinas. Desenvolvido pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) e operado a partir de satélites de órbita polar, os sensores da

série AVHRR surgiram nos anos 1970, a partir do sensor *Very High Resolution Radiometer* (VHRR). Desenvolvido inicialmente para estudos de alta resolução da superfície dos oceanos, a atual geração do AVHRR evoluiu para um sistema de coleta de dados com uma vasta gama de aplicações em meteorologia, climatologia, oceanografia e estudo da superfície terrestre. O sensor AVHRR é um provedor de imagens diárias global a partir de dois satélites de órbita polar. Seus dados são calibrados e disponibilizados livremente pela NOAA [Hastings & Emery, 1992].

O cálculo da altura da superfície do mar através de sensores orbitais é realizado através da altimetria por satélites. Os altímetros medem a distância entre o satélite e a superfície do oceano, com objetivo de determinar as elevações e depressões presentes no oceano, caracterizando assim a topografia dinâmica oceânica [Mata, 1996]. Os altímetros podem ainda gerar informações sobre altura de ondas, velocidade do vento e superfícies geopotenciais [Cracknell, 1982; Stewart, 1985; Saltzman, 1985]. A estimativa da altura da superfície do mar é dada através da emissão de pulsos na faixa de micro-ondas em direção à superfície do oceano. A leitura do sinal refletido é feita e, posteriormente, é calculada a diferença entre o sinal transmitido e o recebido. Ao fim subtrai-se a altitude do satélite (*H_{sat}*) com base em um elipsoide de referência (geoide). Os dados de altimetria obtidos a partir de sensores remotos são registrados como a variação do nível do mar em relação ao geoide. Esta variação é chamada de topografia dinâmica do oceano, cujos valores são de extrema importância para os estudos de circulação geostrófica, vórtices e outros fenômenos oceânicos.

A altimetria é usualmente utilizada no estudo de regiões oceânicas de intensa atividade energética e variabilidade espaço temporal. A região sudoeste do oceano atlântico é considerada uma das áreas mais energéticas do globo, seja pela CBM ou FSTP [Mata, 1996]. Os dados altimétricos utilizados são provenientes do *Global Ocean - Multi Altimeter Satellite Gridded Sea Surface Heights* do Serviço de Monitoramento do Ambiente Marinho da Comissão Europeia. Com um tempo médio de vinte anos de dados e uma resolução de $1/4^\circ$, os pacotes de missões são homogeneizados em relação a uma missão de referência, atualmente a Jason-2.

1.4 - MODELAGEM NUMÉRICA

A modelagem numérica é hoje uma das principais ferramentas utilizadas para a caracterização e o entendimento dos processos naturais do nosso planeta [Kantha and

Clayson, 2000]. Modelos numéricos são considerados ferramenta fundamental no estudo de eventos atmosféricos e oceânicos, apresentando bons resultados na simulação de fenômenos de pequena, média e larga escala. Os modelos numéricos podem ainda ser utilizados em estudos de engenharia costeira como portos, estruturas de contenção e alargamento praial, dragagens, lançamento de efluentes urbanos, etc. [Oliveira, 2011].

O crescente interesse da comunidade científica no estudo dos processos de interação entre o oceano e a atmosfera faz com que número de trabalhos utilizando modelos numéricos acoplados seja cada vez maior [Federov, 2007]. O acoplamento de modelos, por exemplo, entre um modelo regional atmosférico e um modelo de regional oceânico, consiste basicamente em rodar os dois modelos de forma simultânea, na condição de que exista uma interação direta entre os modelos. Inicialmente, a partir de arquivos com as condições iniciais de forçantes e contorno, um dos modelos é processado por um determinado período de tempo. Através das saídas deste primeiro modelo, o outro modelo é alimentado, gerando um dado subsequente para o mesmo período de tempo. Desta mesma forma, forçamos novamente o primeiro modelo com as saídas do segundo modelo, criando um sistema de retroalimentação e interação direta entre as variáveis dos modelos [Zambon, 2009].

Na modelagem, uma necessidade básica é o desenvolvimento de uma grade que possa abranger toda a área de interesse do estudo, com uma resolução suficientemente capaz de representar os processos oceânicos e atmosféricos a serem analisados, por exemplo. Deve-se atingir um grau de equilíbrio entre a capacidade computacional existente e o detalhamento máximo possível da região para que o processo de interesse possa ser simulado. O aumento da resolução espacial do modelo, somado ao acréscimo de funções e variáveis a serem analisadas, tende a aumentar o tempo de processamento e diminui a capacidade de interpretação do modelo. Este ponto de equilíbrio é difícil de ser estabelecido sem experiência prévia dos sistemas operacionais ou testes piloto [Oliveira, 2011].

Os processos de interação oceano-atmosfera ocorrem através da troca de energia existente entre esses meios [Harding & Jochum, 1995]. Fenômenos oceanográficos localizados, como as ressurgências, por exemplo, são tipicamente associados às massas d'água, ao regime de ventos e à geometria da costa, resultando em processos de troca de energia entre os sistemas que podem retroalimentar o processo. A escala temporal e o

grau de interação podem variar de diário, sazonal e até escalas maiores. Apesar do relativo conhecimento os processos de interação oceano-atmosfera, muitos trabalhos ainda buscam identificar quais os processos de interação e suas respectivas escalas ocorrem entre o oceano e a atmosfera. [Dickinson *et al.*, 2000].

O estudo do acoplamento entre a atmosfera e o oceano a partir de ferramentas numéricas tornou-se usual somente nas últimas duas décadas. Parte disto se deve à dificuldade em acoplar estes componentes, associada à diferença de escalas temporais e espaciais que envolvem os processos físicos de cada subsistema. Um exemplo é o fato de que o acoplamento entre o oceano e atmosfera é extremamente dependente da latitude. Nos trópicos, esses sistemas estão fortemente associados, especialmente pelo forçamento através da TSM [Battisti, 1988; Zebiak, 1993; Neelin *et al.*, 1991; Nobre & Shukla, 1996; entre outros]. Em latitudes médias, o acoplamento tende a ser mais fraco devido, principalmente, à transferência de momento [Saravanan, 1998]. Nas altas latitudes, o acoplamento torna-se novamente forte devido, principalmente, ao efeito da salinidade (densidade), que está envolvida na formação das águas profundas dos oceanos [Dong & Sutton, 2002].

Bye [1996] explora em seu artigo a base do acoplamento entre modelos oceânicos e atmosféricos, assim como seu papel no estudo do clima. A aplicação destes princípios levou à construção e implementação de grupos de modelos de circulação geral acoplada, cujas demandas estão difundidas em muitos ramos diferentes da oceanografia e meteorologia. Segundo Federov [2007], os modelos capazes de acoplar o oceano e a atmosfera são fundamentais para o conhecimento dos padrões de temperatura global e as propriedades dos diferentes modos de variabilidade climática, como o aquecimento global.

Logo, a seleção de um modelo numérico implica na escolha de quais serão os processos que deverão ser representados e quais variáveis que deverão ser utilizadas nesta representação. Estes fatores irão influenciar na escolha da escala de tempo em que os processos serão modelados, assim como, qual a resolução espacial máxima possível. Finalmente, a aplicação de um modelo numérico regional acoplado, para a região da PCSB, representa uma nova abordagem científica para o estudo da variabilidade espaço-temporal das principais variáveis ambientais nesta região.

2. OBJETIVOS

Geral

- Caracterizar a variabilidade espacial e temporal da Frente Subtropical de Plataforma sobre a Plataforma Continental Sul do Brasil, durante o ano de 2012 e seu impacto sobre a camada limite atmosférica marinha durante 10 dias do mês de junho de 2012.

Específicos

- Testar diferentes condições iniciais e de contorno para inicialização dos modelos numéricos oceânico e atmosférico e ajustar as parametrizações necessárias para realizar as simulações;
- Validar os dados de saídas da componente oceânica do COAWST através de observações in situ e de sensores remotos radiométricos e altimétricos;
- Validar os dados de saídas da componente atmosférica do COAWST, através de observações in situ e dados de reanálise atmosféricas.

3. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo (Figura 6) compreende a região costeira e oceano profundo do oceano atlântico sudoeste entre sul do Brasil e o nordeste da Argentina. O domínio das grades de simulação numérica compreende a área entre 25-40 °S e 40-60 °W. Esta região foi escolhida por compreender a área de atuação do cruzeiro oceanográfico ACEx/SIMTECO, o qual os dados foram utilizados na elaboração deste trabalho.

Os transectos de coleta do Cruzeiro ACEx/SIMTECO cruzam a costa sul brasileira região sobre a plataforma continental e parte do talude até a profundidade limite de 500 a 600 m. A grade escolhida para a realização das simulações numéricas compreende a área onde o cruzeiro ACEx/SIMTECO coletou seus dados, acrescida da região de influência direta da descarga do Rio da Prata, CCB, CB e CM.

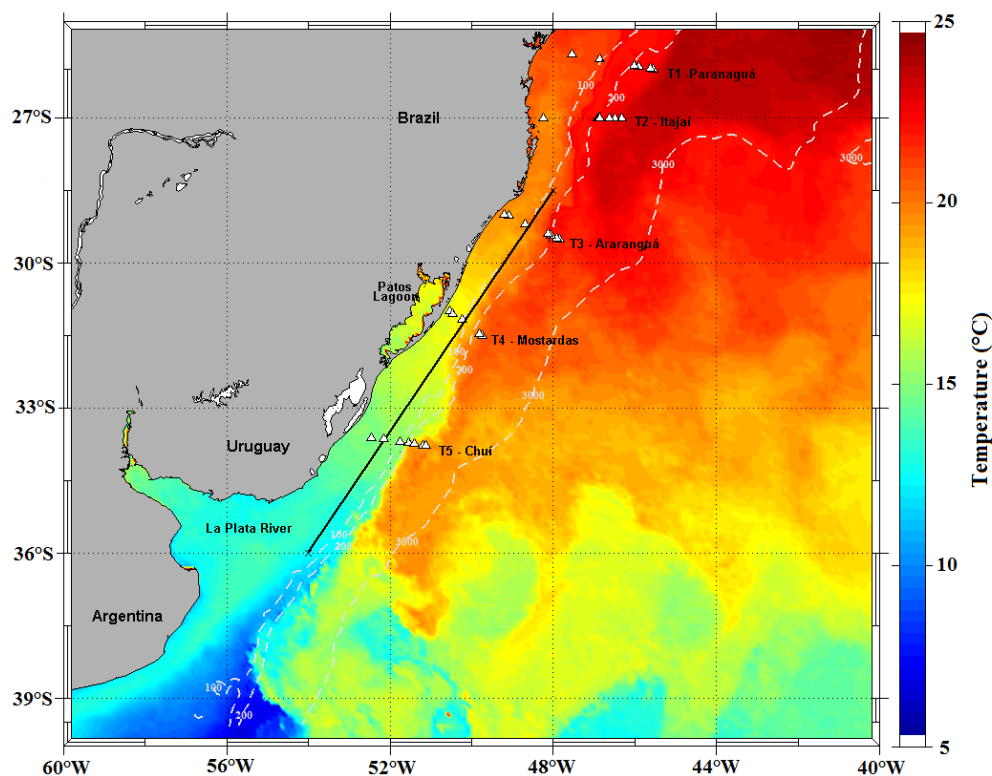


Figura 6 - Área de estudo representada sobre uma imagem com a média mensal de TSM para o mês de junho de 2012 do projeto OISST (Optimum Interpolated Sea Surface Temperature). Os triângulos representam a localização das estações oceanográficas realizadas pelo Cruzeiro ACEx/SIMTECO. A linha preta paralela à costa representa o transecto criado para o estudo do comportamento da FSTP, a partir das saídas do modelo. Fonte: Mendonça *et al.* [2016].

4. METODOLOGIA

A metodologia a ser descrita a seguir está estruturada em duas partes: a primeira compreende os métodos necessários para gerarmos os experimentos de modelagem numérica conduzidos; a segunda descreve a análise dos resultados e os procedimentos estatísticos necessários para validação dos resultados obtidos pelo modelo numérico em seu modo oceânico e acoplado.

4.1 - MODELAGEM NUMÉRICA

O modelo numérico a ser utilizado nesse trabalho é o modelo regional acoplado COAWST (*Coupled-Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment-Transport*), desenvolvido por Warner *et al.* [2008]. O COAWST combina os modelos atmosférico WRF (*Weather Research & Forecasting*), oceânico ROMS (*Regional Ocean Model System*), de ondas SWAN (*Simulating WAVes Nearshore*) e o modelo de transporte de sedimentos CSTMS (*Community Sediment Transport Modeling System*). Apesar da existência de inúmeros experimentos capazes de simular o acoplamento de modelos em 3 vias [Chen *et al.*, 2007], o COAWST utiliza uma configuração de comunicação direta entre os modelos WRF, ROMS e SWAN. Esse modelo regional é, até o presente, o único com esta abordagem e ainda é considerado um modelo sem precedentes na sua concepção [Zambom, 2009].

Para o desenvolvimento deste trabalho foram utilizados somente os modos oceânico e atmosférico do COAWST. O modelo de ondas e o módulo de sedimentos foram desativados durante as simulações. A comunicação entre os modelos dentro do COAWST é feita pelo *Model Coupling Toolkit* (MCT) [Larson *et al.*, 2005; Jacob *et al.*, 2005]. Essa ferramenta permite a troca de informações entre os modelos utilizando uma abordagem paralelizada. O modelo é rodado com memória distribuída a partir de uma biblioteca *Message Passing Interface* (MPI). Através deste pacote, é possível especificar a frequência com a qual os módulos irão trocar informações.

A Figura 7 mostra o acoplamento completo com todas as componentes ativadas. Porém, o código do sistema permite fazer diferentes combinações, ativando os modelos apenas um ou alguns módulos. O modelo oceânico ROMS fornece ao WRF a TSM, para o SWAN a batimetria (*bath*), elevação da superfície livre (η) e as componentes da velocidade de corrente superficial (U_s e V_s). O WRF fornece ao ROMS as componentes zonal e meridional da velocidade do vento a 10 m de altitude (U_{wind} , V_{wind}), a pressão

atmosférica ($Patm$), a umidade relativa (RH), a temperatura do ar em superfície ($Tair$), a fração de nuvem ($cloud$), a precipitação ($rain$), a radiação de onda longa ($LWrad$), a radiação de onda curta ($SWrad$). Para o SWAN, ele fornece as componentes da velocidade do vento a 10 m de altitude. O SWAN fornece ao WRF os valores de altura (H_{wave}) e comprimento (L_{wave}) das ondas. Para o ROMS, o WRF fornece altura, comprimento e direção de ondas (H_{wave} , L_{wave} , D_{wave}), período em superfície e fundo (T_{surf} e T_{bott}), percentagem da quebra de onda (Q_b), energia de dissipação de onda (W_{dissip}) e velocidade orbital de fundo. A interação entre os modelos é realizada através de parametrizações do tipo *bulk* [Fairall *et al.*, 1996]. O modelo de sedimentos está totalmente acoplado ao modelo oceânico, com suas rotinas integradas às do ROMS, não sendo necessário a utilização do MCT.

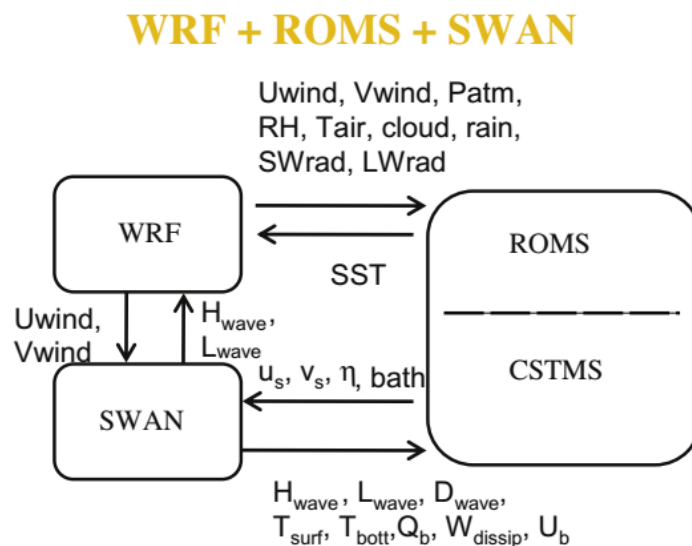


Figura 7 - Esquema de comunicação e troca de informações entre os modelos utilizados pelo COAWST. Fonte: Adaptado de Warner *et al.* [2010].

As simulações com o modelo acoplado foram realizadas apenas entre 11 e 21 de junho de 2012, período do cruzeiro ACEX/SIMTECO. Com a finalidade de utilizar os dados coletados *in situ* para validação das saídas oceânica e atmosférica do modelo. A Figura 8 mostra o fluxograma que descreve as etapas desenvolvidas com o modelo numérico durante a simulação individual e acoplada.

ETAPAS DA MODELAGEM NUMÉRICA

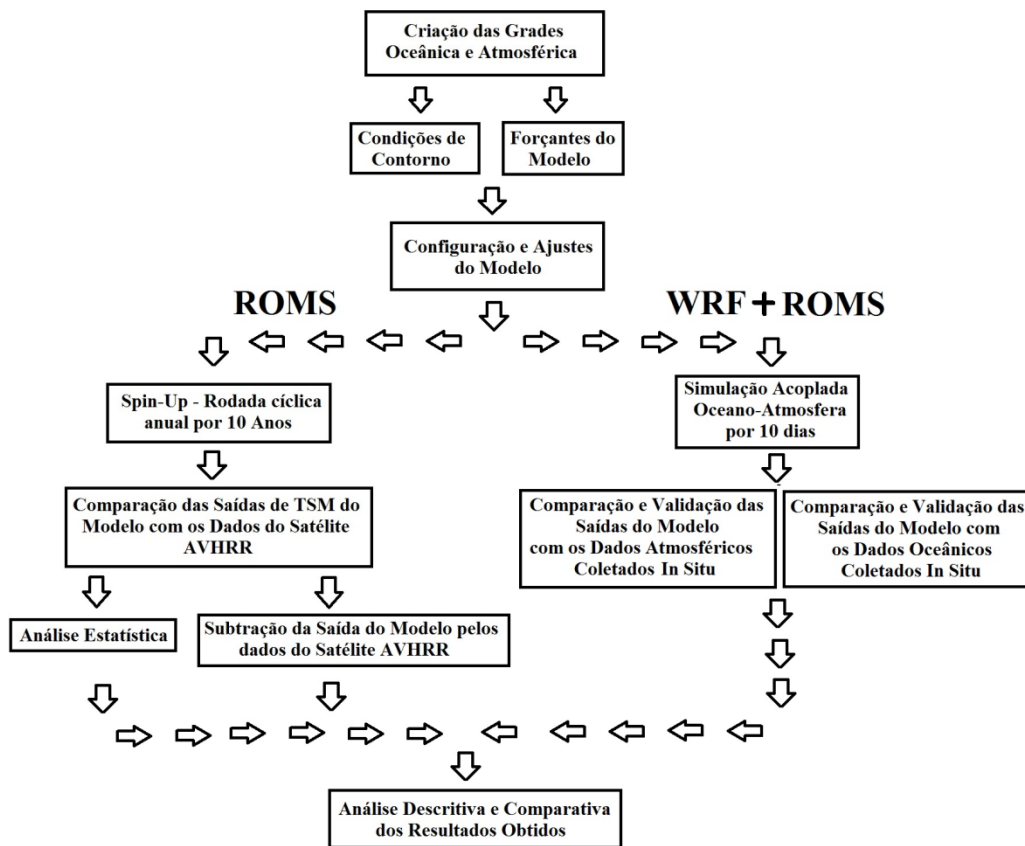


Figura 8 – Fluxograma descritivo das etapas envolvidas no processo de modelagem numérica oceânica e oceano-atmosfera. São descritas as etapas de pré-processamento, *spin-up*, simulação oceânica, simulação acoplada, comparação dos dados obtidos e análise comparativa dos resultados.

4.1.1 - Modelo Oceânico

O *Regional Ocean Modeling System* (ROMS) [Haidvogel *et al.*, 2000; Shchepetkin & McWilliams, 2005, 2009] consiste em um modelo de equações primitivas de superfície livre amplamente utilizado pela comunidade científica [Wilkin *et al.*, 2005] que foi criado e desenvolvido, sob a forma de parceria entre universidades e centros de pesquisa, com base no modelo S-Coordinate Rutgers University Model (SCRUM) [Song & Haydvogel, 1994]. O ROMS utiliza o método de diferenças finitas e resolve as equações tridimensionais de Reynolds-médio e NavierStokes com aproximação hidrostática e de Boussinesq [Shchepetkin & McWilliams, 2005, 2009 Haidvogel *et al.*, 2008]. A versão utilizada nesta tese é da Universidade de Rutgers, distribuída abertamente em seu servidor que também mantém um fórum de pesquisa e aprimoramento sobre o ROMS. As principais equações e algoritmos do ROMS são descritos nos trabalhos de

Haidvogel *et al.* [2000]; Shchepetkin & McWilliam [2005, 2009]; Moore [2004]; Moore *et al.* [2006]; Arango *et al.*, 2006; Di Lorenzo *et al.*, 2006; Warner *et al.* [2008].

Escrito em linguagem de programação Fortran 90/95, o modelo utiliza *flags* de pré-processamento em linguagem C para inserção e remoção de parametrizações de advecção, fluxos, mistura vertical, entre outras, por meio de memória distribuída ou compartilhada. A discretização horizontal do modelo utiliza uma grade alternada do tipo C de Arakawa (Figura 9), descrita por Arakawa & Lamb [1977]. O modelo resolve as equações do momento barotrópico em um período de tempo inferior às equações do momento baroclínico, o que proporciona a resolução de um maior número de condições barotrópicas para o mesmo período de tempo baroclínico. Isto proporciona que as equações do momento sejam integradas verticalmente em níveis (Haidvogel *et al.*, 2000).

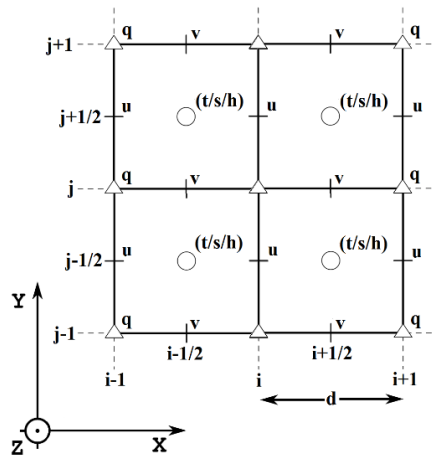


Figura 9 - Grade alternada do tipo Arakawa-C, usada na derivação da grade quadrada para as variáveis de vorticidade potencial e conservação de energia. Onde a vorticidade potencial é descrita por (q), componentes horizontais da velocidade (u , v), temperatura (t), salinidade (s), profundidade (h) e as componentes do plano cartesiano (i , j).

O ROMS possui diversos componentes como modelos de turbulência, submodelos de camada limite inferior e superior, fluxos oceano-atmosfera, modelo de nutriente-fitoplâncton-zooplâncton, entre outros. Utiliza como variáveis prognósticas a temperatura, salinidade, componente zonal e meridional do momento (u , v) e altura da superfície livre (*zeta*). A linha de costa é gerada a partir de uma máscara aplicada sobre a grade do modelo, de forma a eliminar todo e qualquer ponto acima do nível médio do mar.

4.1.2 - Modelo Atmosférico

O modelo atmosférico utilizado no COAWST é o *Weather Research and Forecasting* (WRF), no modo de simulação *Advanced Research* (ARW) versão 3.4 [Skamarock *et al.*, 2005, 2008]. O WRF é um modelo atmosférico não hidrostático, totalmente compressível com uma gama de parametrizações e coordenadas verticais de pressão hidrostática do terreno. Ele prevê as variáveis prognósticas tridimensionais do momento do vento, pressão a superfície, temperatura do ponto de orvalho, precipitação, fluxos de calor latente e sensível em superfície, fluxos radiativos de onda longa e curta, umidade relativa e temperatura do ar. O modelo foi desenvolvido através de uma parceria entre universidades, centros operacionais e agências governamentais como: *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP); *National Center for Atmospheric Research* (NCAR); *Mesoscale and Microscale Meteorology* (MMM); *Forecast System Laboratory* (FSL) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), *Air Force Weather Agency* (AFWA); *Naval Research Laboratory* (NRL); *Center of Analysis and Prediction of Storms* (CAPS) e a *Federal Aviation Administration* (FAA).

O *WRF Preprocessing System* (WPS) é utilizado para gerar os arquivos de grade e as condições iniciais e de contorno. O WPS é composto de três programas independentes: *geogrid*, *ungrib* e *metgrid*. Cada programa executa uma etapa do processo de criação dos arquivos iniciais do modelo. O *geogrid* define os domínios e interpola os dados geográficos estáticos nas grades do modelo. O *ungrib* define os campos meteorológicos que são extraídos a partir de dados pré-existentes. O *metgrid* interpola horizontalmente esses campos meteorológicos nas grades do modelo que, por fim, serão interpolados verticalmente a níveis ETA dentro do arquivo executável final. Por último, o WPS utiliza um mecanismo de compilação, muito similar ao WRF, que irá gerar os arquivos com as condições iniciais e de contorno a serem simuladas pelo WRF.

O módulo ARW corresponde à parte principal do modelo WRF, sendo composto por vários subprogramas (*ideal.exe*, *real.exe* e *wrf.exe*). Nesse módulo são ajustadas as opções de física do modelo para a inicialização e simulação dos dados.

4.1.3 - Experimento numérico com o ROMS

O tempo de processamento para que as equações dinâmicas do modelo sejam resolvidas e o modelo atinja o estado de equilíbrio é considerado lento em relação a um modelo atmosférico com mesmo tamanho de grade. Como este estado de equilíbrio é tomado a partir de um estado inicial para muitos cálculos, o tempo computacional gasto na fase de *spin-up* varia de acordo com as dimensões de grade e a resolução desejada.

Visto isto, antes de ser realizada a simulação acoplada para o período do cruzeiro ACEx/SIMTECO, o modelo oceânico necessitou passar por um processo de estabilização do equilíbrio dinâmico das equações, descrito tecnicamente como *Spin-up*. O *Spin-up* consiste no tempo necessário para o modelo oceânico atingir o estado de equilíbrio, a partir da aplicação das forçantes. Nesta etapa, o modelo foi inicializado com as condições de 01 de janeiro de 2012 e integrado para frente até que as condições de circulação e transferência de energia atingissem verticalmente todos os níveis de acordo com a batimetria da grade. O método utilizado para avançar as equações do movimento no tempo foi um preditor de terceira ordem (*Leap-Frog*) com um corretor (Adams-Molton) com feedback avançado-retardado.

O tempo de estabilização varia em função do tamanho e profundidade da grade, onde as simulações de circulação regional e global podem demorar dezenas de anos para atingir seu estado de ajuste geostrófico em relação ao seu estado inicial. Para esta etapa, o tempo de estabilização do modelo foi de 10 anos, rodado a partir de uma simulação anual e repetido até que fosse atingido o equilíbrio do modelo. Kantha & Clayson [2000] descrevem com maiores detalhes os principais fatores que influenciam no tempo ideal para atingir o equilíbrio do modelo. Basicamente, o equilíbrio é atingido quando a energia cinética integrada e a energia potencial estimadas pelo modelo atingem a estabilização após um determinado tempo de simulação.

As grades geográfica e batimétrica foram geradas a partir de rotinas pré-desenvolvidas pelo *Coastal and Regional Ocean Community model* (CROCO). O tamanho de grade foi definido segundo Shapiro [1970], que indica que a área de grade deve ser maior do que a área a ser investigada através de modelos, a fim de evitar uma possível interferência do efeito de borda nos dados a serem analisados. Este erro se trata de uma instabilidade produzida pelo crescimento espúrio, não linear, dos componentes de alta frequência que podem ser introduzidos por arredondamento, truncamento e erros

observacionais. Espacializadas com uma resolução horizontal de 12×12 km (181×162 pontos) e 21 níveis verticais, inicialmente as grades foram interpoladas cubicamente e posteriormente submetidas a dois processos de filtragem. O primeiro consiste em um filtro seletivo para suavizar as declividades e montes submarinos. O segundo filtro, do tipo Hanning, visa assegurar que não haja ruídos oriundos da interpolação na topografia. Sua dimensão foi definida como a área de atuação do cruzeiro ACEX/SIMTECO, somado à região de atuação das principais massas d'água associadas à FSTP. A grade deve ser capaz de manter os gradientes horizontal e vertical, assim como simular realisticamente as estruturas oceânicas por um longo período de simulação.

O modelo ROMS utiliza uma grade alternada do tipo Arakawa-C, com coordenadas curvilíneas no plano Cartesiano. A linha de costa utilizada é proveniente do *Global Self-consistent, Hierarchical, High-Resolution Geography Database* (GSHHG), com uma resolução horizontal de 200m [Wessel & Smith, 1996]. O GSHHG é formado a partir de um conjunto de dados de alta resolução do *World Vector Shorelines* (WVS) e *CIA World Data Bank II* (WDBII).

A batimetria utilizada é do *Global Digital Elevation Model* (ETOPO2v2), fornecido pelo *National Centers for Environmental Information* (NCEI). Com uma resolução horizontal de 2 x 2 minutos de grau em latitude e longitude, o modelo fornece um mapa batimétrico global com uma projeção equidistante cilíndrica de escala 1:14.000.000. Os dados Etopo2v2 são processados a partir de dados *in situ* e dados de altimetria por satélite [Smith & Sandwell, 1997] e estão projetados em metros, representando a elevação no centro de cada célula.

As condições iniciais oceânicas são provenientes do *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (COADS) [Slutz *et al.*, 1985]. As condições de contorno e forçantes atmosféricas do ROMS foram obtidas pelo *Climate Forecast System Version 2* (CFSv2) do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) [Saha *et al.*, 2014]. Para a simulação de estabilização do ROMS foram utilizadas as seguintes condições de contorno: (i) 'FSCHAPMAN' correspondente a elevação da superfície livre [Chapman, 1985], (ii) 'M2FLATHER' condição de ondas de gravidade para elevação da superfície e velocidade barotrópica [Flather, 1976], (iii) 'KGRADIENT' para energia cinética turbulenta para os campos de gradiente, (iv) 'M3NUDGING', escala de tempo (dias) para relaxação das componentes do momentum 3D, (v) 'TNUDGING' para traçadores de

climatologia no interior e nas fronteiras da grade [Marchesiello *et al.*, 2001], (vi) 'M3RADIATION', tipo de condições de radiação para velocidades baroclínicas e (vii) 'TRADIATION' para traçadores de temperatura e salinidade [Orlanski, 1976].

A mistura vertical é realizada através do esquema de Large, McWilliams and Doney (LMD), que corresponde a um processo de parametrização da camada limite do oceano em direção ao fundo [Large, McWilliams & Doney, 1994]. O LMD consiste em uma parametrização de primeira ordem aplicado a ambientes de oceano aberto. Sua formulação é baseada na teoria da similaridade da camada limite, aplicada para o interior do oceano juntamente com as equações de cisalhamento local, ondas internas e efeitos de difusão de mistura.

Nos contornos laterais, a informação é interpolada a partir dos resultados de um experimento sinótico de grau abrangendo o Oceano Atlântico. Para a interação com a atmosfera são realizadas parametrizações do tipo bulk adaptadas do COARE (*Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment*) e Fairall *et al.* [1996]. As simulações utilizaram o campo vetorial de ventos em superfície do *Global Atlas of Surface Marine Data* [Da Silva *et al.*, 1994] com 1/2° lat/lon de resolução.

Considerando a importância do regime sazonal de ventos e as descargas do rio da Prata para a região da FSTP, estas duras forçantes foram incorporadas ao modelo sob a forma de arquivos *NetCDF*. Os dados de vento a 10 m da superfície do mar são campos sinóticos, a cada 6 horas, bidimensionais (U , V) distribuídos numa grade gaussiana (T62) de resolução horizontal de 1° lat/lon do CFSv2 do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) [Saha *et al.*, 2014]. Os dados mensais de descarga do Rio da Prata foram disponibilizados pelo Serviço Nacional de Hidrografia da Marinha Argentina [Piola, A. comunicação pessoal, 2015]. Pós processados, os dados foram convertidos para um formato *NetCDF* compatível, para serem lidos posteriormente pelo ROMS como uma fonte pontual aberta de escoamento de água doce, sem a prescrição de condições de contorno, na porção interior do estuário do Rio da Prata.

Devido à grande quantidade de dados e visando remover valores de velocidade superficial espúrios, foi aplicado um filtro do tipo mediana 3 x 3 sobre as componentes de velocidade superficial u e v . As estimativas de transporte em volume sobre a CB e a CCB foram calculadas a partir dos dados de velocidade do modelo para uma área sobre o núcleo destas correntes.

Os campos de Energia Cinética Média (ECM) e Energia Cinética Turbulenta (ECT) foram calculados individualmente a partir dos dados de saída do ROMS. Os valores de ECM foram estimados através dos valores médios das componentes cartesianas do movimento no oceano, descritos pela Equação 1.

$$\mathbf{ECM} = \frac{1}{2}(\bar{\mathbf{u}}^2 + \bar{\mathbf{v}}^2 + \bar{\mathbf{w}}^2) \quad \text{Eq. (1)}$$

A ECT é considerada a energia cinética média por unidade de massa associada a vórtices em fluxos turbulentos. Nas equações de Navier Stokes médias de Reynolds a ECT pode ser calculada por um modelo de turbulência, geralmente estimada pela média das tensões normais de turbulência. Para a maioria das aplicações a velocidade vertical média é zero (escala hidrostática) e a difusão molecular negligenciada. O cálculo da ECT na região de estudo, por unidade de massa, é descrito na Equação 2 (e.g., AZEVEDO et al., 2008):

$$\mathbf{ECT} = \frac{1}{2}(\mathbf{u}'^2 + \mathbf{v}'^2) \quad \text{Eq. (2)}$$

Através dos valores de ECM e ECT obtidos para cada campo de dados diário, calculou-se a média para toda a área, definindo-se um valor médio para cada campo de dados em mapas sazonais.

4.2 - DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO

A fim de verificar a exatidão do *hindcast* no modelo proposto, as saídas do modelo ROMS foram comparadas com dados de temperatura e altura da superfície do mar obtidos por satélite.

Os dados de TSM utilizados são do *Optimum Interpolation Sea Surface temperature* (OISST v.2), que consiste numa série de produtos diários de análise global da NOAA. O produto OISST usa o mesmo tipo de sensor ao longo de toda a série de tempo, a fim de manter resultados mais consistentes ao longo do tempo. Seus produtos são espacialmente gradeados a partir de uma interpolação e extrapolação de dados, resultando em um campo completo suavizado de temperatura superficial dos oceanos. Combinados com plataformas remotas e *in situ*, os dados são ajustados estatisticamente para preencher valores inexistentes. Por se tratar de um conjunto de dados associados, a qualidade do produto é variável, porém o grau de refino costuma ser sempre superior àquele dos sensores individuais.

Os dados de altimetria foram obtidos através do *Global Ocean - Multi Altimeter Satellite Gridded Sea Surface Heights*, disponíveis no portal *Copernicus* do Serviço de Monitoramento do Ambiente Marinho da Comissão Europeia (<http://marine.copernicus.eu/services-portfolio/access-to-products>). Este produto consiste em uma série de tempo com vinte anos de dados e são produzidos pelo sistema de processamento de dados altimétricos multitemporal SL-TAC. A estimativa da altura da superfície do mar é dada através da emissão de pulsos na faixa de micro-ondas em direção à superfície do oceano. A leitura do sinal refletido é lida e, posteriormente calcula-se a diferença entre o sinal transmitido e o recebido, subtraídos da altitude do satélite (H_{sat}) que é calculada com base em um elipsoide de referência. Com uma resolução de $1/4^\circ$, os pacotes de missões são homogeneizados em relação a uma missão de referência, atualmente a Jason-2. O produto é calculado com uma janela de tempo de computação ideal e centrada em 6 semanas antes e depois da data de aquisição.

Devido à frequente cobertura de nuvens sobre o Oceano Atlântico Sudoeste, principalmente nos meses de inverno, a utilização de dados interpolados e sensores multiespectrais é considerada fundamental para o estudo desta região. Os dados multiespectrais são frequentemente usados para observar e medir vários parâmetros ambientais [Kilpatrick, 2001]. O produto AVHRR-OI utiliza um sistema de análise de interpolação ótima (Optimum Interpolation - OI) sobre dados infravermelho do sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) provenientes da base de dados Pathfinder versão 5.0 e 5.1. Os dados são oriundos dos satélites da série NOAA e MetopA, cujos produtos diários são distribuídos de forma aberta junto ao *National Climatic Data Center* (NCDC), com uma resolução espacial de $1/4^\circ$. A descrição completa do sensor AVHRR, suas características, evolução e aprimoramentos são apresentadas por Casey *et al.* [2010]. A aquisição das imagens AVHRR-OI foi realizada por acesso direto ao servidor do NCDC (<ftp://eclipse.ncdc.noaa.gov/pub/OI-daily-v2/NetCDF/>). Nele, foram extraídas 366 imagens globais referentes ao ano completo de 2012. Por se tratarem de imagens globais, as mesmas foram redimensionadas para uma grade 1440×720 pixels entre as coordenadas de $25-40^\circ$ S e $40-60^\circ$ W. Posteriormente, as imagens foram convertidas em médias sazonais para o ano de 2012.

Os dados diários do OISST são um agregado de dados obtidos ao longo de todo o dia, processados de forma a serem disponibilizados já com as correções atmosféricas incluídas. A análise de interpolação ótima é realizada em uma grade regular, que utiliza

dados irregularmente espaçados, formados por uma soma ponderada de dados, utilizando pesos lineares de interpolação e é determinada por uma regressão. Descrita por Reynolds & Smith [1994], a relação é expressa pela Equação 3:

$$\mathbf{r}_k = \sum_{i=1}^N \mathbf{w}_{ik} \mathbf{q}_i \quad \text{Eq. (3)}$$

Onde os índices i e j são utilizados para localizar o ponto na matriz de dados, k representa os pontos de grade, q_i são os valores de TSM, N corresponde ao número de valores de dados, r_k é a TSM analisada, q e r são a diferença de um sistema de referência da primeira suposição. Logo, no produto *Optimum Interpolation* diário, q e r são os incrementos de dados e análise de TSM, definidos como a diferença a partir da análise no passo de tempo anterior [Reynolds *et al.*, 2007].

Correções de dados em séries temporais estão sujeitas a um erro sistêmico. No sistema *Optimum Interpolation*, a correção do viés (*bias*) para os dados *in situ* é feita através da equação de Poisson ($\nabla^2 \cdot \Phi = \rho$), onde $\rho = \nabla^2 \cdot \Psi$; Ψ é a posição inicial do satélite, Φ é a posição corrigida do satélite. A variável Φ é definida como o valor da posição *in situ*. Todas as variáveis são definidas semanalmente em uma grade espacial de segunda ordem, onde Φ é determinado em cada intervalo de tempo [Reynolds *et al.*, 2007].

4.3 - ANÁLISES ESTATÍSTICAS

Com objetivo de avaliar o desempenho do modelo oceânico, foram calculados alguns parâmetros estatísticos para relacionar os dados de sensoriamento remoto e as saídas do ROMS. Nesta etapa, os dados remotos são utilizados como verdade em relação aos resultados gerados pelos modelos numéricos. As estatísticas foram geradas a partir dos valores médios sazonais da diferença entre o dado de sensoriamento remoto e o dado do modelo. Foram estimados valores de viés (*bias*), Raiz do Erro Quadrático Médio (*Root Mean Square Error - RMSE*) e a destreza do modelo (*skill*) comparando-se as saídas bidimensionais do modelo de TSM e *zeta* com os dados de satélite.

As análises estatísticas realizadas com respeito ao modelo atmosférico foram realizadas em relação aos dados de radiossondagem obtidos pelo cruzeiro ACEX/SIMTECO. Foram estimados valores de viés (*bias*) das variáveis de Temperatura Potencial Virtual (Θ_v), Umidade Específica (q), Umidade Relativa (HR), vento em superfície, calor latente e sensível durante o período de 11 a 21 de junho de 2012.

Se considerarmos (d_i) como a diferença entre o pixel ou ponto analisado do sensor remoto (radiossondagem) e o pixel ou ponto analisado do modelo oceânico (atmosférico), $d_i=0$ deve ser considerada uma comparação perfeita, onde o valor simulado apresenta o mesmo valor observado pelo sensor remoto ou pela radiossonda.

O viés é a tendência do resultado do modelo oceânico (atmosférico) em superestimar ou subestimar os valores registrados pelos dados sensoriamento remoto (radiossondagem). O viés pode ser interpretado como a diferença entre o *hindcast* e o dado observado [Wilks, 2011]. Em séries temporais, essa diferença é também chamada de erro sistêmico que é definido como a soma dos erros totais dividido pelo número de análises realizadas.

$$\text{Viés} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)}{n} \quad \text{Eq.(4)}$$

Onde:

n = número de pontos de grade;

x_i = ponto de grade ou nível vertical analisado do modelo;

y_i = estimativa do ponto de grade (nível vertical do modelo) e do sensor remoto (ou radiossondagem).

O Erro Quadrático Médio é definido como a magnitude média do erro, ele expressa a diferença entre os valores previstos pelo modelo e os valores efetivamente observados no dado de sensoriamento remoto ou na radiossondagem.

$$\text{Erro Quadrático Médio} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{n} \quad \text{Eq.(5)}$$

Onde:

n = número de pontos de grade;

x_i = ponto de grade ou nível vertical analisado do modelo;

y_i = estimativa do ponto de grade (nível vertical do modelo) e do sensor remoto (ou radiossondagem).

Como o Erro Quadrático Médio eleva as diferenças individuais ao quadrado, seus valores são sempre positivos. A Raiz do Erro Quadrático Médio é definida como a medida da magnitude média dos erros calculados. Dessa forma, quanto mais próximo a zero, maior a qualidade dos dados medidos ou estimados.

$$\text{Raiz do Erro Quadrático Médio} = \left| \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{n} \right|^{1/2} \quad \text{Eq. (6)}$$

Onde:

n = número de pontos de grade;

x_i = ponto de grade ou nível vertical analisado do modelo;

y_i = estimativa do ponto de grade (nível vertical do modelo) e do sensor remoto (ou radiossondagem).

A equação de destreza do modelo (*skill*) representada pela Equação 7 é descrita por Wilmot [1981] e Haidvogel *et al.* [2008] como a correlação entre as estimativas previstas pelo modelo e as observações (de sensoriamento remoto ou das radiossondas, no caso desse estudo). Valores próximos a 1 representam uma perfeita concordância entre o modelo (X mod) e a observação (X sat), enquanto valores próximos a 0 representam discordância entre os respectivos dados. Os valores de *skill* foram estimados bidimensionalmente para toda a área de grade do COAWST, a partir da equação abaixo:

$$\text{skill} = 1 - \frac{\sum |X_{\text{mod}} - X_{\text{sat}}|^2}{\sum (|X_{\text{mod}} - \bar{X}_{\text{sat}}| + |X_{\text{sat}} - \bar{X}_{\text{sat}}|)^2} \quad \text{Eq. (7)}$$

As estatísticas foram calculadas para todos os dias de 2012 (modelo oceânico) e para os dias do cruzeiro ACEX/SIMTECO (modelo atmosférico). No caso do modelo oceânico, as estatísticas serão apresentadas na forma de médias sazonais durante o ano de 2012. Devido à diferença na resolução espacial dos dados de TSM e altimetria (1/4°) em relação ao modelo oceânico (1/9°), antes do cálculo das medidas de *skill* os dados modelados foram redimensionados para um tamanho de grade de 1/4°, por meio de processo de interpolação bilinear.

4.4 – SIMULAÇÃO ACOPLADA

A simulação acoplada realizada com os modos oceânico e atmosférico do COAWST foi rodada para o período entre os dias 11 e 21 de junho de 2012, período de ocorrência do cruzeiro ACEX/SIMTECO. A grade e as condições iniciais do modelo oceânico foram obtidas através dos dados gerados pela simulação de *spin-up*, oriundas da etapa anterior do presente trabalho. As condições de contorno do ROMS foram obtidas pelo *Climate Forecast System Version 2 (CFSv2)* do *National Center for Environmental Prediction (NCEP)* [Saha *et al.*, 2014].

O modelo regional atmosférico WRF foi configurado com uma grade similar à do modelo oceânico, com resolução horizontal de 12 km e 38 níveis verticais de pressão. Os níveis verticais formam um perfil logaritmo de distribuição com maior concentração de níveis na baixa troposfera. O modelo foi integrado por um período 234 horas, com intervalo de geração das saídas de 3 h. As condições iniciais e de contorno atmosféricas são do CFSv2 do NCEP [Saha *et al.*, 2014]. Estes dados possuem resolução horizontal de 1° e temporal de 6 h. Com um passo de tempo de 72 segundos, a janela de grade possui 277 pontos no eixo W-E e 293 pontos no eixo S-N. O passo de tempo foi estipulado segundo o cálculo empírico descrito por Skamarock *et al.* (2008), onde deve-se multiplicar o espaçamento de grade, em km, por um fator 6, o que resulta em 72 s.

Para esta simulação foi utilizado o esquema WSM-3 (*WRF Single Moment 3-class*) [Hong *et al.*, 2004], com três categorias de parâmetros hidrometeorológicos: vapor, nuvem de água/gelo e chuva/neve. A parametrização para a camada limite planetária adotada foi a YSU (*Yonsei University Scheme*) [Hong *et al.*, 2006], um esquema não-local-K com camada de arrasto explícita e um perfil K parabólico em camada mista instável (testado preliminarmente para o WRF-NMM).

O esquema de parametrização cumulus utilizado foi o KFS - *Kain-Fritsch Scheme* [Kain, 2004] com sub-grade de convecção profunda e superficial usando uma abordagem de fluxo de massa com *downdrafts* e escala de tempo de remoção (testado preliminarmente para WRF-NMM).

Os modelos de transferência radiativa para onda curta e longa foram o DSS - *Dudhia Shortwave Scheme* [Dudhia, 1989] e o RLS - *RRTM Longwave Scheme* [Mlawer *et al.*, 1997], respectivamente. O esquema Dudhia consiste em uma simples integração

descendente, permitindo eficientemente absorção e espalhamento em condições de nebulosidade e céu claro. Quando usado em simulações de alta resolução, efeitos de inclinação e sombreamento podem ser considerados. O RRTM consiste em um modelo de transferência radiativa rápida que tem um esquema preciso que utiliza tabelas de pesquisa para sua eficiência (ambos os esquemas foram testados preliminarmente para WRF-NMM).

Os esquemas de camada de superfície são responsáveis por calcular as velocidades de fricção e alterar os coeficientes que calculam o aquecimento da superfície e fluxos de umidade pelos modelos de CLP (Camada Limite Planetária). O modelo de superfície utilizado nesse trabalho foi o UNLSM - *Unified Noah Land Surface Model* [Tewari *et al.*, 2004] do NCEP/NCAR/AFWA, com temperatura e umidade do solo em quatro camadas, cobertura de neve fracionada e física do solo congelada (esquema testado para WRF-NMM e utilizado operacionalmente no NCEP). O esquema de camada de superfície foi o *MM5 Similarity* (MS) [Paulson, 1970] que é baseado no modelo Monin & Obukhov [1954] com subcamada viscosa Carlson-Boland e funções de similaridade por padrão de consulta de tabelas (esquema preliminarmente testado para WRF-NMM).

Para execução da simulação acoplada foi necessário ajustar o número de nós paralelos atribuídos a cada modelo do sistema, assim como a frequência com que os modelos trocam informações entre si, via parametrizações do tipo *bulk*. Para a simulação realizada aqui, o intervalo de troca de informações entre os modelos foi de 300 s. Durante a simulação, as parametrizações e ajustes foram extraídos individualmente de cada modelo.

Na simulação acoplada usada nesse trabalho, o WRF forneceu ao ROMS os vetores de vento a 10 m (U_{10} e V_{10}), temperatura do ar (T_{ar}), pressão atmosférica (P_{air}), umidade e as radiações de onda curta e longa (S_w e L_w), através do processo de *bulk* formulas descrito por Fairall *et al.* [2003]. Os valores de cisalhamento de superfície (τ), fluxo de calor superficial líquido (hf) e pressão superficial são calculados e passados como o forçantes para o modelo ROMS. Como contrapartida, o modelo oceânico ROMS fornece os dados de TSM para o WRF. Ao término da simulação, as saídas do modelo foram comparadas com os dados coletados *in situ*, conforme metodologia resumida ilustrada no fluxograma da Figura 8.

4.5 – DADOS COLETADOS *IN SITU*

Uma análise comparativa dos dados de saída do modelo foi realizada com base nas observações *in situ*, obtidas através do cruzeiro oceanográfico ACEX/SIMTECO. O Projeto ACEX (*Atlantic Ocean Carbon Experiment*) é um estudo observacional e numérico dos fluxos de calor, momentum e CO₂ na interface oceano-atmosfera do Oceano Atlântico Sul. Dentre seus objetivos, o ACEX teve o propósito de realizar medidas *in situ* de fluxos de calor, momentum e CO₂. Por outro lado, o projeto SIMTECO (Sistema Integrado de Monitoramento do Tempo, do Clima e do Oceano para o Sul do Brasil) teve o propósito de descrever a variabilidade das correntes marinhas e dos processos de interação oceano-atmosfera-zona costeira ao longo do litoral sul do Brasil. O SIMTECO também visava melhorar a capacidade prognóstica quanto aos eventos extremos na região sul brasileira. Visando a coleta de dados observacionais no oceano e na atmosfera na porção sul do litoral brasileiro, o cruzeiro ACEX/SIMTECO ocorreu no período de 11 a 21 de junho de 2012 a bordo do Navio Hidroceanográfico (NHo.) Cruzeiro do Sul.

Durante o cruzeiro foram realizadas estações de coleta meteorológicas e oceanográficas ao longo de cinco perfis transversais à costa, descritas na Tabela 2 e representadas por triangulos na Figura 6. Os transectos foram localizados próximo às latitudes das cidades de Paranaguá (PR), Itajaí (SC), Araranguá (SC), Mostardas (RS) e Chuí (RS). A existência de um gradiente térmico zonal sobre esta região na época das observações (inverno), associado à localização da FSTP e à presença da Corrente Costeira do Brasil (CCB) foram fatores fundamentais para a escolha da localização desses transectos e dos pontos de amostragem.

Durante o cruzeiro, foram realizadas medições contínuas de superfície, em alta frequência, dos fluxos de calor, CO₂ e vapor d'água, por meio de uma torre micrometeorológica instalada na proa do NHo. Cruzeiro do Sul. A relação dos sensores utilizados na torre micrometeorológica é descrita na tabela 1.

Tabela 1 - Sensores acoplados a torre micrometeorológica utilizados no cruzeiro ACEx/SIMTECO. Fonte: Adaptado de Farias [2014].

<i>Fonte de dados</i>	<i>Sensor/Fabricante</i>	<i>Variável Meteorológica</i>
<i>Torre micrometeorológica AF (20 Hz)</i>	Anemômetro Sônico CSAT3 / Campbell	Componentes u , v , w do vento (m.s^{-1}) Temperatura virtual ($^{\circ}\text{C}$)
	Analizador de gás LI-7200 LI-COR	Concentração de CO_2 (mg.m^{-3}), Concentração de H_2O (g.m^{-3}), Pressão (kPa)
	Motion Pack	Velocidade Angular (deg.s^{-2}), Aceleração (m.s^{-2})
<i>Torre Micrometeorológica BF ($6 \times 10^{-2}\text{Hz}$)</i>	PT101/Campbell HC2S3/Vaisala	Pressão atmosférica (hPa) Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$). Umidade Relativa (%)

Ao longo dos 5 transectos paralelos à costa, foram realizados 28 lançamentos de radiossondas atmosféricas modelo RS92-SGP da Vaisala (Tabela 2). As radiossondas coletam informações de temperatura do ar, temperatura potencial virtual (θ_v), umidade relativa (UR), umidade específica (q), pressão atmosférica, e vento em função da altitude. A coleta desses dados, por meio de radiossondagens, permite caracterizar o comportamento da CLAM durante o período de observação nos locais de lançamento.

Tabela 2 – Registro de lançamento das radiossondas por transecto, número da radiossonda, latitude, longitude, data e hora do lançamento. Fonte: Adaptado de Farias [2014].

<i>Transecto</i>	<i>Número</i>	<i>Latitude</i>	<i>Longitude</i>	<i>Data</i>	<i>Horário (local)</i>
<i>T1</i>	1	25.97°S	45.63°W	12/06/2012	13:10
<i>T1</i>	2	25.95°S	45.90°W	12/06/2012	15:40
<i>T1</i>	3	25.91°S	46.02°W	12/06/2012	18:10
<i>T1</i>	4	25.79°S	46.86°W	13/06/2012	00:20
<i>T1</i>	5	25.68°S	47.54°W	13/06/2012	06:45
<i>T2</i>	6	27.00°S	48.24°W	13/06/2012	17:25
<i>T2</i>	7	27.00°S	47.69°W	13/06/2012	22:05
<i>T2</i>	8	27.01°S	46.86°W	14/06/2012	08:20
<i>T2</i>	9	27.03°S	46.62°W	14/06/2012	11:50
<i>T2</i>	10	27.01°S	46.48°W	14/06/2012	13:50
<i>T2</i>	11	27.02°S	46.32°W	14/06/2012	16:00
<i>T3</i>	12	29.51°S	47.84°W	15/06/2012	11:05
<i>T3</i>	13	29.50°S	47.92°W	15/06/2012	12:50
<i>T3</i>	14	29.43°S	48.05°W	16/06/2012	11:20
<i>T3</i>	15	29.40°S	48.14°W	16/06/2012	13:30
<i>T3</i>	16	29.19°S	48.68°W	16/06/2012	18:35
<i>T3</i>	17	29.06°S	49.05°W	16/06/2012	22:40
<i>T4</i>	18	31.52°S	49.77°W	17/06/2012	21:55
<i>T4</i>	19	31.48°S	49.84°W	18/06/2012	01:20
<i>T4</i>	20	31.18°S	50.24°W	18/06/2012	05:30
<i>T4</i>	21	31.06°S	50.46°W	18/06/2012	08:00
<i>T5</i>	22	33.75°S	51.12°W	19/06/2012	09:45
<i>T5</i>	23	33.77°S	51.19°W	19/06/2012	12:55
<i>T5</i>	24	33.74°S	51.44°W	19/06/2012	15:20
<i>T5</i>	25	33.71°S	51.55°W	19/06/2012	17:30
<i>T5</i>	26	33.69°S	51.75°W	19/06/2012	19:15
<i>T5</i>	27	33.63°S	52.16°W	19/06/2012	22:40
<i>T5</i>	28	33.60°S	52.45°W	20/06/2012	01:45

As estações oceanográficas foram realizadas junto com as medidas atmosféricas, exceto em 3 estações. Foram realizadas 31 estações de coleta com dados de temperatura, salinidade e, sempre que possível, dados de fluorescência e turbidez da água do mar em função da profundidade, através de CTD (*Conductivity, Temperature and Depth* da marca SBE) e XBTs (*Expendable Bathy-Thermographs*). A Figura 10 mostra os instrumentos utilizados. Nesse trabalho, somente serão utilizados os dados de temperatura e salinidade da água do mar.

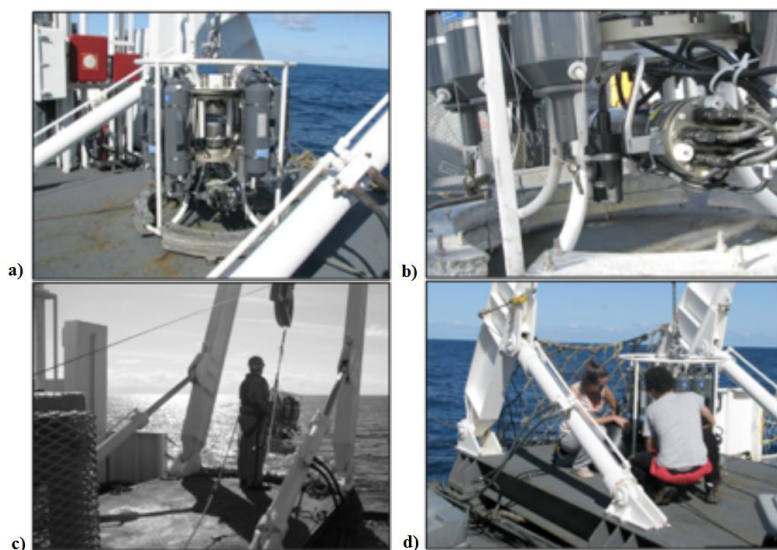


Figura 10 - a) CTD SBE 911 (0862) acoplado a um sistema tipo rosette, juntamente com as garrafas de Nansen. b) Fluorímetro acoplado ao CTD. c) Lançamento do CTD na água com auxílio do guincho de bombordo do NHo. Cruzeiro do Sul. d) Coleta das amostras de água e retirada dos dados do CTD.

5. RESULTADOS

Os resultados desse trabalho serão apresentados em dois capítulos: o primeiro capítulo descreve os resultados do experimento com o modelo oceânico ROMS. O segundo capítulo apresenta os resultados gerados pelo módulo acoplado oceano-atmosfera do COAWST. Os resultados das simulações foram analisados e comparados com os dados obtidos pelo cruzeiro ACEx/SIMTECO.

5.1 - MODELAGEM NUMÉRICA OCEÂNICA

5.1.1 - Caracterização das massas d'água e da Frente Subtropical de Plataforma

Após a realização das simulações numéricas, o primeiro processo de análise dos dados foi caracterizar as massas d'água a partir dos dados do modelo. As variáveis de temperatura e salinidade foram plotadas em um diagrama de dispersão T/S, juntamente com dados históricos coletados *in situ* (Figura 11), sobre a PCSB e suas adjacências, durante os períodos de verão e inverno. Sobre o diagrama T/S foram plotadas caixas fechadas que indicam os índices termohalinos sazonais que Möller *et al.* [2008] utilizaram para descrever cada uma das massas d'água existentes na região desse estudo.

Na Figura 11 é possível observar que o modelo representa de forma eficaz as principais massas d'água presentes na região de estudo, em ambas as estações de verão e inverno de 2012. Os dados do modelo são comparados a dados históricos de vários cruzeiros de pesquisa e disponibilizados pelo Laboratório de Oceanografia Costeira e Estuarina (LOCOSTE) do Instituto de Oceanografia da Universidade Federal do Rio Grande (IO-FURG). O ROMS representou com sucesso o resfriamento típico de águas superficiais da PCSB no inverno, assim como os principais processos de mistura entre as águas da PRP, ASTP e a AT. A ASAP e Água Central do Atlântico Sul (ACAS) também aparecem bem representadas com um número significativo de pares T/S. Particularmente importante neste trabalho, a região de transição entre ASTP e Água Subantártica de Plataforma (ASAP), descrita como a Frente Subtropical de Plataforma (FSTP), é vista nas simulações com uma correspondência exata de sua posição meridional no verão, quando comparada com Piola *et al.* [2008]. Existe uma maior difusão de pontos T/S gerados pelo modelo na região de transição entre ASAP e ASTP, assim como na PRP durante o inverno. Isto ocorre porque o modelo tem um número maior de pontos de grade no tempo e espaço em comparação ao número de estações oceanográficas clássicas, que são tomadas em transectos oceanográficos comuns. A distribuição isopical de todas as

massas de água presentes na região de estudo também está representada adequadamente nas saídas do modelo.

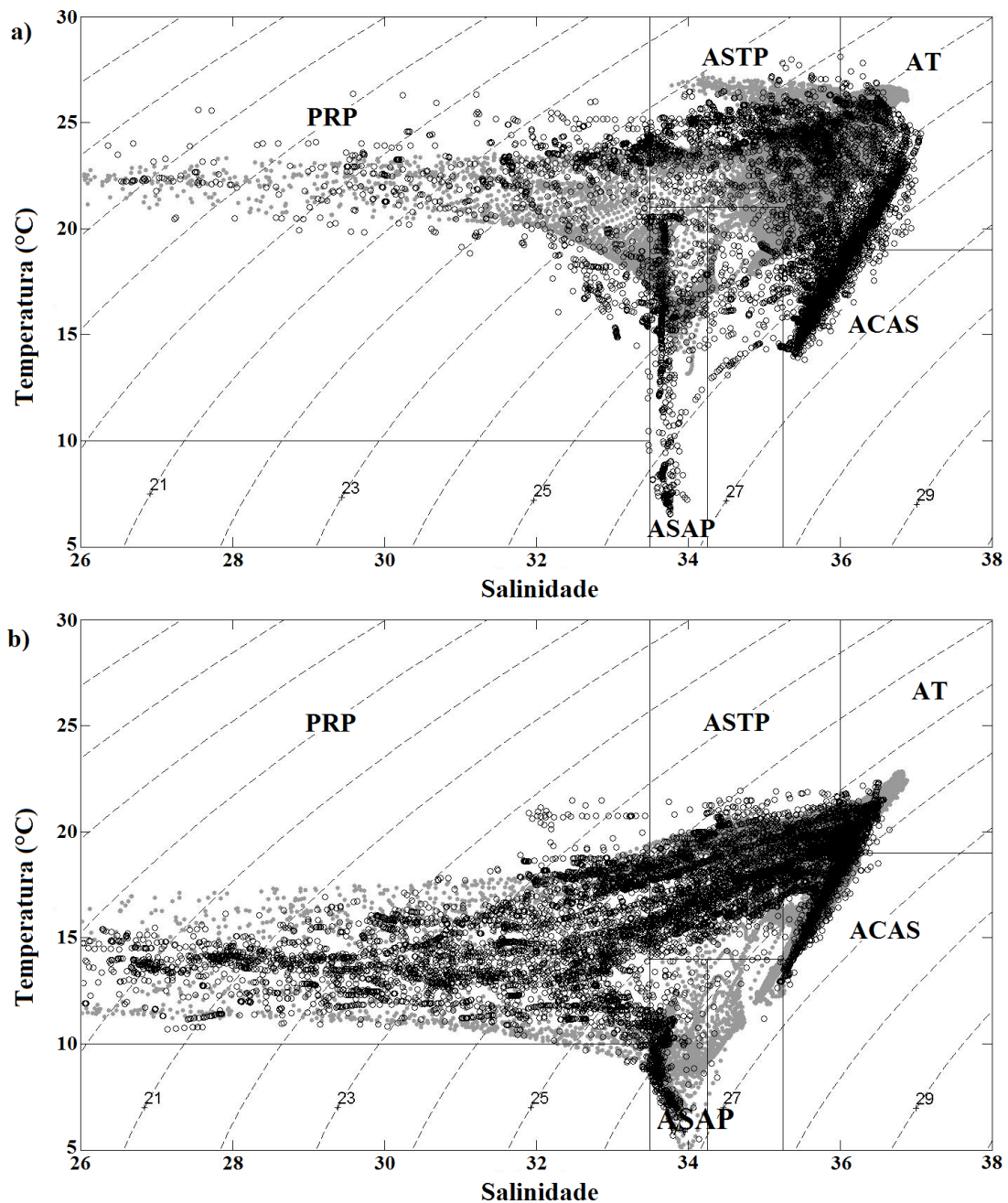


Figura 11 - Diagrama T/S com os dados de saída do modelo oceânico (cinza) para o período verão (acima) e inverno (abaixo), juntamente com os dados históricos hidrográficos (preto). As linhas tracejadas representam σ_t (densidade).

Foi realizada, também, a comparação entre os dados coletados *in situ* pelo cruzeiro ACEx/SIMTECO e pelo cruzeiro La Plata I, realizado no inverno de 2003, com as saídas do ROMS para o período de inverno de 2012 (Figura 12). O menor número de pares plotados nesse diagrama T/S possibilita uma melhor visualização das massas d'água

presentes na região no período de inverno. Também, como os dois cruzeiros são mais recentes historicamente, temos a vantagem de poder comparar dados tomados *in situ* por instrumentos semelhantes em ambos os cruzeiros.

A Figura 12 indica que as medições *in situ* durante o inverno (exceto por 10 pontos no limite de salinidade inferior as águas da PRP) estão dentro dos limites T/S simulados pelo modelo. Os nomes das massas d'água e seus limites termohalinos foram definidos de acordo com Möller *et al.* [2008]. O modelo mostra-se eficaz ao representar o limite de água da AT e as linhas de mistura da ACAS, ASTP e ASAP. No modelo, as temperaturas da PRP foram distribuídas por uma amplitude cerca de duas vezes a apresentada nos dados observados. No entanto, é conveniente notar que o modelo se estende para toda a temporada de inverno e tem uma melhor resolução espacial que os dados observados pelos cruzeiros ACEX/SIMTECO e La Plata I. Durante o cruzeiro La Plata I, a ASAP registrou temperaturas abaixo de 12 °C, enquanto que a ASTP apresentou temperaturas superiores a 15 °C.

Em ambos os cruzeiros, a ASTP é mostrada como uma linha contínua de mistura entre AT e as águas costeiras da PRP. Com assinaturas térmicas distintas que dependem da latitude onde os dados foram tomados (temperaturas mais baixas para latitudes maiores). A ASAP caracteristicamente adentra sobre a plataforma continental argentina sul até a PCSB, porém, durante o período do cruzeiro ACEX/SIMTECO, essa massa d'água não atingiu latitudes superiores a 34 °S. A ASAP não foi observada durante as estações oceanográficas do ACEX/SIMTECO. A Figura 12 mostra que a ASAP não foi amostrada durante o cruzeiro ACEX/SIMTECO. A análise dos campos TSM simulados para o inverno de 2012 (melhor discutidos mais tarde neste texto) mostra que a ASAP não chegou ao norte de 34 °S e estava localizada abaixo da área amostrada pelo cruzeiro ACEX/SIMTECO.

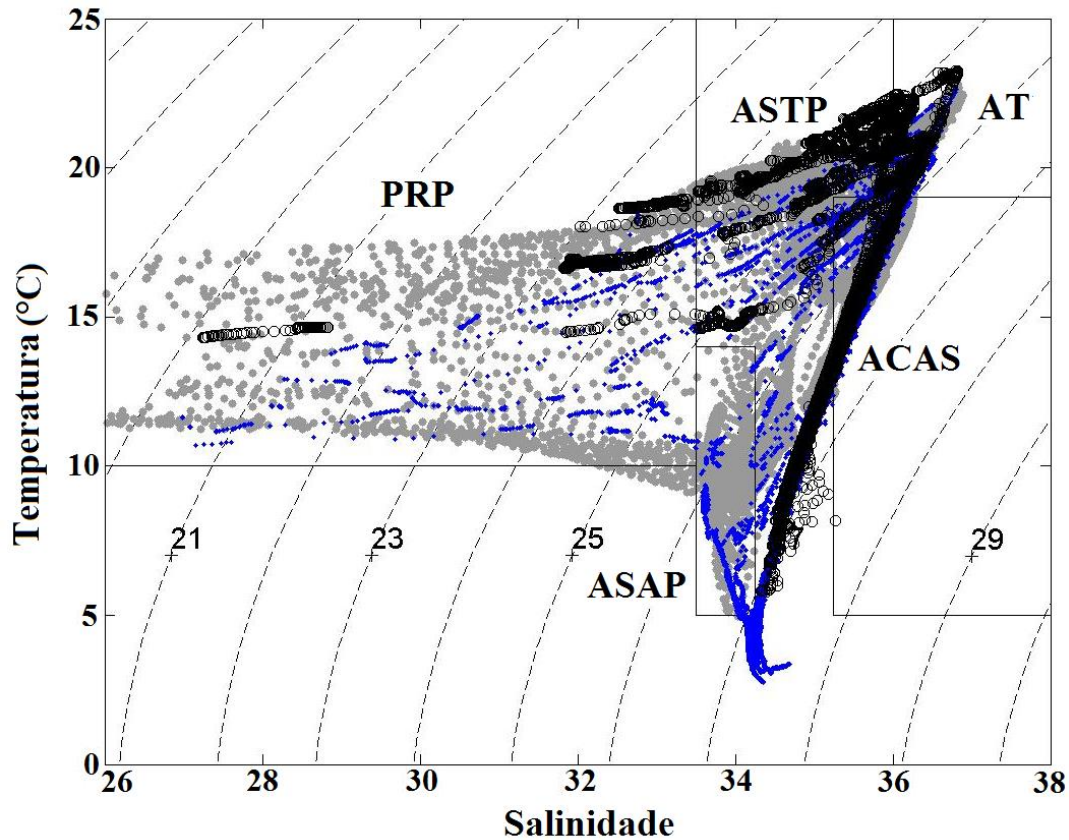


Figura 12 - Diagrama T/S mostrando os dados de saída do modelo oceânico (cinza), observações do cruzeiro La Plata I (azul) e observações do cruzeiro ACEX/SIMTECO (preto). As linhas tracejadas representam $\Sigma\text{-}T$ (densidade).

O transecto T5 é o mais meridional tomado durante o cruzeiro ACEX/SIMTECO, mas a estação oceanográfica mais próxima realizada nesse transecto estava a cerca de 60 km da costa. Em função disto, uma pergunta permaneceu: haveria alguma penetração da ASAP próximo à costa em profundidades menores que 50 m? A fim de responder essa pergunta, foi gerado um diagrama T/S com as saídas do modelo para um transecto coincidente, no tempo e local, com o transecto T5 até o limite de costa. A Figura 13 mostra que não foram registrados pares T/S característicos da ASAP. Isso demonstra que essa massa d'água não esteve presente na PCSB durante o período analisado.

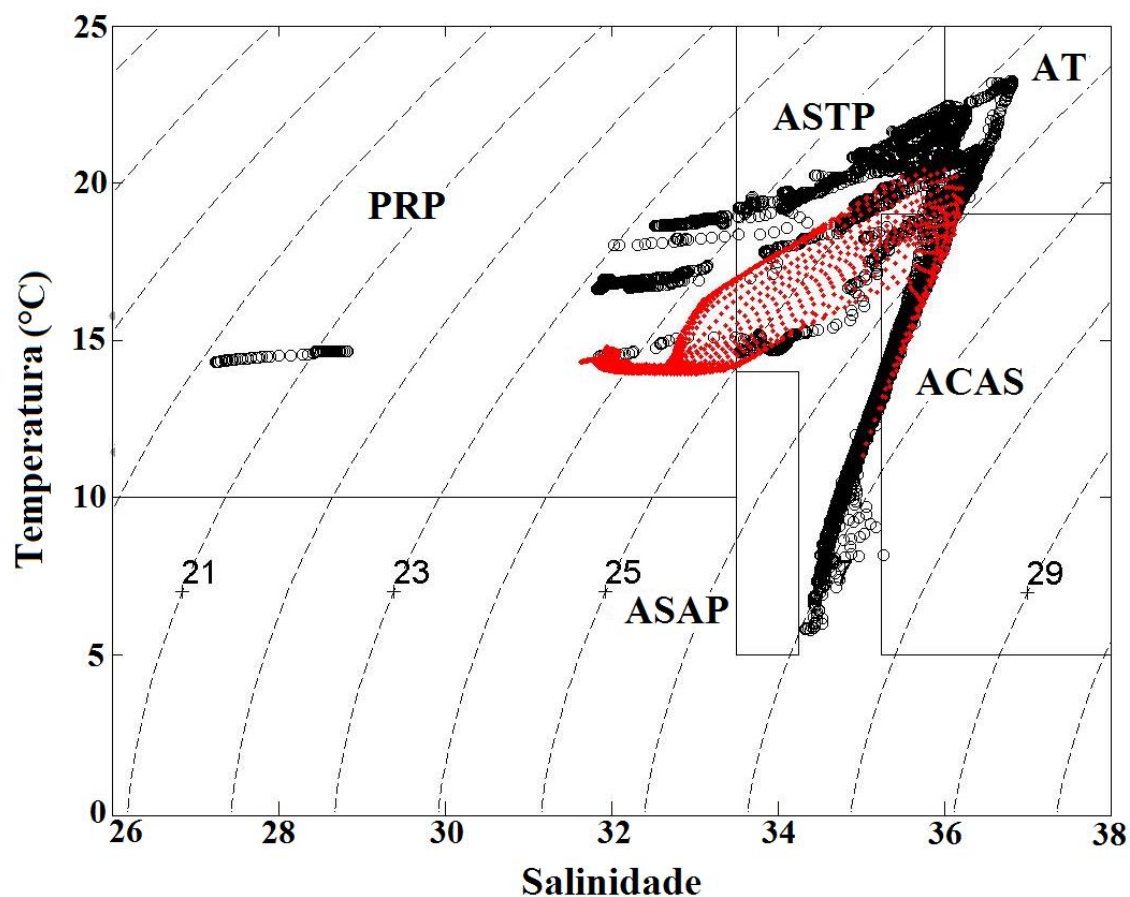


Figura 13 - Diagrama T/S com os dados do cruzeiro ACEx/SIMTECO (preto), juntamente com os dados do modelo (vermelho) sobre a região do transecto T5 do cruzeiro ACEx/SIMTECO até o limite com o continente.

Piola *et al.* [2008] sugeriram que a representação da ASAP e ASTP, bem como a própria FSTP, deve ser feita abaixo da profundidade de 40 m, onde os efeitos da descarga continental são minimizados. Estes autores indicam que, abaixo de 40 m, durante o verão (inverno) a isoterma de 16 °C (11 °C) delimita a fronteira setentrional da ASAP. Tomando a média sazonal de saídas do modelo oceânico para os períodos de verão e inverno, a Figura 14 apresenta os limites sugeridos da ASAP ao longo do sul da plataforma continental brasileira, com base nos limites da isotérmica descritos por Piola *et al.* [2008]. O ROMS reproduziu de maneira satisfatória os resultados de Piola *et al.* (2008) para o período de verão e inverno de 2012, atestando a capacidade do modelo em reproduzir a FSTP no ano analisado. A Figura 14 mostra que a ASAP atingiu a latitude mais setentrional de 34 °S em ambas as estações, variando apenas em termos de orientação e forma.

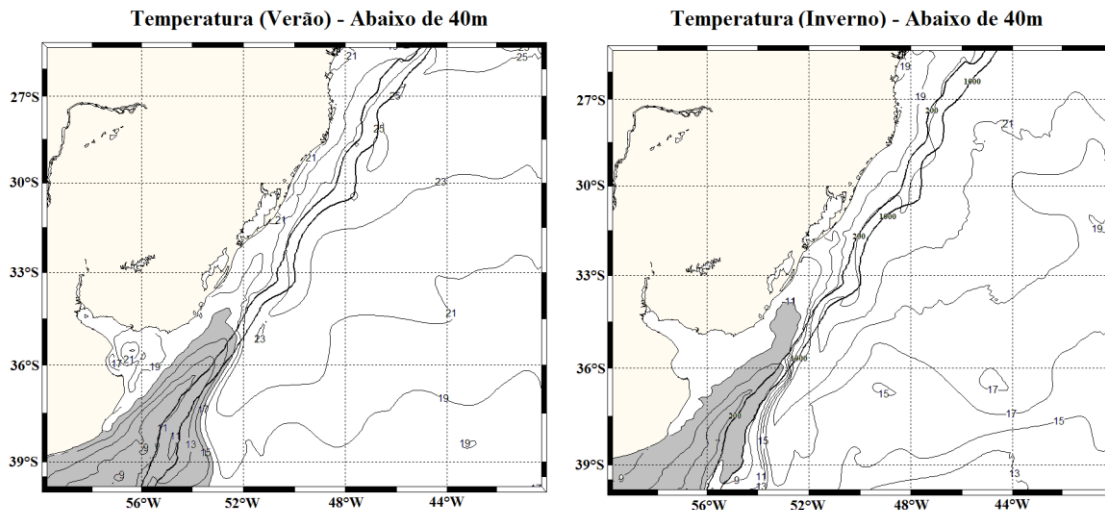


Figura 14 - Representação da ASAP modelada a 40m de profundidade. As áreas em cinza representam a ASAP limitada pela isoterma de 16°C durante o verão 2012 (esquerda) e limitada pela isoterma de 11°C durante o inverno de 2012.

Möller *et al.* [2008], no entanto, apontam para o fato de que o FSTP apresenta uma variação sazonal nas suas propriedades termohalinas. Existem duas distribuições básicas de temperatura e salinidade ao norte e ao sul dos limites FSTP: durante o inverno, no lado sul da FSTP, as águas atingem 14 °C e as salinidades variam entre 33,5 e 35,3. No lado norte da FSTP, as temperaturas da água são superiores a 18,5 °C e salinidade estão entre 35,3 e 36. Durante o verão, a FSTP é mais quente como um todo e as massas d'água apresentam diferentes características termohalinas ao norte e ao sul de seus limites, mesmo que os limites de salinidade não mudem em relação ao inverno. Ao norte (sul) da frente, as temperaturas são próximas a 21 °C (18,5 °C), enquanto que a salinidade é mantida entre 33,5 e 35,3 (35,3 e 36).

Conforme representado na Figura 11 a mistura entre a ASAP e a ASTP ocorre de forma distinta entre o inverno e o verão, em concordância com Piola *et al.* [2008] e Möller *et al.* [2008]. Como consequência da mistura e da oscilação sazonal da posição FSTP, a estabilidade da coluna d'água no interior da PCSB também muda. Campos *et al.* [1995] relatam que a ressurgência da ACAS, no verão, também é um fator importante para aumentar a complexidade dos processos de mistura que ocorrem em nossa área de estudo. Ventos do quadrante N-NE induzem a penetração da ACAS na quebra da plataforma, especialmente sobre as costas sul e sudeste do Brasil.

As Figuras 15 e 16 apresentam valores médios de temperatura e salinidade, gerados pelo ROMS para os períodos de inverno (dia 20 de julho) e verão (20 de fevereiro), respectivamente, ao longo do transecto paralelo à costa, previamente

apresentado na Figura 6. O transecto foi criado entre as latitudes de 28-36 °S sobre a região da PCSB, com o objetivo de enfatizar as diferenças sazonais da distribuição vertical de temperatura e salinidade na coluna na água, durante os períodos de inverno e verão. Na secção de inverno, a temperatura variou em função da latitude e a ASAP apresentou uma variação vertical uniforme sobre plataforma, desde a superfície até o fundo. A ASTP apresentou um núcleo quente que avançou em direção ao sul ao longo de quase toda a coluna d'água, até o encontro com a ASAP na FSTP. Ainda observa-se a incursão de uma água mais fria, abaixo da ASTP, com $T \leq 18,5^{\circ}\text{C}$ e $S \geq 35,3$ que caracterizou a ACAS [Möller *et al.*, 2008]. Os diagramas T/S (Figuras 11 e 12) já haviam registrado esta presença durante as coletas de dados *in situ*.

Existe ainda um fluxo de baixa salinidade em subsuperfície (abaixo de 10m) criando uma perturbação superficial nas linhas isotermas até ~500 km da costa. Durante o inverno, ventos predominantes de sul/sudoeste forçam a PRP para o norte sobre a plataforma [Möller *et al.*, 2008]. Palma *et al.* [2008] e Matano *et al.* [2010, 2014] descrevem que os ventos locais são apenas um elemento complementar para o deslocamento das águas da PRP sobre a plataforma continental. As correntes do Brasil e Malvinas geram um gradiente de pressão barotrópico que se estende para o talude e oceano aberto, controlando a circulação sobre esta área.

A salinidade no inverno 15 apresenta forte estratificação vertical de salinidade, associada principalmente ao aporte superficial de águas continentais da PRP. O avanço destas águas para o norte, impulsionadas pelo regime de ventos do quadrante S-SO, ocorre além do limite da FSTP. A posição da FSTP aparece bem marcada ao centro de ambos os perfis de temperatura e salinidade. A norte da frente, temperatura e salinidade acompanham o mesmo padrão de distribuição termohalina. Com um núcleo visível centrado a cerca de 30 m de profundidade, a ASTP ocupa toda a porção ao norte da FSTP.

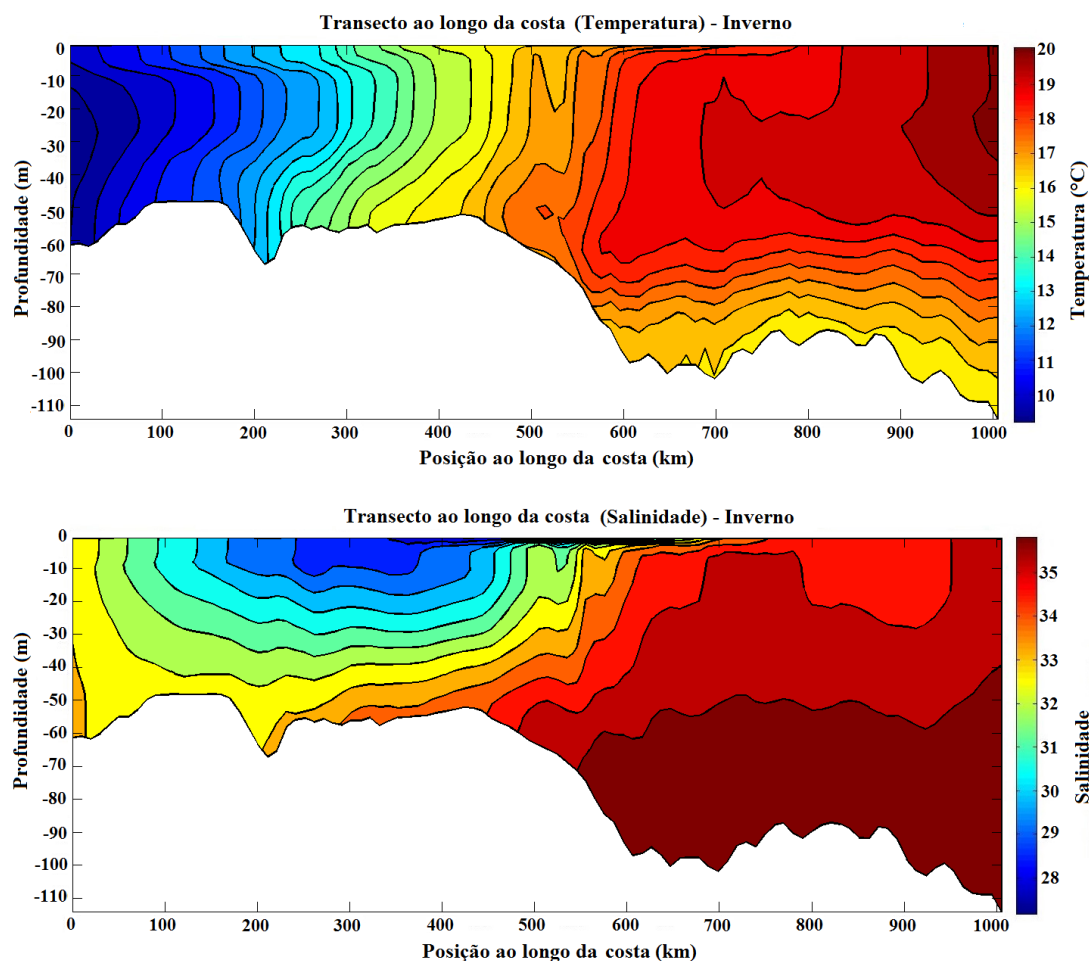


Figura 15 - Secção modelada de temperatura (acima) e salinidade (abaixo) referente ao período de 20 de junho 2012 (inverno) ao longo do transecto idealizado paralelo a costa, visto na Figura 6.

No verão os valores de temperatura superficial mais altos atingiram latitudes mais elevadas no interior da plataforma continental. Estes valores de temperatura não marcam o limite físico da FSTP, que é observada na secção de salinidade em profundidades abaixo de 10 m, centrada próximo a 31,5 °S (550 km do limite sul do transecto). Acima dessa profundidade, águas de baixa salinidade associadas à PRP podem ser vistas até 700 km do limite sul do transecto. As saídas do modelo estão de acordo com dados hidrográficos apresentados por Piola *et al.* [2008], que descrevem que, durante o inverno, a estratificação vertical das águas na plataforma continental é controlada basicamente pela salinidade.

Na secção de temperatura da Figura 16 (entre 800 e 1000 km) é possível observar a incursão de águas mais frias da ACAS abaixo da ASTP. Conforme descrito por Campos *et al.* [1995], a intensificação dos ventos do quadrante N-NE, durante o verão, intensifica a penetração da ACAS sobre a região da quebra de plataforma.

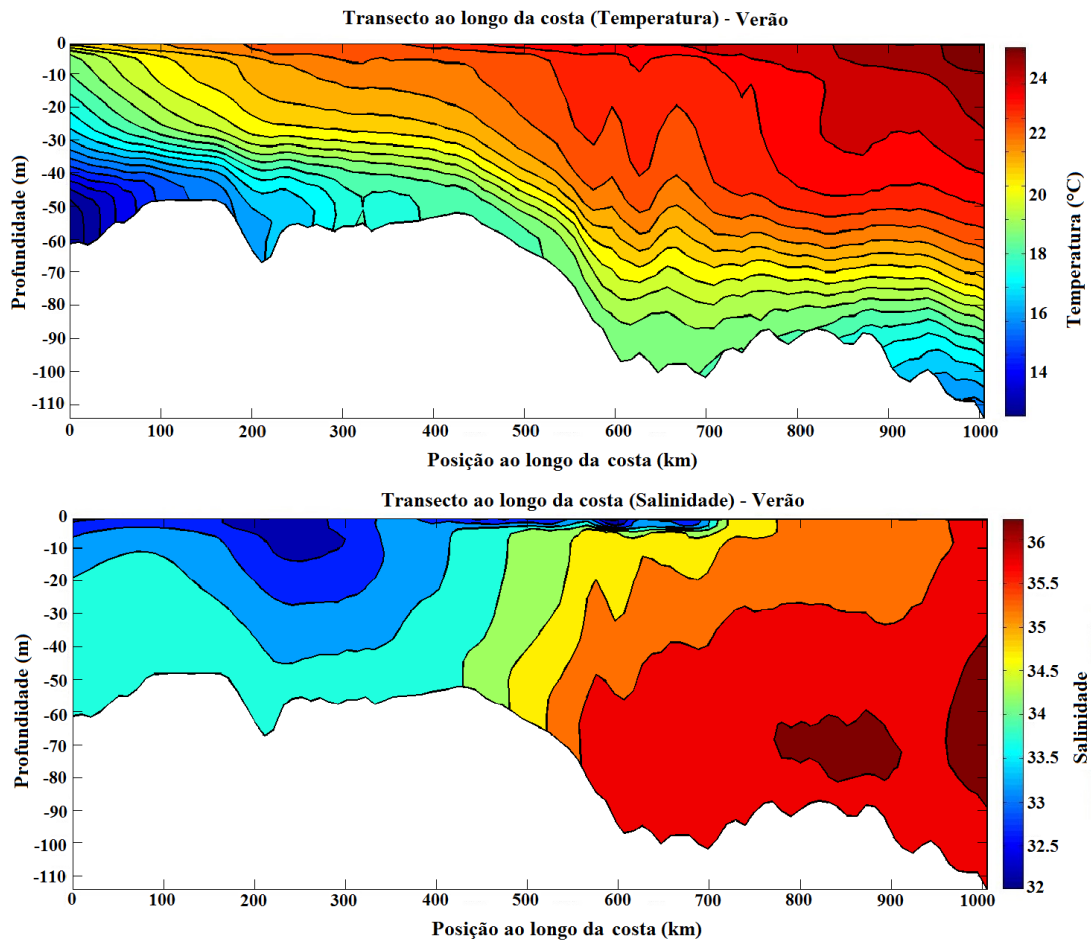


Figura 16 - Secção modelada de temperatura (acima) e salinidade (abaixo) referente ao período de 20 de fevereiro 2012 (verão) ao longo do transecto idealizado paralelo a costa, visto na Figura 6.

5.1.2 - Circulação oceânica superficial

A figura 17 apresenta as médias sazonais de TSM para os períodos de verão e inverno de 2012. Nela é possível observar um claro sinal sazonal dos campos de TSM e velocidade superficial das correntes sobre a plataforma continental e oceano aberto. Os valores de TSM estão de acordo com aqueles observados por Lentini *et al.* [2000], que registraram amplitudes térmicas de 4 °C a 13 °C sobre a PCSB. Devido ao resfriamento radiativo sazonal e a advecção costeira, os valores de TSM mínimos ocorrem entre os meses de agosto a setembro (inverno). Os valores máximos de TSM são observados entre fevereiro e março (verão). Devido a sua capacidade em representar fenômenos regionais e a atividade de mesoescala, o ROMS representou os principais detalhes das correntes superficiais presentes na área de estudo. Assim como, a presença de vórtices de mesoescala, o modelo representa bem a sinuosidade da CB ao longo da quebra de plataforma e o avanço da CCB para o norte durante o inverno. A CB também apresentou

o seu característico fortalecimento no transporte e seu aprofundamento (não mostrado) em direção a altas latitudes, conforme descrito por Soutelino [2008].

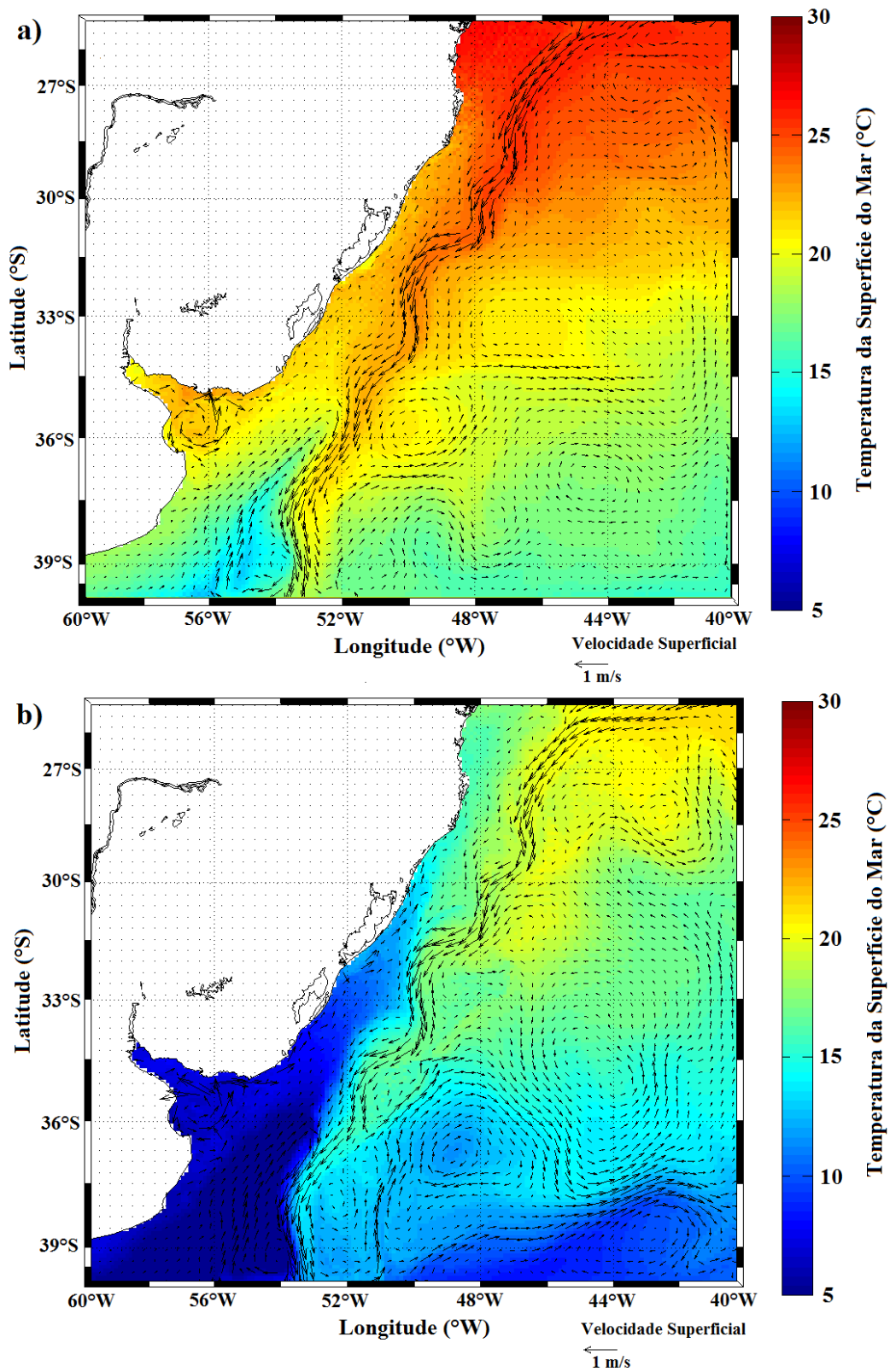


Figura 17 - Médias sazonais dos campos de TSM e velocidade superficial simulados, para os períodos de verão (a) e inverno (b) de 2012.

A presença de vórtices e meandros sobre o núcleo da CB, descritos inicialmente por Mascarenhas *et al.* [1971], acompanha os contornos e recortes da plataforma continental ao longo de toda a grade do modelo. De acordo com Silveira *et al.* [2000], um padrão de ocorrência de sucessivos anticiclones (vórtices de núcleo quente com rotação anti-horária no hemisfério sul) e ciclones (vórtices de núcleo frio girando no sentido horário no hemisfério sul), associados a uma onda de vorticidade, constantemente alimentam a plataforma interna com águas tropicais da CB. As simulações realizadas neste trabalho também revelaram a presença de vórtices de núcleo frio, originários da região da CBM, frequentemente transportados da parte sul da grade do modelo para o norte/nordeste durante todas as estações de 2012. Garcia *et al.* [2004] descrevem que a advecção para norte destes vórtices de núcleo frio originários na região da CBM são comuns. Os autores também descrevem que essas feições têm escalas temporais típicas de 9 a 12 semanas e contêm altas concentrações de clorofila com respeito às águas circundantes.

A Figura 18 mostra as médias sazonais de salinidade simuladas pelo ROMS durante os períodos de verão e inverno de 2012. Nelas é possível observar, assim como nas médias de temperatura, uma assinatura sazonal marcante sobre a região da plataforma continental. Essa sazonalidade está associada aos processos de advecção costeira das plumas do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos. Existe uma forte correlação entre o regime de vento atuante na região e as anomalias de salinidade [Piola *et al.*, 2005; Soares *et al.*, 2007; Möller *et al.*, 2008; Palma *et al.*, 2008; Matano *et al.*, 2014]. Piola *et al.* [2008] descrevem que as variações de salinidade sobre a PCSB sofrem influência direta dos regimes sazonais de pluviosidade e da ação local dos ventos. Estes fatores controlam o avanço da pluma do Rio da Prata para nordeste nos períodos de outono-inverno [Piola *et al.*, 2000, Guerrero *et al.*, 2014] e para sudeste durante a primavera-verão [Guerreiro *et al.*, 1997; Framiñan *et al.*, 1999; Piola *et al.*, 2000].

No verão, a ação dos ventos de nordeste gera correntes geostróficas que transportam águas mais quentes e salinas ao longo de toda a PCSB. Durante o inverno, o processo se inverte e a ação dos ventos do quadrante sul impulsiona para nordeste águas de baixa salinidade do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos criando, assim, uma anomalia negativa de salinidade sobre a plataforma continental, até aproximadamente 28 °S [Piola *et al.*, 2000]. A ação sazonal do vento juntamente com o aumento da pluviosidade são importantes fatores responsáveis pela distribuição de águas menos salinas na plataforma

[Piola *et al.*, 2000, 2005; Möller *et al.*, 2008; Palma *et al.*, 2004, 2008; Pimenta *et al.*, 2005]. Estas oscilações sazonais de salinidade têm impacto direto nos ecossistemas costeiros da região [Emilson, 1961; Ciotti *et al.*, 1995; Stevenson *et al.*, 1998; Guerrero *et al.*, 2014].

Durante o verão (Figura 18a), a cunha salina do Rio da Prata fica restrita a sua região da sua foz, com gradientes de salinidade superficial diminuindo em direção ao mar aberto [Guerrero *et al.*, 1997]. Möller *et al.* [2008] mostram um característico avanço zonal da PRP durante um cruzeiro de verão, também observado em nossos resultados, porém com menor avanço em direção à quebra de plataforma durante o verão de 2012. Guerrero *et al.* [2014] mostraram, para mês de dezembro de 2011, um avanço anômalo da cunha salina em direção da quebra de plataforma, provavelmente intensificado pela presença de um vórtice quente de circulação local anticiclônica. Este avanço zonal da PRP é responsável por registros destas águas de baixa salinidade sobre a região da CBM [Gordon, 1989; Guerrero *et al.*, 2014]. Não foi possível identificar este avanço zonal da cunha salina da PRP descritos por Möller *et al.* [2008] e Guerrero *et al.* [2014]. De forma que os reais motivos para esta retração da pluma devem ser melhores estudados.

Os dados de saída do modelo oceânico ROMS para o período de inverno de 2012 (Figura 18b), foram representados de forma bastante satisfatória. Durante essa estação é possível observar o característico avanço das águas da PRP sobre o litoral do Uruguai e sul do Brasil. Estas águas apresentam baixos valores de salinidade, similares aos observados na Figura 3b de Möller *et al.* [2008]. Apesar da intensa ação dinâmica da PRP sobre a plataforma, Piola *et al.* [2008] sugerem que a FSTP não sofre grandes flutuações sazonais associadas à salinidade sobre a plataforma. No período de outono sobre a plataforma argentina, até o limite sul de 35 °S, é possível observar o avanço para o norte da ASAP ($T \leq 14$ °C e $33,5 < S \leq 34,2$), também identificado na Figura 17. Durante a primavera, a porção norte da plataforma continental esta composta pela ASTP, com salinidades maiores que 33,5. Próximo a costa do Rio Grande do Sul foram observados núcleos de baixa salinidade associados à pluma da Lagoa dos Patos. Oliveira [2011] mostra que o aumento da vazão na desembocadura da lagoa causa um aumento considerável no volume da cunha salina. Esses fenômenos, somado à intensificação dos ventos do quadrante sul, tende a deslocar as águas menos salinas para o norte junto à costa gaúcha.

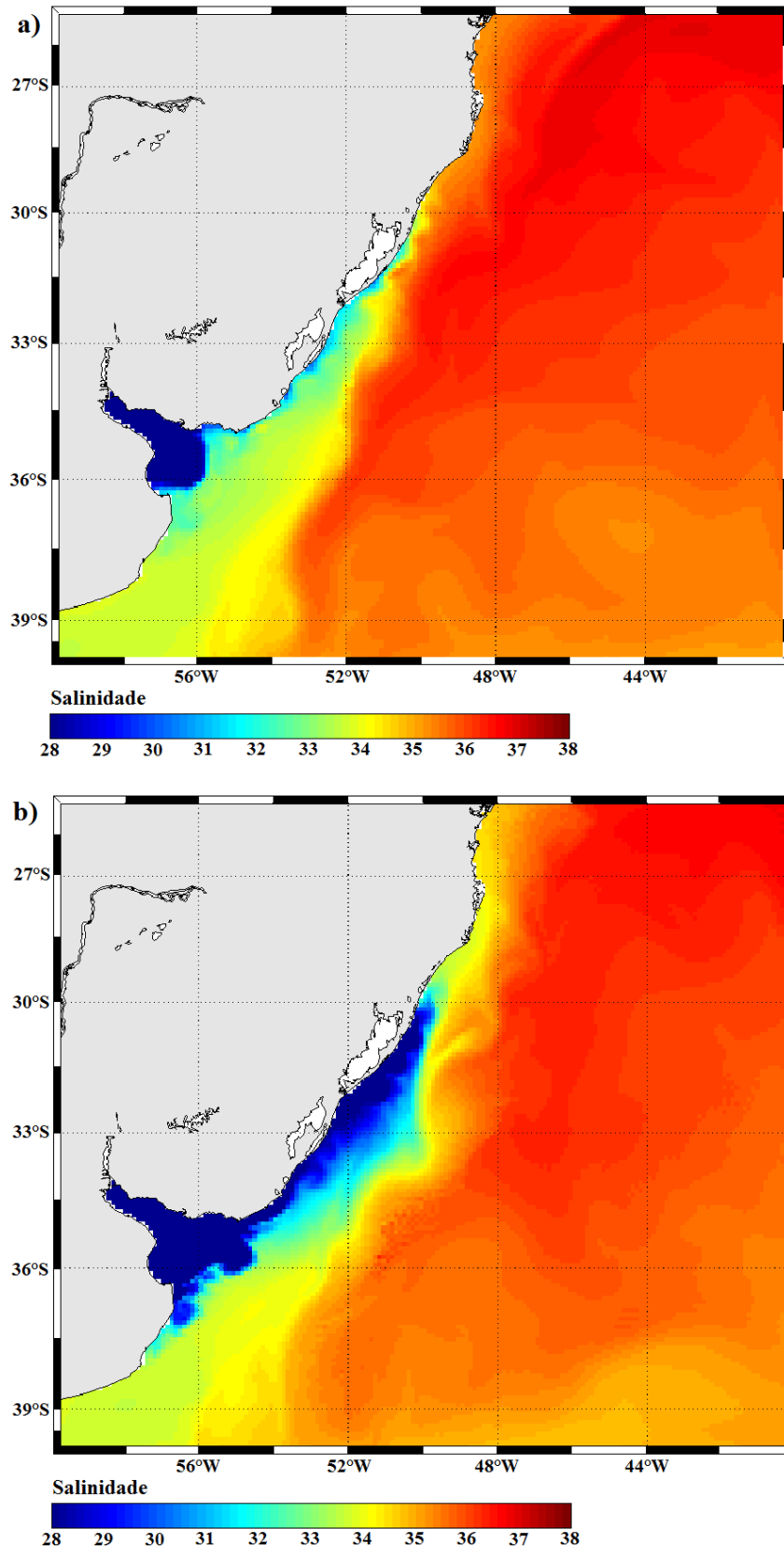


Figura 18 - Médias sazonais dos campos de salinidade e velocidade superficial simulados, para os períodos de verão (a) e inverno (b) de 2012.

Até o presente, poucos trabalhos abordaram a variabilidade das velocidades da CCB no interior da PCSB. Souza & Robinson [2004] utilizaram 3 derivadores do *Surface Velocity Program* (SVP) lançados em 1993 sobre a CB que, eventualmente, foram desviados para CCB. Os autores estimaram uma velocidade média superficial de $0,11 \text{ m.s}^{-1}$ na CCB. Velocidades medidas pelos derivadores individuais variaram de $0,06 \text{ m.s}^{-1}$ a $0,17 \text{ m.s}^{-1}$. Os autores acrescentam ainda que a CCB é uma corrente turbulenta, onde Energia Cinética Turbulenta (*Eddy Kinetic Energy* - EKE) domina o fluxo e contribui com mais de 93 % da Energia Cinética Total (*Total Kinetic Energy* - TKE). A análise espectral das velocidades dos derivadores indica que a passagem frequente de sistemas frontais atmosféricos sobre a PCSB gera oscilações típicas sobre a CCB associadas à ação dos ventos.

A maioria das estimativas de velocidade para a CB, tem se concentrado no litoral sudeste do Brasil e sobre a região da CBM [Silveira, *et al.*, 2000]. Garfield [1990] descreve os principais trabalhos com estimativas da velocidade máxima da CB, entre 10 e 30 °S. Segundo este autor os valores de velocidade da CB variam entre $0,19 \text{ m.s}^{-1}$ (13 °S) e $0,80 \text{ m.s}^{-1}$ (31 °S). Oliveira *et al.* [2009] utilizaram 13 anos de dados de derivadores SVP para estudar a cinemática e a energia cinética associada à CB, estimando valores médios anuais de velocidade superficial entre $0,3 \text{ m.s}^{-1}$ a $0,45 \text{ m.s}^{-1}$. Os resultados indicam que os maiores valores de velocidade são encontrados sobre o núcleo da CB ($0,9 \text{ m.s}^{-1}$ a $1,25 \text{ m.s}^{-1}$) durante o período de verão (Figura 19a) e próximo a região da CBM ($\sim 1,3 \text{ m.s}^{-1}$) no inverno (Figura 19b). Estes números são duas a cinco vezes maiores do que a velocidade média da CCB e são consistentes com as saídas do modelo ROMS, apresentados na Figura 19. Os valores de velocidade sobre a PCSB, associados a CCB, variaram entre $\sim 0,1$ e $0,3 \text{ m.s}^{-1}$, sendo consistentes com os descritos por Souza & Robinson [2004]. Para a região sudeste do Brasil, Silveira *et al* [2004] estimaram através do modelo POM valores de velocidade superficial para a CB de $\sim 0,8 \text{ m.s}^{-1}$ e $\sim 0,1 \text{ m.s}^{-1}$ sobre a plataforma continental, indicando uma boa concordância dos dados simulados. Se compararmos os vetores da Figura 19 e a Figura 4 de Oliveira *et al.* [2009], encontramos fluxos similares para a CB e CCB, incluindo os meandros ao longo da PCSB e a formação de estruturas ciclônicas anteriormente descritas por Garcia *et al.* [2004].

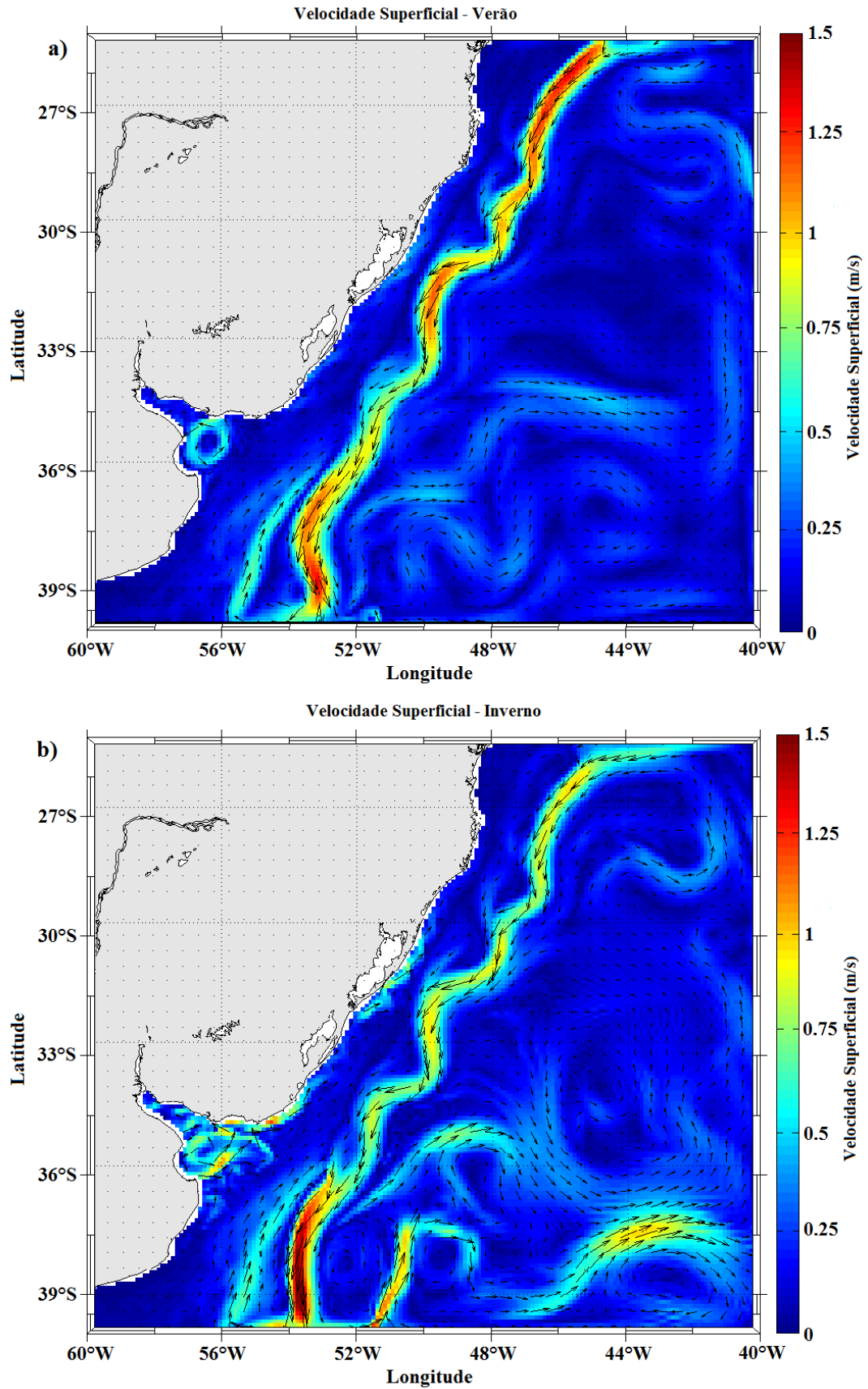


Figura 19 – Velocidade superficial média sazonal ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) simulada para os períodos de verão (a) e inverno (b) do ano 2012.

5.1.3 - Análise comparativa modelo-sensoriamento remoto

Os valores de viés (*bias*) entre os dados de TSM de satélite e as saídas do modelo apresentaram características marcantes. Valores máximos de viés foram encontrados durante as quatro estações do ano sobre a região da CBM. Conforme descrito por Souza & Robinson [2004], isto provavelmente se deve aos fortes gradientes térmicos e energéticos entre as massas d'água transportadas pela CB e CM naquela região. Os valores de viés em oceano aberto são relativamente pequenos, variando na média de -2 a 2 °C. Esta pequena variação de viés em TSM indica que as parametrizações, condições iniciais e de contorno foram capazes de gerar resultados satisfatórios para a região de oceano aberto.

Durantes as estações de verão e outono (Figura 20a e 20b), os valores médios de viés são levemente positivos, especialmente sobre a plataforma continental. Os histogramas associados indicam que os valores gerados pelo modelo são, em geral, subestimados em relação aos dados de TSM do AVHRR-OI. As TSMs sobre a plataforma continental estimadas pelo modelo são, em geral, 0,5 a 3 °C inferiores às coletadas pelo sensor remoto. Em oceano aberto, os valores de viés variam de -0,5 a 0,5°C, durante o verão e outono. Soares [2014] estimou valores médios de viés superiores para os dados do ROMS em relação ao AVHRR, explicados como sendo um erro de ajuste do modelo que gerou um deslocamento anômalo da CBM para o norte. Nos períodos inverno e a primavera (Figura 20c e 20d) os valores de viés variam entre -2 e 2 °C, sendo a predominância dos valores levemente negativa. Variações negativas e próximas a zero indicam a destreza do modelo em simular estes períodos, com uma leve tendência de superestimativas do modelo em relação ao sensor remoto. Os valores máximos de viés são encontrados sobre a região da CBM (~ -8 °C) em ambos os períodos. Sobre a plataforma continental, durante a primavera, valores de aproximadamente -3 °C foram registrados próximo à desembocadura do Rio da Prata.

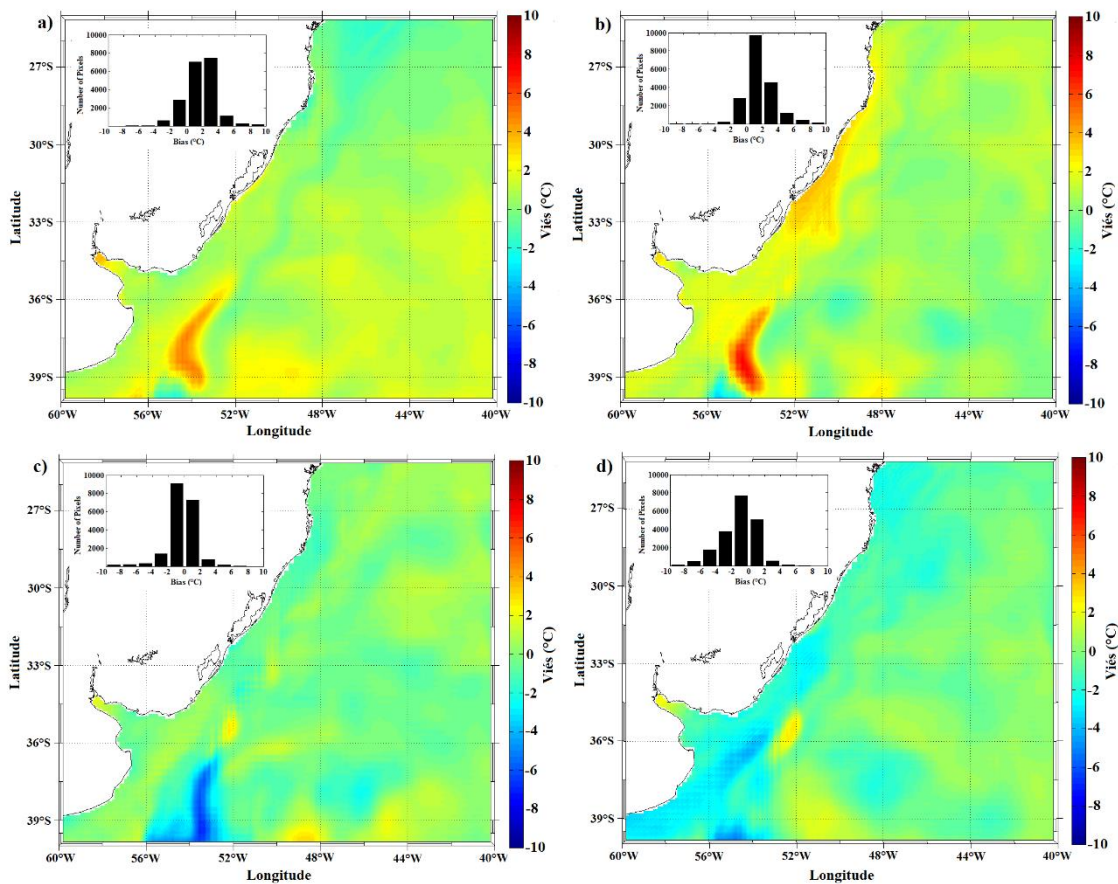


Figura 20 – Viés sazonal de TSM entre os dados do AVHRR-OI e o modelo numérico ROMS, para os períodos de verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d) de 2012.

Durante as quatro estações do ano, os maiores gradientes térmicos foram encontrados sobre a região da CBM. Sobre a região da FSTP os valores de viés são próximos a zero e acompanham os demais valores na plataforma. Por se tratar de uma análise comparativa do oceano em superfície, acredita-se que isto se deve ao fato da FSTP ser melhor visualizada em profundidades abaixo de 40 m, conforme descrito por Möller *et al.* [2008], onde as águas sofrem menor influência das águas da PRP. Apesar disso, é possível observar vieses térmicos superficiais leves nos períodos de primavera e outono sobre a região da FSTP.

Concordando com os valores de viés, os maiores valores da REMQ foram obtidos junto à região da CBM. A constância na existência dos erros sistemáticos sobre a região da CBM, durante todo o período de simulação em 2012, indica a necessidade de um futuro ajuste nas parametrizações dinâmicas do modelo oceânico para que este erro possa ser diminuído nessa região de grandes contrastes de propriedades.

Em geral, nas quatro estações do ano, os valores da REMQ para oceano aberto variam entre 0 e 1,5 °C e indicam um erro pequeno para esta região. Os maiores valores da REMQ, localizados sobre a região da CBM, chegam a 5 °C. Na plataforma continental, a REMQ apresentou maiores valores durante os períodos de outono e primavera. Durante o período de outono é possível observar que o erro do modelo é maior sobre a Plataforma Continental Sul Brasileira enquanto que, na primavera, os valores da REMQ crescem sobre a plataforma continental argentina (aprox. 2 °C), em frente da foz do Rio da Prata e sobre o lado quente (norte) da região da FSTP. Os períodos de verão e inverno apresentaram as menores magnitudes da REMQ sobre a PCSB. Durante o verão (Figura 21a), a REMQ sobre a plataforma continental variou de 0,5 a 1,5. Os valores mais elevados foram observados entre as latitudes de 36-39 °S próximo à região de retroflexão da CB na CBM.

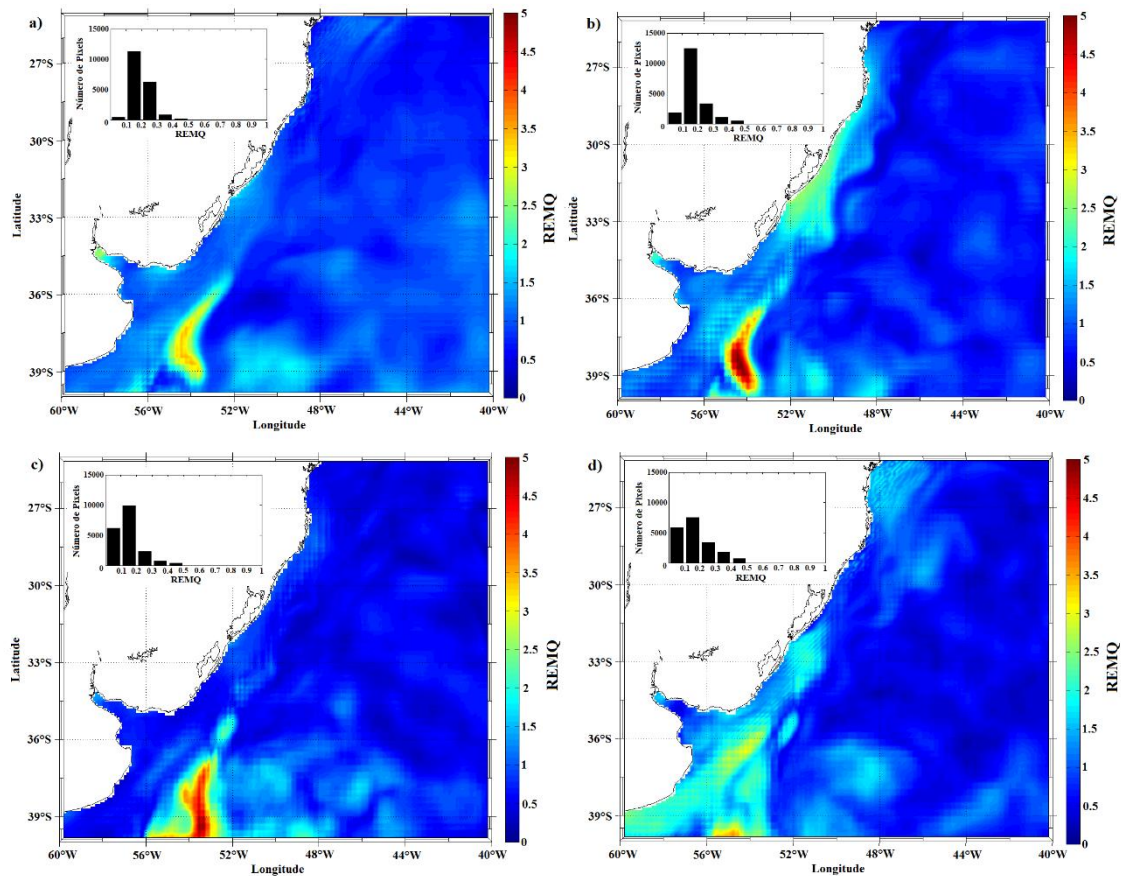


Figura 21 - Raiz do Erro Médio Quadrático (REMQ) sazonal de TSM entre os dados do AVHRR-OI e o modelo numérico ROMS, para os períodos de verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d) de 2012.

O padrão meandrante de transporte da CB ao longo da quebra da plataforma ficou marcado por valores de REMQ próximos a zero, durante as quatro estações do ano. Nos

períodos de inverno e primavera (Figura 21c e 21d, respectivamente), é possível observar a intensificação dos gradientes térmicos da CBM e suas estruturas de mesoescala (vórtices e meandros), através do aumento do erro associado do modelo em relação ao dado AVHRR-OI. Durante o inverno, a REMQ varia de 1,5 a 2 sobre os vórtices e meandros, ao passo que sobre a região da CBM os valores crescem substancialmente acima de 3,5.

As estimativas de *skill* (Figura 22) indicam resultados médios acima de 0,5 para todas as estações do ano. Valores de *skill* acima de 0,7 são observados principalmente em oceano aberto, enquanto que sobre a PCSB os valores variam entre 0,55 e 0,8. Dias *et al.* [2014] estimaram valores de *skill* entre o ROMS e o AVHRR para o litoral sudeste do Brasil, superiores a 0,8 para oceano aberto e entre 0,5 e 0,9 sobre a região de plataforma. Em concordância com os dados de viés e REMQ, as regiões de maior gradiente térmico coincidem com aquelas de menor eficácia no desempenho do modelo.

Sobre o núcleo da CB, o modelo apresenta valores de *skill* acima de 0,7 em todas as estações do ano. Porém, as regiões de vórtices e meandros ao sul da grade apresentam um menor desempenho quando comparados aos dados de TSM de satélite. Apesar da evolução dos modelos hidrodinâmicos atuais, a representação de fenômenos de mesoescala com intensa atividade energética não é precisa e demanda um ajuste aprofundado do modelo. Sobre a plataforma continental, o desempenho do modelo foi bem menor no período de verão, acompanhando os valores de viés.

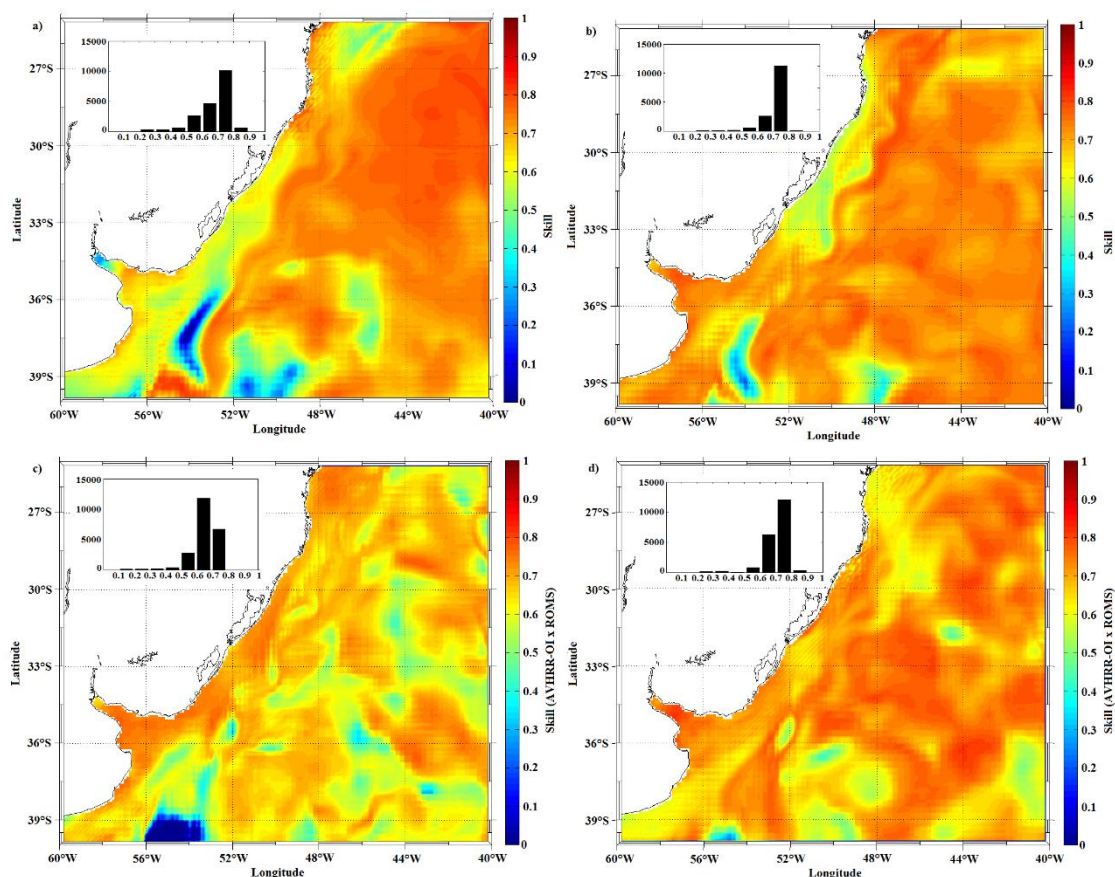


Figura 22 – *Skill* sazonal de TSM entre os dados do AVHRR-OI e o modelo numérico ROMS, para os períodos de verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d) de 2012.

A Figura 23 apresenta 3 diagramas Hovmöller com dados de viés de TSM entre dados do AVHRR-OI e do ROMS. Os digramas foram gerados através de um corte transversal sobre as latitudes de 27 °S (a), 33 °S (b) e 39 °S (c) para todo o ano de 2012. Os perfis foram escolhidos visando caracterizar a região de plataforma e oceano aberto sobre três regiões específicas: a primeira delas em uma área sem gradiente térmico intenso em 27 °S; outra sobre a região da FSTP a 33 °S e a última sobre a região da CBM a 39 °S. O diagrama Hovmöller foi utilizado, nesse caso, como uma ferramenta para análise da capacidade do ROMS em caracterizar adequadamente a variabilidade sazonal de TSM. Valores positivos (negativos) indicam uma subestimativa (superestimativa) do modelo em relação aos dados AVHRR-OI.

Em 27 °S (Figura 23a) mostrou que a região da plataforma continental apresenta uma variação sazonal nos valores de viés, possivelmente influenciado pelo regime local de vento descrito por Möller *et al.* [2008]. Souza *et al.* [2007] mostram a dominância de um ciclo anual característico de variação da anomalia de TSM para a região de até 22,5 °S. Durante os períodos de primavera e verão, a ação dos ventos de N-NE gera um viés

negativo de até $-2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ enquanto que, nos períodos de outono e inverno, os ventos do quadrante S-SO e a ação da CCB sobre as águas superficiais geraram um viés positivo de até $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

A Figura 23b apresenta um incremento positivo no viés de até $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ em $33\text{ }^{\circ}\text{S}$ durante os meses de março a junho (outono) de 2012, em conformidade com o que foi mostrado na Figura 20. Sobre a plataforma continental, durante os demais períodos do ano, os valores de viés variaram de 0 a $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, indicando uma superestimativa do modelo em relação ao dado AVHRR-OI. Embora as razões para a existência de um padrão sazonal de viés sobre a PCSB não sejam completamente compreendidas, acreditamos que a evolução espaço-temporal da CCB sobre a PCSB seja o principal motivo desta variação, somado à ação regional do vento, conforme descrita por Möller *et al.* [2008], Palma *et al.* [2008], Piola *et al.* [2005, 2008] e Matano *et al.* [2010], entre outros. Sobre a região da quebra de plataforma a $33\text{ }^{\circ}\text{S}$, os valores de viés são menores durante todo o ano de 2012. É possível observar que os valores de viés sobre a CB são quase constantes e sempre menores que o das águas que a circundam.

O diagrama Hovmöller em $39\text{ }^{\circ}\text{S}$ mostra pequenas variações de viés sobre a plataforma durante todo o ano de 2012, entre -2 e $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Figura 23c). Nesta Figura a escala de vieses é mais ampla que as demais, indicando uma amplitude do erro associado maior sobre a região de gradiente da CBM. É possível observar que existe uma variação sazonal do viés sobre a CBM. Mostrada anteriormente na Figura 20, ela pode ser também visualizada no diagrama Hovmöller próximo a 54° W . A Figura 22 mostra que o desempenho do modelo sobre esta região é muito inferior às demais áreas simuladas pelo ROMS. Durante os períodos de verão e outono, menores valores estimados pelo modelo criaram um viés positivo sobre toda a região da CBM. Com a entrada dos ventos do quadrante S-SO no inverno e a consequente e a intensificação da influência das águas da CM sobre a confluência, os valores de viés invertem e o modelo para a superestimar em relação ao dado AVHRR-OI.

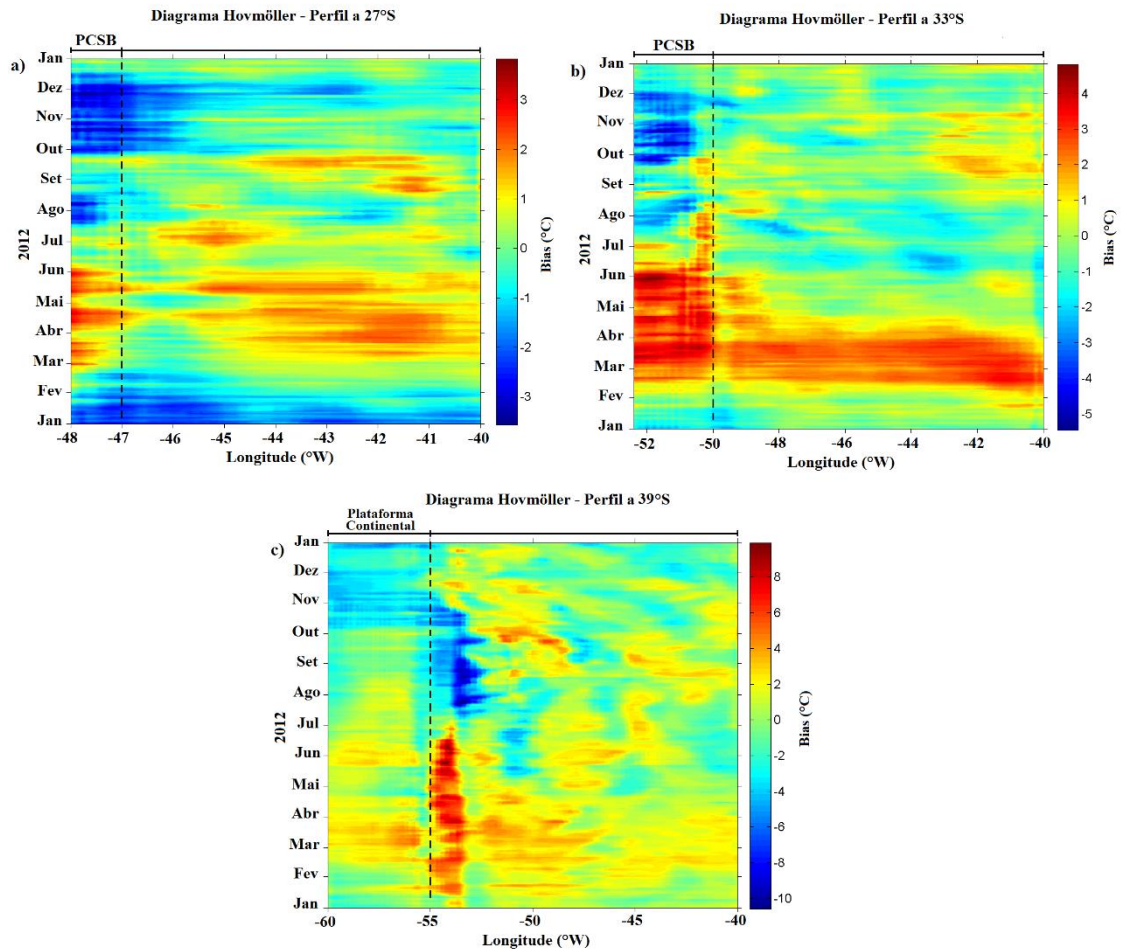


Figura 23 - Diagramas Hovmöller do viés de TSM (°C) para o ano de 2012. As Figuras representam 3 transectos gerados sobre as latitudes de 27 °S (a), 33 °S (b) e 39 °S (c). Linhas tracejadas representam o limite da plataforma continental. Valores positivos (negativos) indicam uma subestimativa (superestimativa) do modelo em relação ao dado AVHRR-OI.

As comparações sazonais de altura da superfície do mar do modelo com as extraídas de altímetros mostram que a simulação foi capaz de identificar a variabilidade espacial dos principais fenômenos de mesoescala na região. A Figura 24 mostra padrões similares de variação da altura da superfície do mar ao longo do ano de 2012. Como descrito anteriormente, as instabilidades causadas pelo gradiente térmico entre as águas da CB e da CM gera distintas feições de mesoescala como meandros e vórtices [Legeckis & Gordon, 1982; Lentini *et al.*, 2000]. As maiores diferenças entre os valores de *zeta* e altura da superfície do mar foram encontradas junto à região da CBM, assim como sobre meandros e vórtices de meso escala associados a esta região.

Sobre a PCSB foram encontrados valores de viés entre 0 e 0,5 m, consistentemente mais elevados do que em mar aberto. As discrepâncias entre altimetria e dados *in situ* nas

regiões costeiras são atribuídas, em geral, à menor precisão do modelo de maré usado para corrigir os dados altimétricos [Strub *et al.*, 2015]. Saraceno *et al.* [2010], no entanto, relataram que os modelos de maré utilizados na altimetria estão, em geral, em boa concordância com as medidas das marés costeiras na plataforma continental oeste do Oceano Atlântico Sul. As anomalias e variações do nível do mar associadas às correntes geostróficas são, em geral, da ordem de dezenas de centímetros [Souza *et al.*, 2006]. Sobre o núcleo da CB, foram encontrados valores satisfatórios de variação da altura da superfície do mar, com um viés entre dados de satélite e de modelo da ordem de aproximadamente -0,2 m durante as quatro estações do ano.

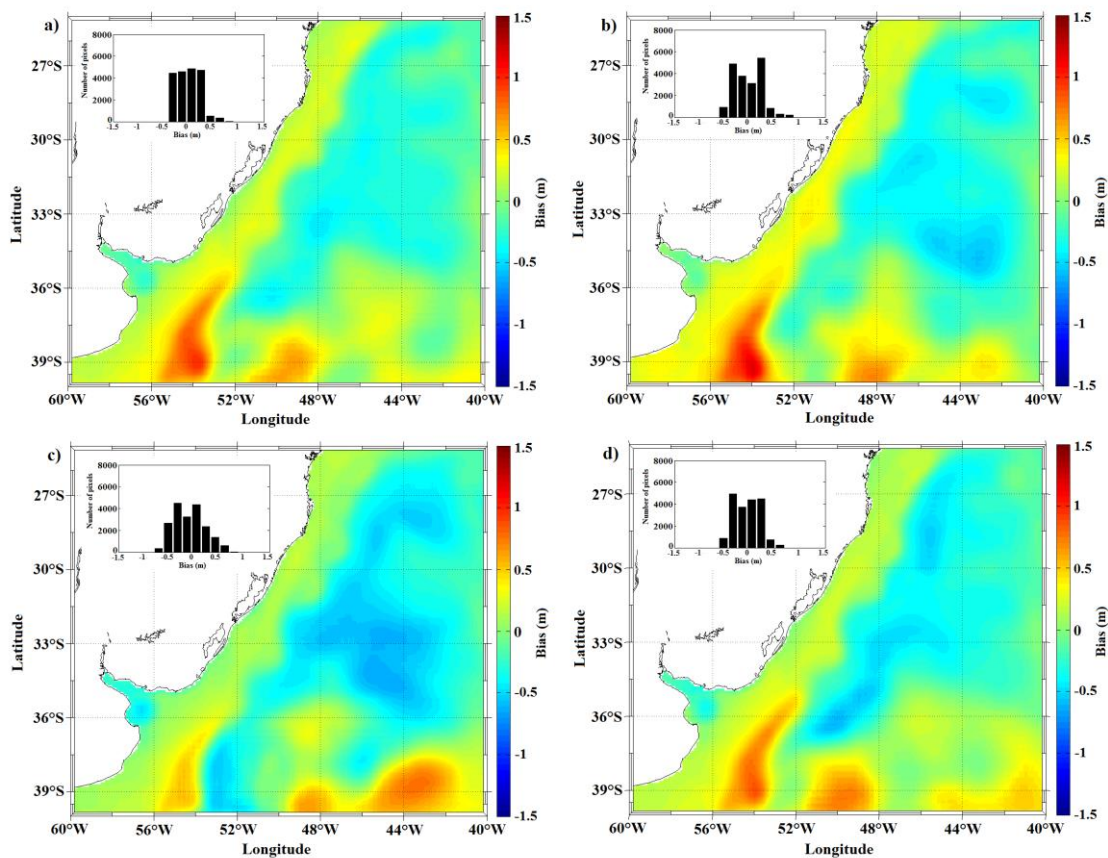


Figura 24 – Viés sazonal de altimetria entre os dados de satélite e o modelo numérico ROMS, para os períodos de verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d) de 2012.

A Figura 25 mostra sobre a PCSB os valores médios de REMQ para as quatro estações do ano de 2012 variando entre 0 a 0,4. Durante as estações de verão e inverno foram encontradas as menores magnitudes de erro sobre a plataforma. Em oceano aberto os índices de REMQ variaram entre 0,2 e 0,4 durante as 4 estações do ano. Os maiores valores de erro associado ao modelo oceânico foram obtidos sobre a região da CBM, conforme observado na Figura 24 de viés. Sobre o núcleo da CB, valores de REMQ

próximos a zero indicam que o modelo é eficiente em caracterizar a principal corrente de contorno oeste da área de estudo. Nos períodos de outono e primavera (Figura 25b e 25d), os valores de REMQ sobre a plataforma continental variaram entre 0,2 e 0,4, indicando um maior erro por parte do modelo em relação aos meses de verão e inverno de 2012. Erros associados a vórtices e meandros formados a partir da CBM, são vistos durante as 4 estações do ano. Apesar do tempo de duração destas feições de mesoescala ser, em geral, menor que o período sazonal, sua constante formação a partir da CBM registra erros associados durante todo o ano de 2012.

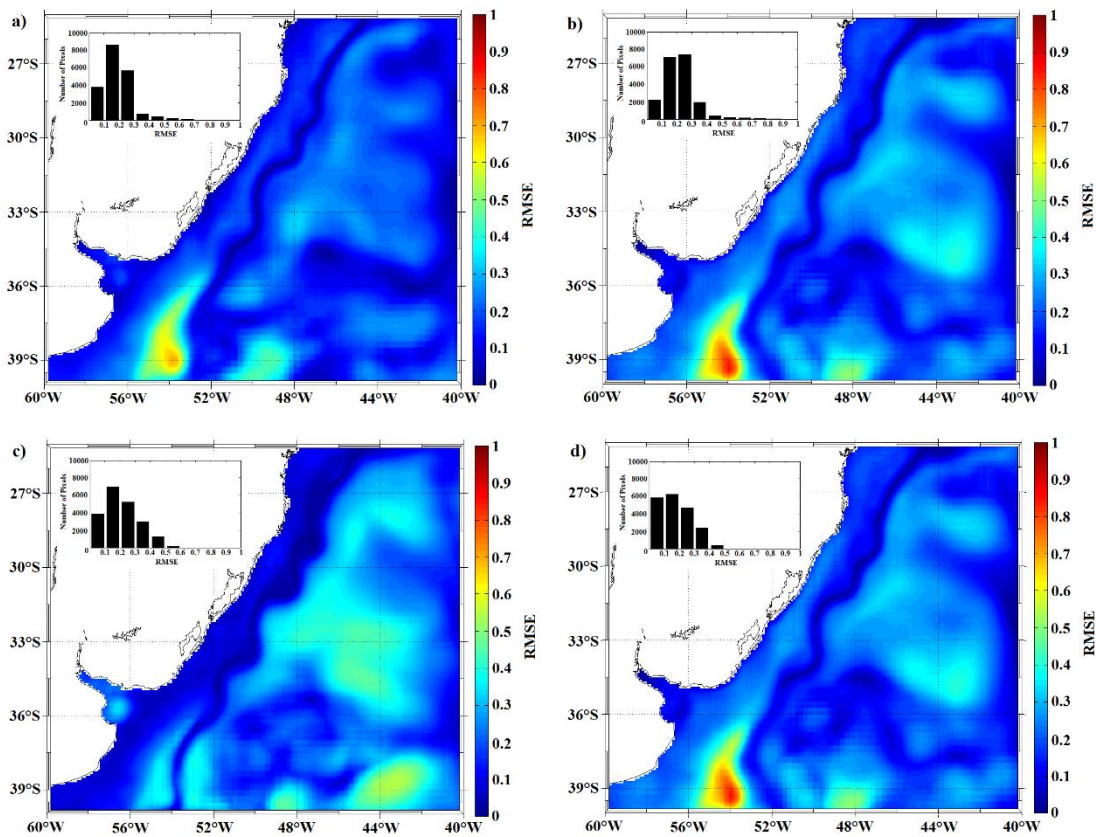


Figura 25 – Raiz do erro médio quadrático sazonal de altimetria entre os dados de satélite e o modelo numérico ROMS, para os períodos de verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d) de 2012.

5.1.4 - Energia Cinética Média e Energia Cinética Turbulenta

A Figura 26 mostra os valores sazonais de Energia Cinética Média (*Mean Kinetic Energy* - MKE) simulados para o ano de 2012. Conforme esperado, os valores mais elevados de MKE são observados sobre o núcleo da CB e se localizam ao longo da costa próximo à região da quebra de plataforma. Os valores de MKE chegam a aproximadamente de $800 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ durante o período de verão (Figura 26a), enquanto os

valores mínimos de MKE são de 100-150 $\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$, observados sobre o núcleo da CB na primavera (Figura 26d). Estes valores são consistentes com aqueles estimados por Oliveira *et al.* [2009] e Fonteles *et al.* [2014]. Oliveira *et al.* [2009] descreveram que a região ao norte de 35 °S, sobre a CB, apresenta valores de MKE que variam de 95 a 1300 $\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$. Os autores descrevem que os meandros e retroflexões oriundos da CBM também apresentam níveis elevados de MKE (aprox. 1000 $\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$). Ishikawa *et al.* [1997] também estimaram os valores de MKE de aproximadamente 1000 $\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$ na região da CBM. A Figura 26 também mostra a presença de um fluxo costeiro médio próximo à Argentina ao longo do ano, provavelmente relacionado à Corrente Patagônica. A importância deste fluxo na sustentação da FSTP foi relatada por Piola *et al.* [2000] e Palma *et al.* [2008].

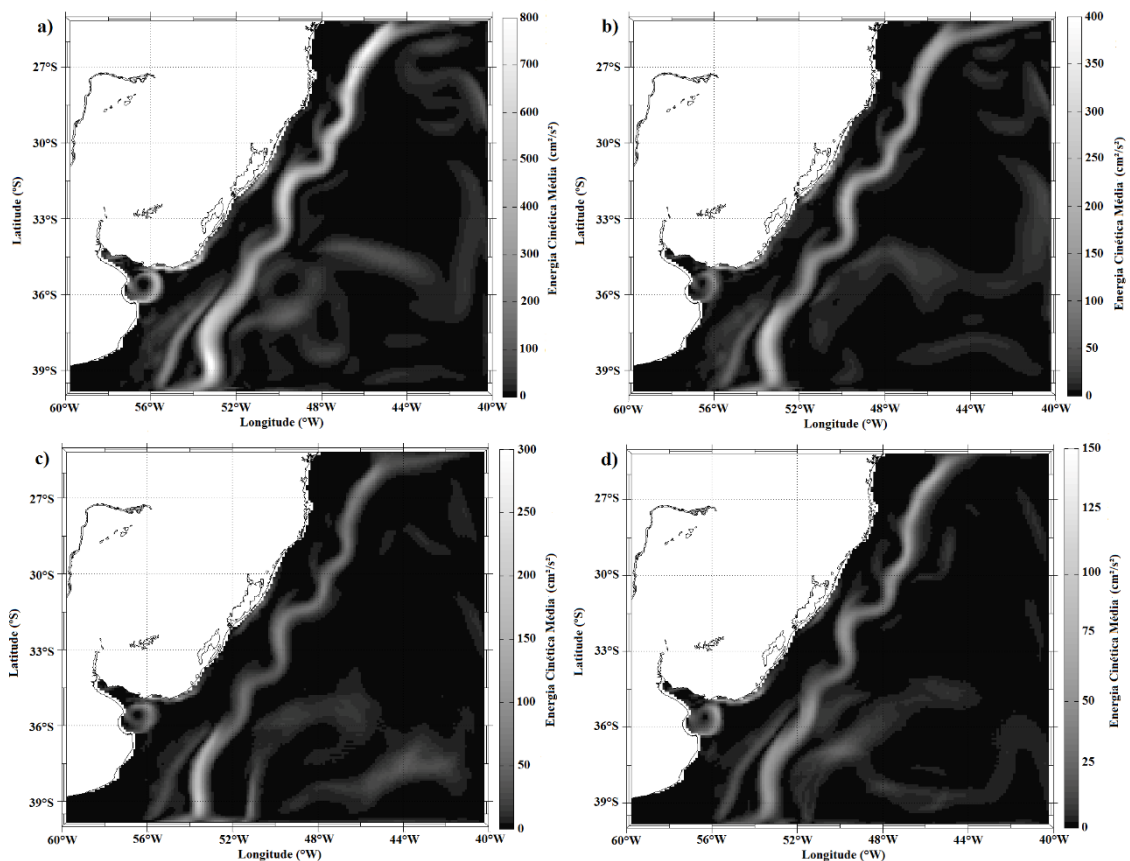


Figura 26 - Energia Cinética Média (*Mean Kinetic Energy - MKE*) simulada para os períodos de verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d) de 2012.

A Figura 27 apresenta os valores sazonais simulados de Energia Cinética Turbulenta (*Eddy Kinetic Energy - EKE*) em nossa área de estudo. A EKE é uma medida da variabilidade espacial e temporal de um campo de correntes diretamente associada à atividade turbulenta de mesoescala. O balanço de EKE está diretamente associado às flutuações da circulação média e à formação e presença de meandros e vórtices [Lentini

et al., 2006]. Fonteles *et al.* [2014] relatou que a variabilidade da EKE no oceano atlântico sudoeste apresenta variações em ciclos anuais ou interanuais. Oliveira *et al.* [2009], por outro lado, descrevem que as distribuições sazonais de EKE e MKE na região da CBM não revelam uma variabilidade sazonal significativa. Em contraste com o que foi descrito pelos autores, os dados de EKE simulados mostram uma clara variação sazonal durante o ano de 2012. Os valores de EKE durante o verão de 2012 (Figura 27a) atingiram um máximo de cerca de $300 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$, associados principalmente à sinuosidade da CB e à presença de vórtices na porção norte da CBM. Os valores máximos de EKE diminuem progressivamente até a primavera (Figura 27d), quando o máximo de EKE foi de aproximadamente $40 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$. Na PCSB, os mapas de EKE mostram um acréscimo da energia turbulenta principalmente durante as estações de verão e outono.

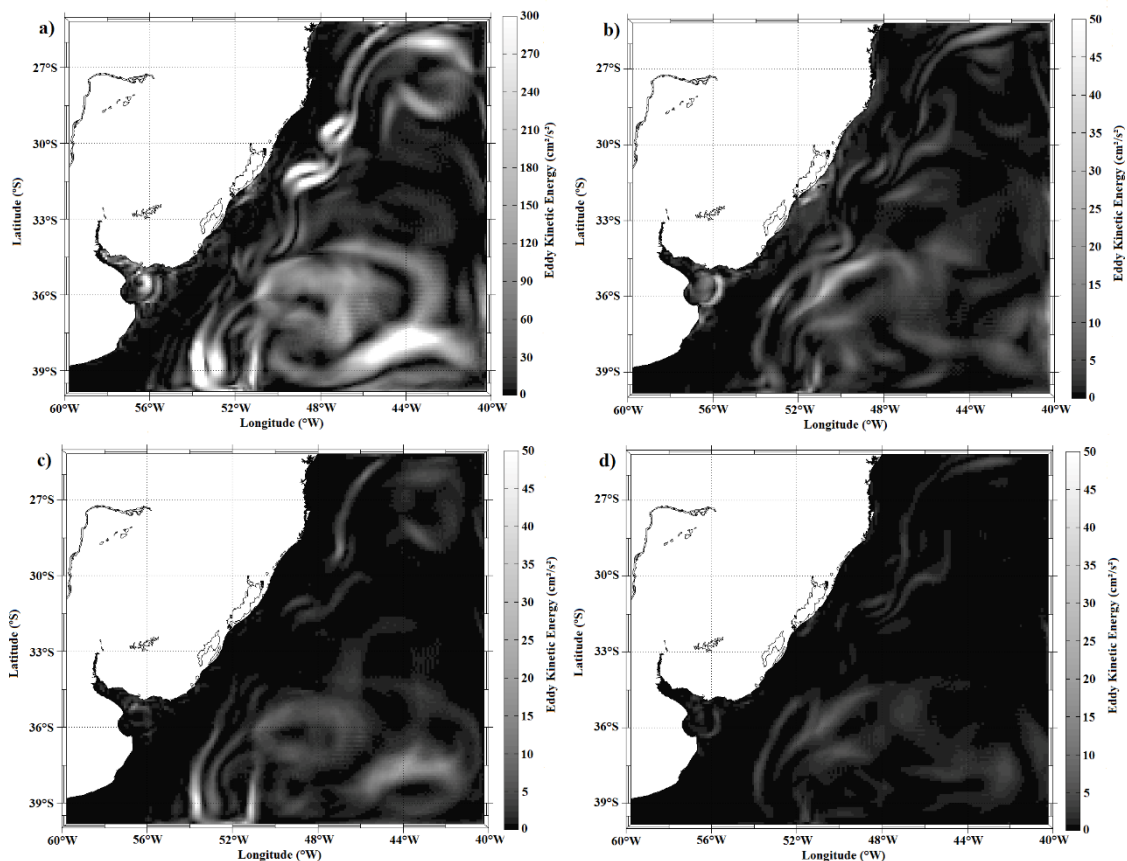


Figura 27 - Energia Cinética Turbulenta (*Eddy Kinetic Energy - EKE*) simulada para os períodos de verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d) de 2012.

Oliveira *et al.* [2008] descrevem que os valores EKE na CB tendem a aumentar de $280 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ em 10°S para $1400 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ em 41°S . Assireu *et al.* [2003], utilizando dados de derivadores de superfície para descrever valores EKE na CB, observaram que eles variam entre 350 e $500 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$. Fonteles *et al.* [2014] descreveram um EKE máximo

de $1700 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ na região da CBM próximo a 42°S . Em conclusão, os valores superficiais de MKE e EKE apresentaram uma distribuição e amplitude que corroboram com as estimativas anteriores, feitas por medições diretas ou através de dados de satélite por vários autores como Patterson [1985], Piola *et al.* [1987], Assireu *et al.* [2003], Oliveira *et al.* [2009] e Fonteles *et al.* [2014].

5.2 - MODELAGEM NUMÉRICA ACOPLADA OCEANO-ATMOSFERA

A etapa de simulação acoplada com os módulos oceânico e atmosférico do COAWST foi realizada apenas para o período do cruzeiro ACEX/SIMTECO, de 11 a 21 de junho de 2012, como descrito anteriormente. A seguir, são apresentados os resultados comparativos entre os dados obtidos *in situ* e as saídas do modelo numérico para as variáveis de temperatura (Figuras 28 e 29), salinidade (Figuras 30 e 31) e densidade *Sigma-T* (Figuras 32 e 33).

A análise comparativa das Figuras 28 e 29, é possível observar que os dois transectos mais ao sul da região de estudo (T4 e T5), mostram a presença de águas frias e pouco salinas associadas à PRP entre as distâncias da costa de 25 a 75 km (T4) e 60 a 120 km (T5). Ao norte da área de estudo é possível observar, ao longo dos transectos T1 e T2, a transição gradual entre a ASTP e AT. A representação do núcleo da CB é visualizado à extrema direita dos transectos, sobre a quebra de plataforma em uma profundidade média de 100 m, em concordância com o descrito anteriormente para a CB por Soutelino [2008]. Nos perfis T3 a T5, identifica-se a variação longitudinal do gradiente termohalino entre as águas da PRP e da CB. A ausência da ASAP, durante o período do cruzeiro ACEX/SIMTECO, é observada através do diagrama T/S da Figura 13. Pontos T/S com características termohalinas da ASAP ($T < 14\text{ }^{\circ}\text{C}$; $33,5 < S \leq 34,2$) [Möller *et al.*, 2008] não são observados em nenhum momento nos transectos estudados.

A ACAS ($T \leq 18,5\text{ }^{\circ}\text{C}$; $S \geq 35,3$) [Möller *et al.*, 2008] está presente em todos os perfis analisados, acompanhando a batimetria de fundo até 100 m (T1 e T2) e até 150 m. Esta massa d'água está em contato com a parte inferior da quebra da plataforma sendo perceptível, principalmente, através de seus valores de salinidade. A ASTP ($T > 14\text{ }^{\circ}\text{C}$; $33,5 < S < 35,3$ - inverno; $T > 18,5\text{ }^{\circ}\text{C}$; $35,3 \leq S < 36$ - verão) [Möller *et al.*, 2008] também é observada em todos os perfis analisados (Figuras 28, 29, 30, 31) sobre a plataforma continental, espalhando-se desde a superfície até aproximadamente 100 m de profundidade. No transecto T5 é possível observar que a ASTP é empurrada em direção ao mar aberto pelas águas da PRP, até o limite das águas tropicais da CB.

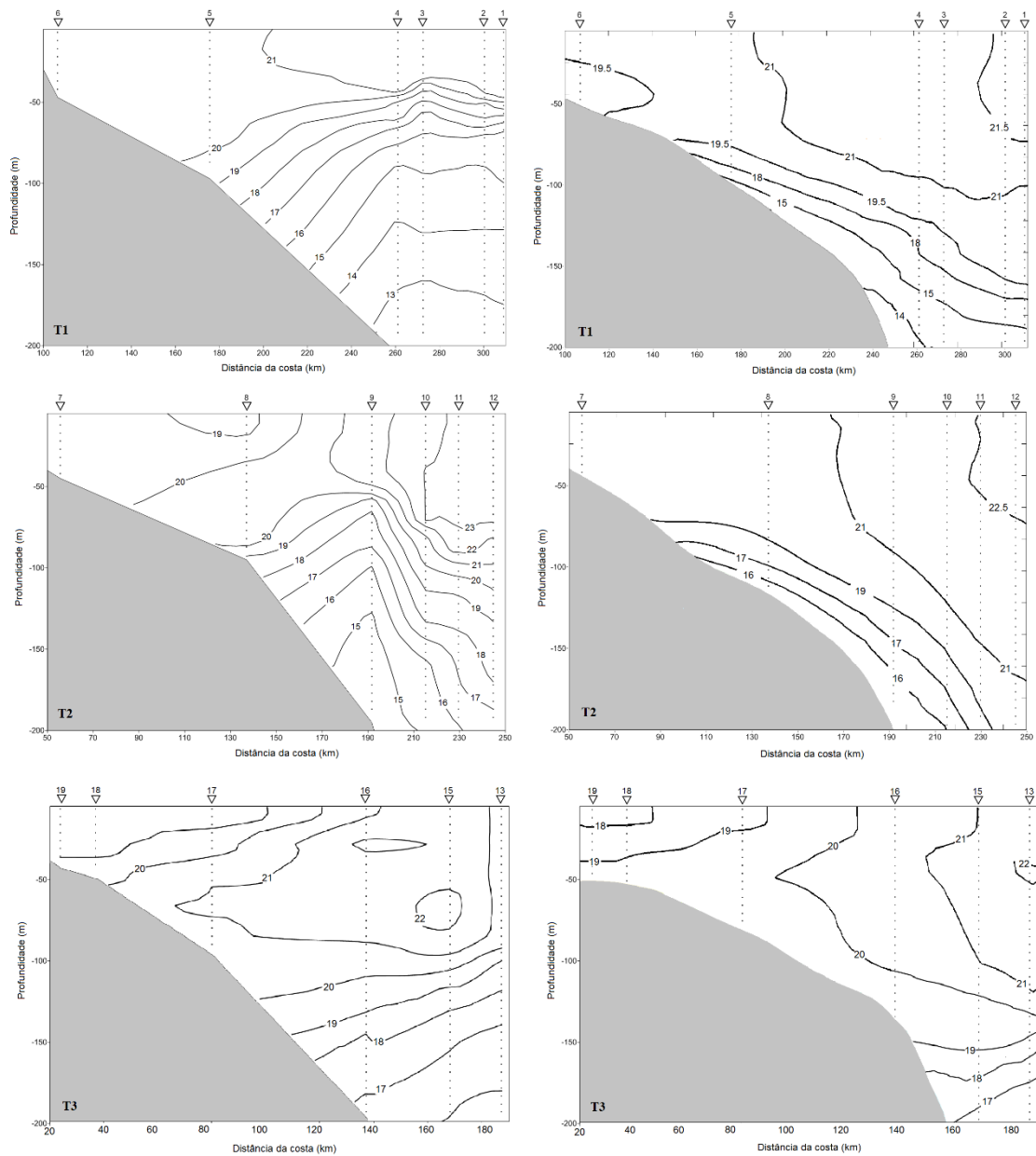


Figura 28 - Perfis transversais de temperatura pela profundidade observados (esquerda) e modelados (direita), ao longo dos transectos T1, T2 e T3. Os triângulos superiores indicam o número e a posição das estações de coleta oceanográficas.

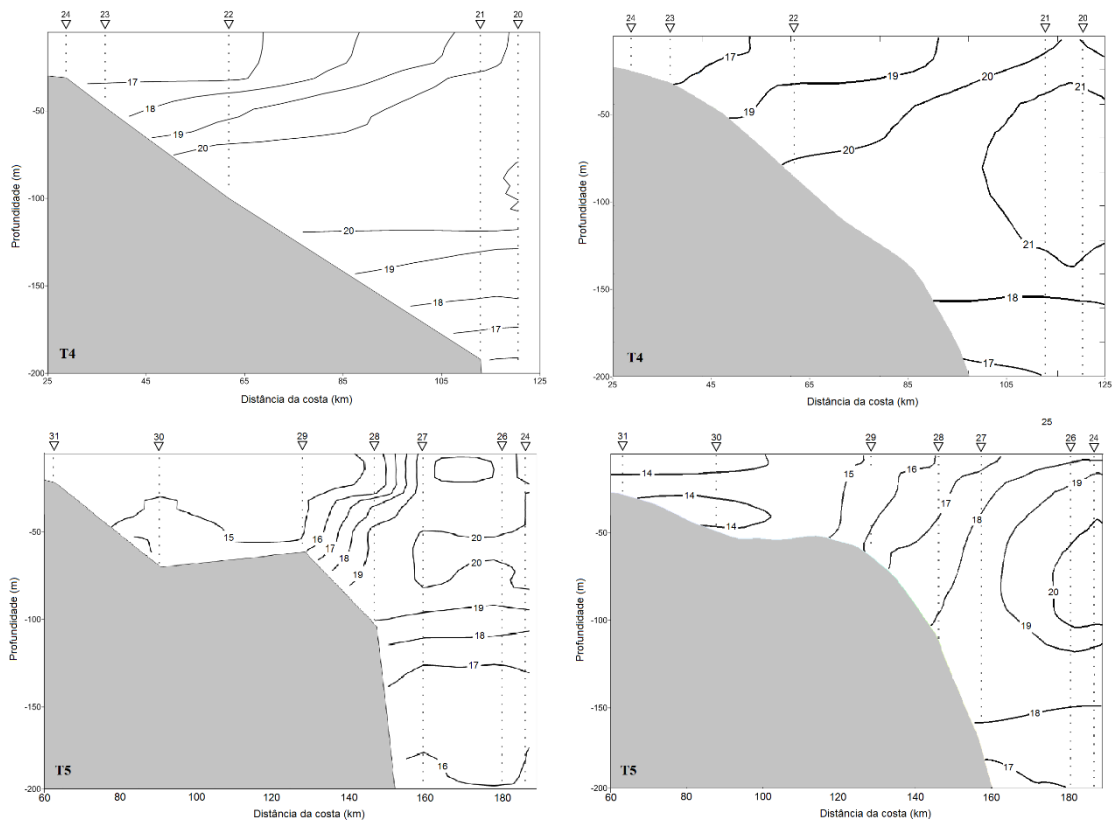


Figura 29 - Perfis transversais de temperatura pela profundidade observados (esquerda) e modelados (direita), ao longo dos transectos T4 e T5. Os triângulos superiores indicam o número e a posição das estações de coleta oceanográficas.

Segundo Palma *et al.* [2008], a ASAP é uma variedade de água subantártica que penetra pela parte sul da plataforma continental Patagônica, através do Estreito de Le Maire, através do Cabo Horn. A ASAP tem uma assinatura de baixa salinidade em superfície distinta após a saída do Estreito de Magalhães. A assinatura característica da ASAP pode ser vista através do diagrama T/S das Figuras 11 e 12. Conforme descrito anteriormente, os dados não mostram a presença da ASAP em nenhum dos perfis do cruzeiro ACEX/SIMTECO. Corroborando esta informação, as Figuras 17 e 18 mostram que as águas com características termohalinas da ASAP não penetram a norte de 34 °S durante o inverno de 2012.

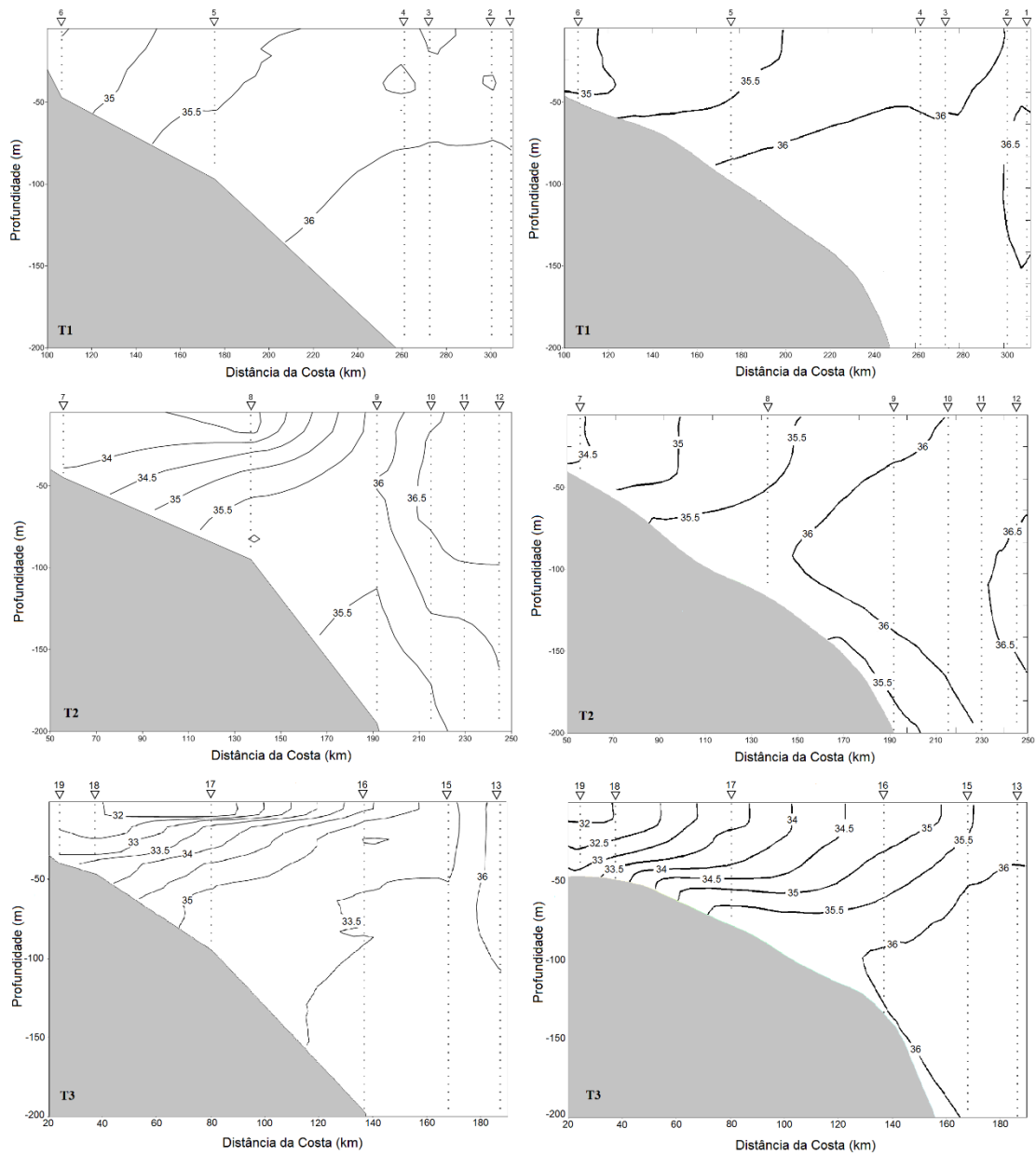


Figura 30 - Perfis transversais de salinidade pela profundidade observados (esquerda) e modelados (direita), ao longo dos transectos T1, T2 e T3. Os triângulos superiores indicam o número e a posição das estações de coleta oceanográficas.

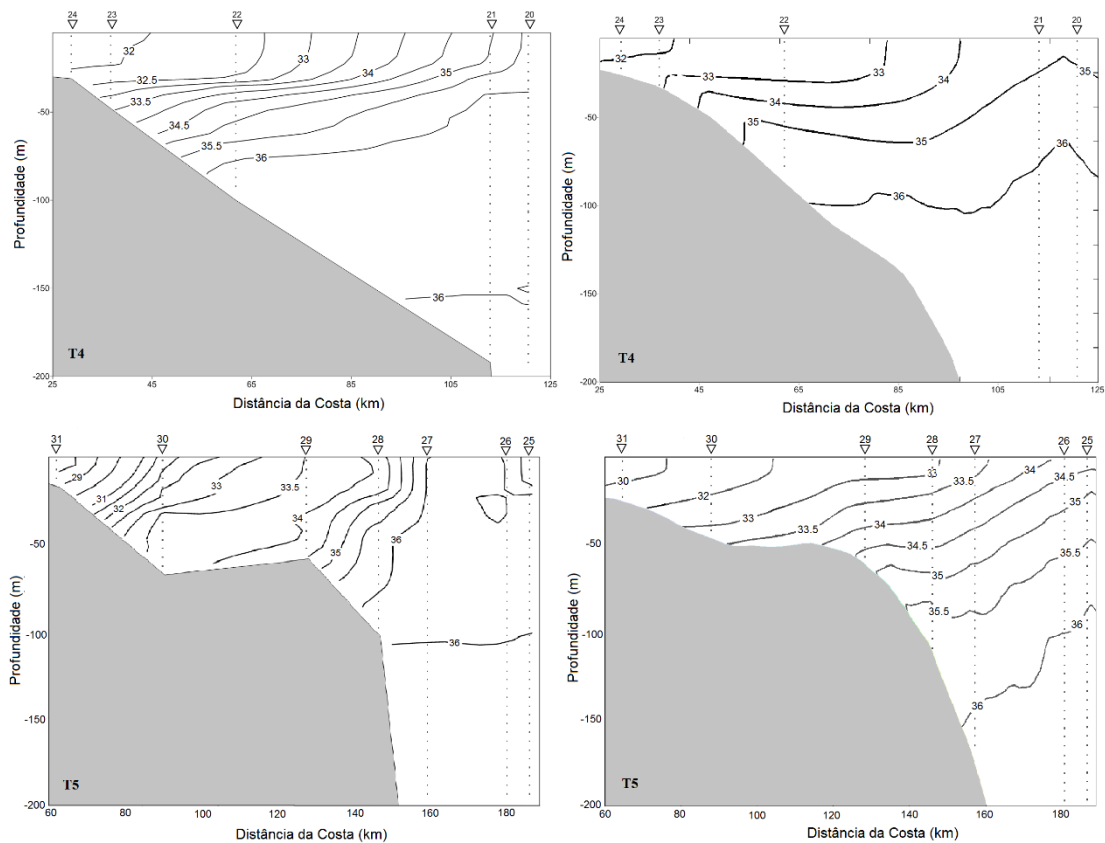


Figura 31 - Perfis transversais de salinidade pela profundidade observados (esquerda) e modelados (direita), ao longo dos transectos T4 e T5. Os triângulos superiores indicam o número e a posição das estações de coleta oceanográficas.

As águas da PRP ($T > 10\text{ }^{\circ}\text{C}$; $S \leq 33,5$) [Möller *et al.*, 2008] foram encontradas sobre a plataforma continental, da costa em direção à quebra de plataforma, nos transectos T3 a T5. Ausentes nos transectos T1 e T2, as águas da PRP avançam para o norte e mantêm uma mistura lateral com a ASTP, o que é especialmente visto no transecto 3. Nos transectos T4 e T5, a PRP cobriu boa parte da plataforma continental interna até a profundidade de 50 m. Estas águas de baixa salinidade são encontradas principalmente nos transectos T4 e T5, sendo transportadas para norte através da CCB conforme descrito por Souza & Robinson [2004].

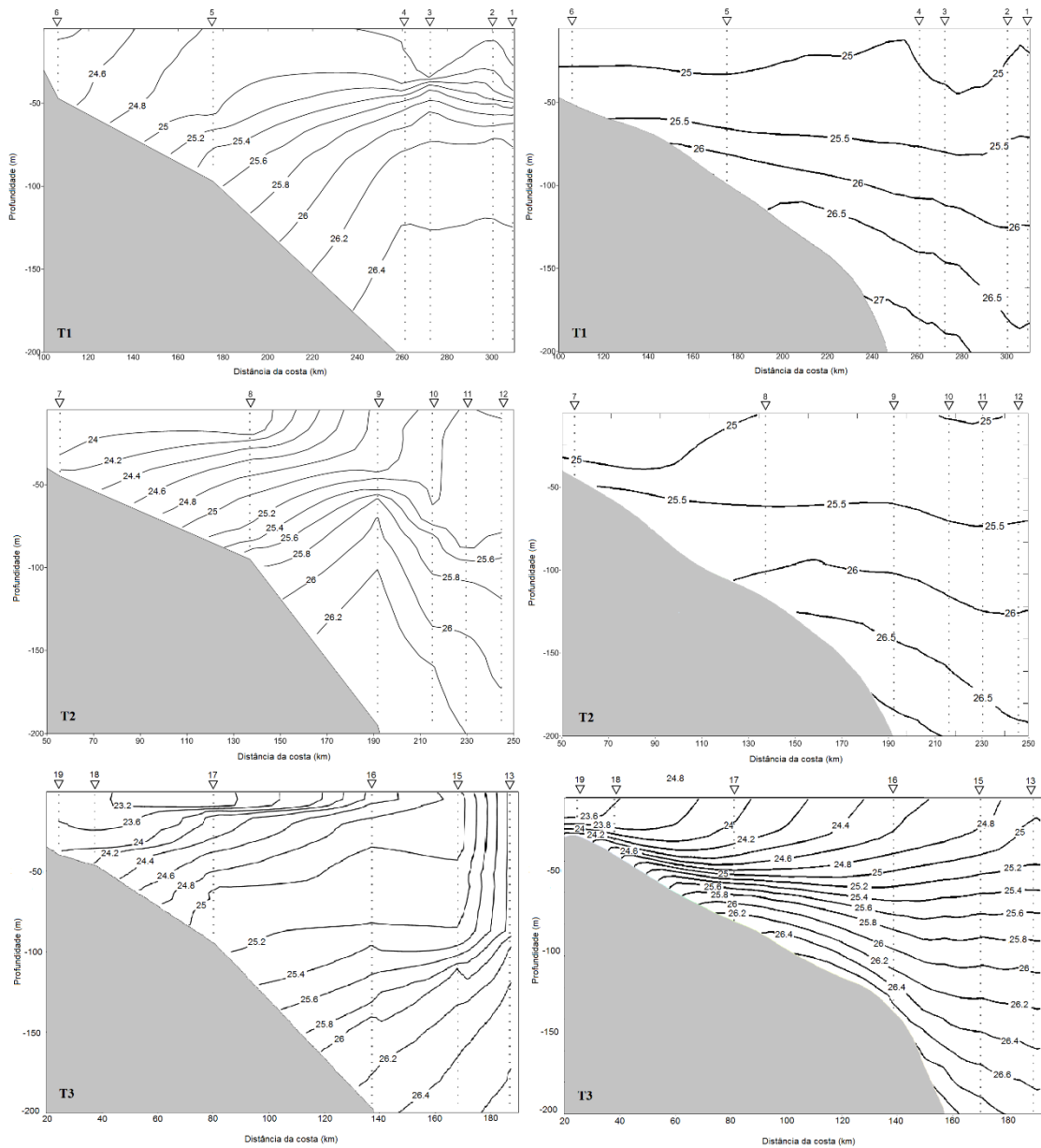


Figura 32 - Perfis transversais de ΣT pela profundidade observados (esquerda) e modelados (direita), ao longo dos transectos T1, T2 e T3. Os triângulos superiores indicam o número e a posição das estações de coleta oceanográficas.

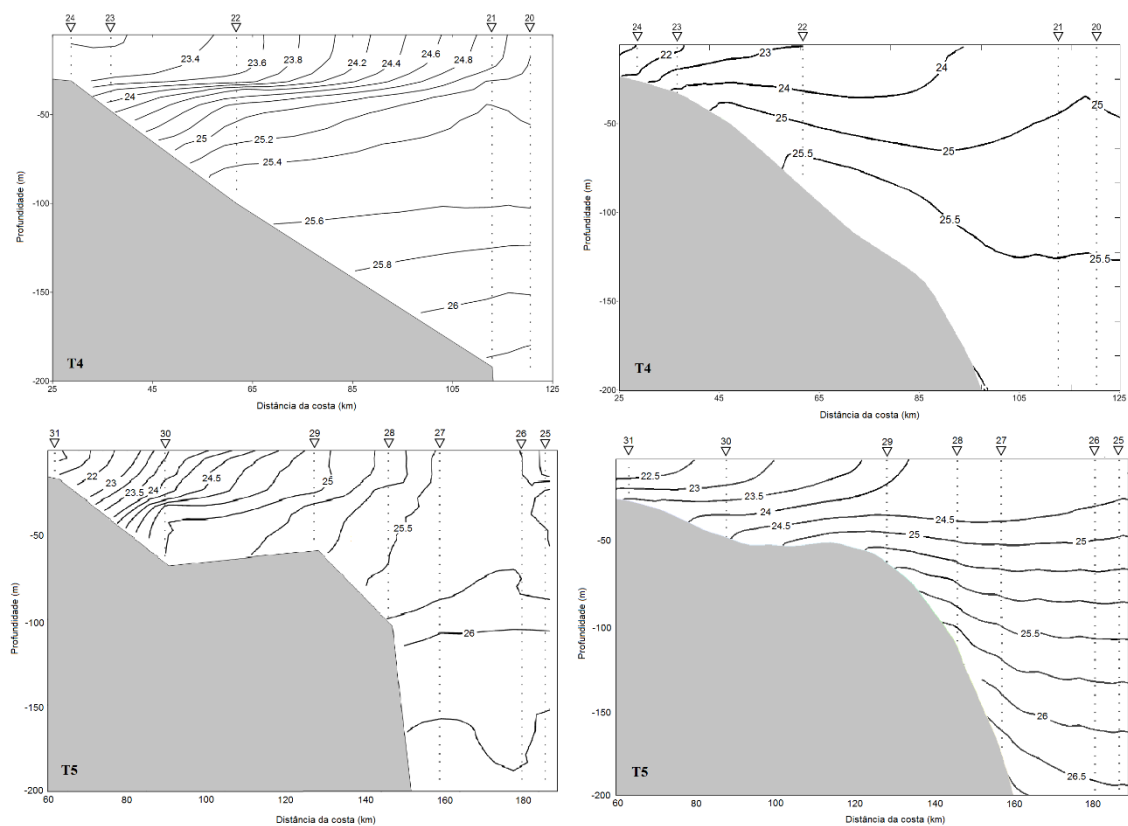


Figura 33 - Perfis transversais de $\Sigma\text{-}T$ pela profundidade observados (esquerda) e modelados (direita), ao longo dos transectos T4 e T5. Os triângulos superiores indicam o número e a posição das estações de coleta oceanográficas.

As figuras 34 e 35 mostram os perfis simulados de velocidade de corrente ao longo dos 5 transectos do cruzeiro ACEX/SIMTECO. Embora as velocidades reais das correntes não tenham sido medidas durante o cruzeiro, as simulações foram coincidentes com outras observações oceanográficas anteriormente realizadas por outros autores. Zavialov *et al.* [2002] estimaram, através de uma série temporal de 151 dias do ano de 1997, velocidades ao longo da costa de $0,18 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ para a CCB. Souza & Robinson [2004] estimaram velocidade médias (relativas a 15 m de profundidade) de $0,11 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ para a mesma corrente.

Ao analisarmos os cinco transectos, foi possível observar que as águas da CCB não estão presentes no transecto mais setentrional do cruzeiro ACEX/SIMTECO (T1), não sendo possível identificar valores de velocidade negativa no interior da PCSB. Isto indica que, provavelmente, a corrente não tenha avançado completamente sobre toda a PCSB durante o mês de junho de 2012. Souza & Robinson [2004] relatam que esta progressão é totalmente alcançada apenas no mês de agosto.

Todos os demais transectos registram a presença da CCB no lado ocidental da plataforma média e da CB sobre a região do talude. A mudança na direção das correntes foi observada pela inversão de sinal, que representa a inversão dos fluxos da CB (negativo, para sul) e CCB (positivo, para norte). O núcleo da CB é visto claramente sobre a região da quebra de plataforma no transecto T1, com intensidades variando entre cerca de $-0,1$ a -1 m.s^{-1} . A análise conjunta das Figuras 19 e 34 mostra que a porção mais leste do perfil T2 encontra-se sobre o núcleo da Corrente do Brasil, assim como visto em T1, com velocidades entre $-0,1$ a $-0,8 \text{ m.s}^{-1}$. No meio do transecto T2, entre as águas transportadas pela CCB e a CB, existe um núcleo para o sul provavelmente associado ao transporte da ASTP. Este núcleo aparece representado na Figura 34 com velocidades entre $-0,05$ e $-0,1 \text{ m.s}^{-1}$.

A CB percorre a costa sul brasileira acompanhando as linhas de quebra de plataforma. O transecto T3 encontra-se numa latitude onde ocorreu um meandramento que deslocou o núcleo da CB em direção ao oceano aberto. Neste transecto é possível observar um núcleo com velocidades de $-0,35 \text{ m.s}^{-1}$ sobre a isóbata de 100 m. Na Figura 19, esse núcleo é formado a partir de um braço da CB formado próximo a 28°S . À medida em que a latitude aumenta, as águas de plataforma sofrem uma maior influência da CCB, que cobre a plataforma com águas frias e menos salinas dos sistemas do Prata e Patos-Mirim.

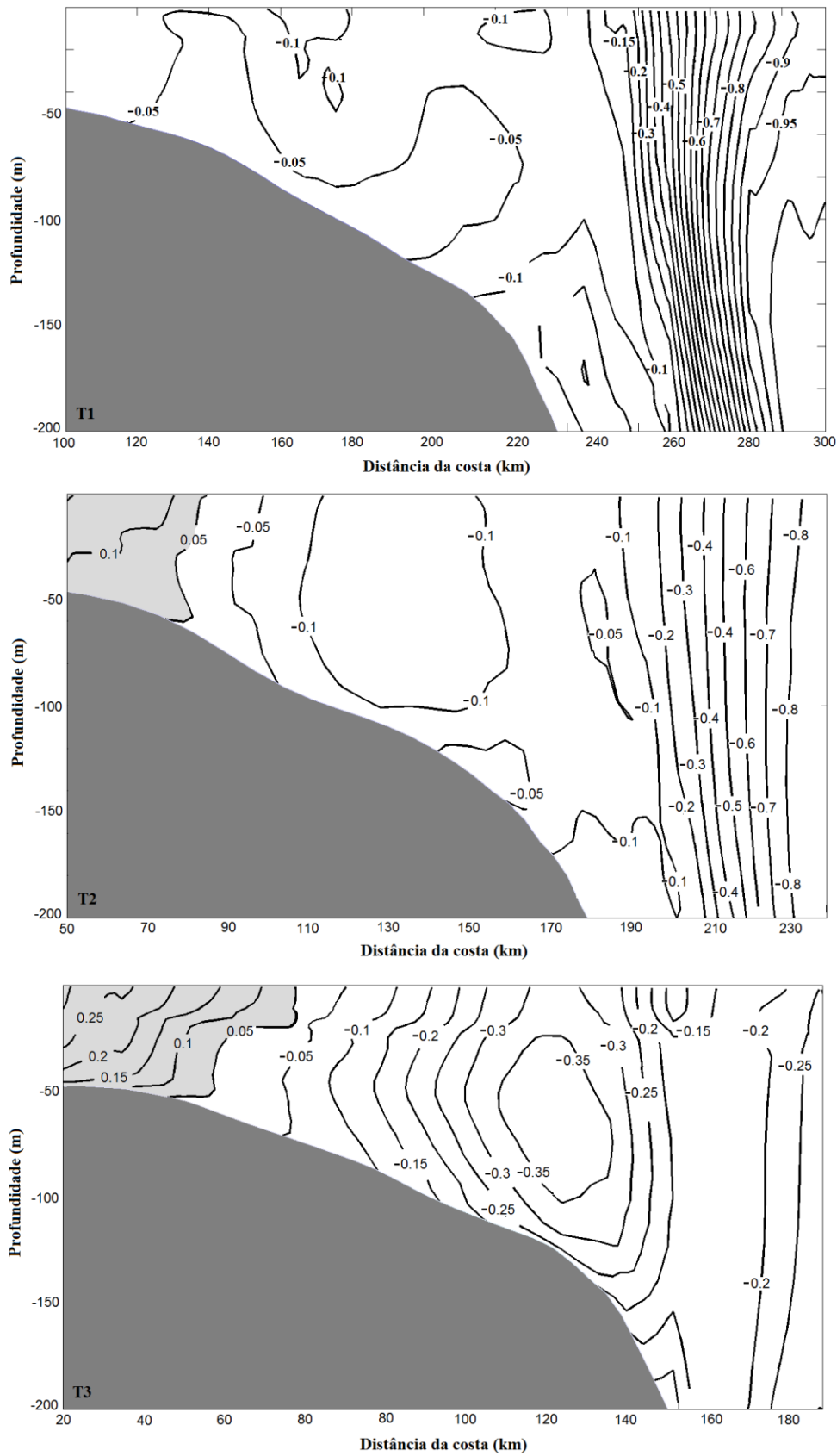


Figura 34 - Perfis de velocidade de corrente ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) simulados pelo ROMS para os transectos T1, T2 e T3 do cruzeiro ACEX/SIMTECO. Valores positivos (negativos) representam o sentido das correntes para o norte (sul).

O transecto T4 encontra-se também numa região de meandramento da CB sobre a plataforma continental. Em função disto, a CB avança zonalmente sobre a região da quebra de plataforma, com valores máximos de velocidade de $-0,8 \text{ m.s}^{-1}$ até $-0,2 \text{ m.s}^{-1}$ na região de encontro com a CCB. Dentro da plataforma continental, em concordância com Souza & Robinson [2004], os transectos T4 e T5 (Figura 35) indicam intensidades de corrente da CCB aproximadamente entre $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,2 \text{ m.s}^{-1}$.

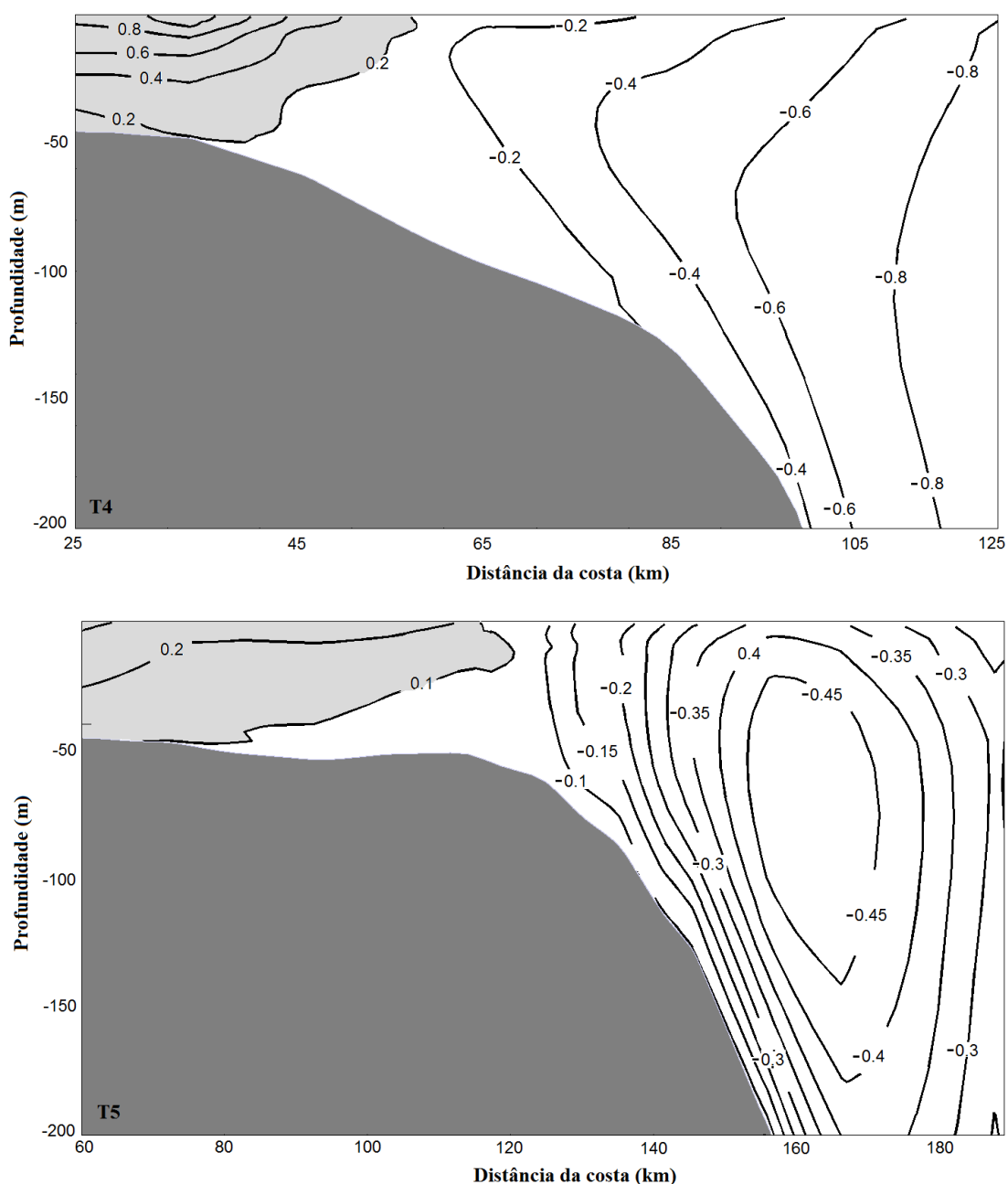


Figura 35 - Perfis de velocidade de corrente (m.s^{-1}) simulados pelo ROMS para os transectos T4 e T5 do cruzeiro ACEX/SIMTECO. Valores positivos (negativos) representam o sentido das correntes para o norte (sul).

A Figura 36 apresenta os valores de transporte de massa (Sv) sobre a região deste estudo, calculados a partir das saídas de velocidade de corrente do modelo por seções de área sobre a CCB e CB, nas latitudes fixas de 27 °S, 30 °S e 33 °S do modelo ROMS rodado para todo o ano de 2012. Os transportes foram calculados utilizando os intervalos de batimetria de 50 a 200 m (para o volume da CCB) e 200-500 m (para o volume da CB), e foram apresentadas em médias mensais. O intervalo de referência para a estimativa dos valores de profundidade da CB foi estimado a partir de uma média dos resultados analisados por Garfield (1990). Matano *et al.* [2014] estimaram valores de transporte sobre a plataforma para a região de foz do Rio da Prata, assim como Palma *et al.* [2008] que utilizaram o modelo *Oceano Princeton Model* (POM) para estudar a circulação da plataforma continental no Atlântico Sudoeste, encontrando valores de transporte de ~8,5 Sv a 25°S e ~33Sv na região de 36°S. Palma *et al.* [2008] mostram também valores de transporte para a CB que coincidem com os números encontrados neste trabalho.

Na área de estudo, a CB apresentou valores de transporte entre -7 Sv e -44 Sv, com um máximo no mês junho de 2012. Sempre dirigida para o sul, a CB tende a ter maior transporte em latitudes mais altas. Encontrar as reais causas do incremento do transporte da CB no mês de junho na latitude de 33 °S está além do escopo deste trabalho. Comparando nossos resultados com Silveira *et al.* [2004], acreditamos que a componente baroclínica da CB, responsável por 75 a 80% da sua velocidade [Evans & Signorini, 1985], seja a principal causadora deste aumento do transporte mais ao sul da grade.

As estimativas atuais do transporte para a CB são baseadas exclusivamente nas correntes geostróficas [Stramma, 1989; Peterson & Stramma de 1991] ou através de uma combinação de medições hidrográficas de corrente contínua e dados de satélite [Gordon & Greengrove, 1986; Garfield, 1990; Saunders & King, 1995; Peterson *et al.*, 1996; Silveira *et al.*, 2000; Lentini *et al.*, 2002; Lentini *et al.*, 2006]. Todos estes autores reconhecem o crescimento dos valores de transporte da CB para o sul. A taxa de crescimento é cerca de 5% a cada 100 km, de uma forma semelhante a Corrente do Golfo, no entanto, a CB apresenta valores consideravelmente mais baixos [Palma *et al.*, 2008].

Lentini *et al.* [2002, 2006], por outro lado, relataram uma relação direta entre o transporte baroclínico da CB e a taxa de formação de vórtices na região da CBM. Os autores também relatam intervalos de transporte da CB entre 2 e 42 Sv, com uma média de 16 (\pm 3) Sv. Os resultados de transporte para a CB vão de encontro aos valores apresentados por Garfield [1990] e Silveira *et al.* [2000], que descrevem um valor de 16

Sv para a região próximo ao cabo de Santa Marta em Santa Catarina, na latitude de 28° 36' S.

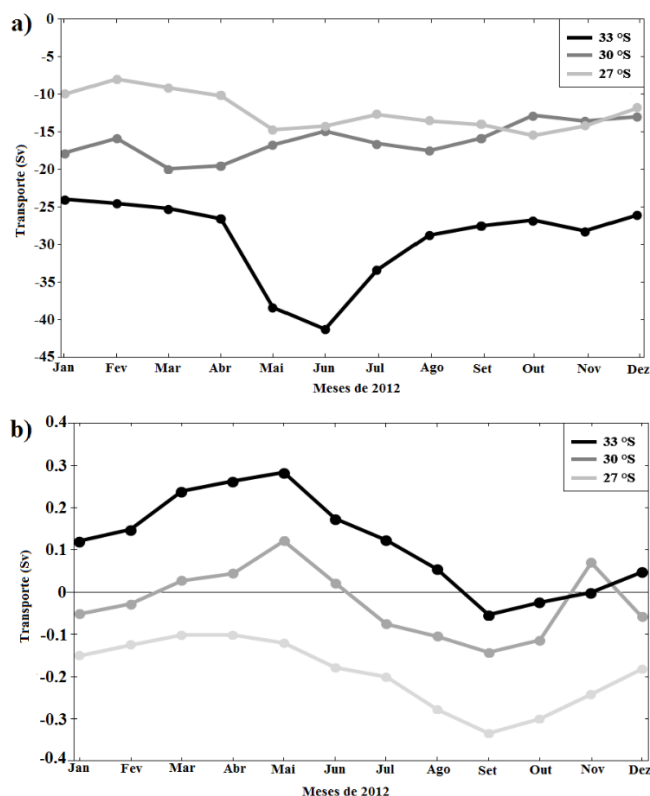


Figura 36 - Transporte médio mensal (Sv) simulado pelo modelo oceânico ROMS para o ano de 2012. Foram gerados 3 transectos nas altitudes de 27 °S, 30 °S e 33 °S sobre o núcleo da CB (acima) e na CCB (abaixo).

O transporte sobre a plataforma continental, associado à CCB variou de -0,3 Sv (setembro de 2012 na latitude de 27 °S) a 3 Sv (máximo em maio de 2012 na latitude de 33 °S). Juntamente com o vento de quadrante sul, a possível causa para o aumento do transporte da CCB para norte, durante o mês de maio, pode estar associada a um aumento da descarga do Rio da Prata à jusante (não mostrado). As oscilações entre transportes positivos e negativos na PCSB atestam fortemente o caráter sazonal da CCB. Esta corrente se manifesta durante os períodos de inverno para a primavera, quando os transportes são para o norte (negativos).

As causas possíveis para o incremento do transporte da CCB em maio, são susceptíveis de serem associadas a alteração do regime de vento próximo ao início do inverno. A inversão da direção do vento a partir do verão foi relatada por Strub *et al.* [2015]. Palma *et al.* [2008] relataram que a força do vento é o principal mecanismo responsável pelo direcionamento da PRP e, conseqüentemente, da CCB para o norte. No

entanto, os mesmos autores relataram que os transportes ao longo de plataforma continental são principalmente impulsionados pelas correntes de contorno oeste ao invés de pelos ventos e marés.

Durante o período de inverno, a expectativa é que a variabilidade espaço-temporal das velocidades da CCB na região, controlem a variabilidade do transporte de massa. Souza & Robinson [2004], Möller *et al.* [2008] e Piola *et al.* [2008] estão entre os autores que reconhecem que mecanismos de atuação, tais como a descarga do Rio da Prata, variabilidade dos ventos e a localização da CBM podem afetar diretamente as velocidades da CCB e, portanto, o seu transporte.

Até esta parte do estudo, uma grande atenção foi dada às variáveis de saída e derivadas da componente oceânica do COAWST através do modelo ROMS. A seguir, será apresentada uma breve análise dos resultados da componente atmosférica do COAWST (o modelo WRF), rodada em modo acoplado ao ROMS para o período do cruzeiro ACEX/SIMTECO.

A análise da advecção térmica e dos sistemas atmosféricos de larga escala atuantes durante o período do cruzeiro ACEX/SIMTECO foi apresentada nos trabalhos de Farias [2014] e Pezzi *et al.* [2016]. Nesse último trabalho, os autores utilizaram dados de reanálise do CFSv2 para identificar a passagem sistemas transientes e sua possível influência no comportamento da camada limite atmosférica marinha (CLAM). Outros autores como Pezzi *et al.* [2005, 2009], Acevedo *et al.* [2010] e Camargo *et al.* [2013] também estudaram os principais mecanismos que modulam a CLAM no Oceano Atlântico Sudoeste, com foco na região da CBM. Os resultados desses autores para a região da CBM indicam que, na ausência de sistemas atmosféricos de grande escala (como frentes frias e ciclones extratropicais), os contrastes de TSM que caracterizam a CBM atuam modulando localmente a CLAM. Águas mais quentes tornam a CLAM mais instável e turbulenta, com ventos mais intensos. Já em águas mais frias, a CLAM tende a ser mais estável e os ventos mais fracos na superfície do mar e aumentando com a altura dentro da CLAM.

Farias [2014] e Pezzi *et al.* [2016] foram os primeiros autores a demonstrarem, com dados observacionais medidos através das radiossondas no cruzeiro ACEX/SIMTECO, o impacto da distribuição de TSM na estrutura vertical da CLAM sobre a região da PCSB. Os autores também descrevem que a presença de um sistema ciclônico ao sul da PCSB

durante a etapa final do cruzeiro teve um impacto considerável sobre a modulação da CLAM naquela região.

O transecto 1 do cruzeiro ACEX/SIMTECO teve duração de 18 h, tendo início dia 12 de junho às 13 h (hora local). Segundo Faria [2014] e Pezzi *et al.* [2016] durante o T1 houve uma fraca atuação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), associada ao fraco gradiente de pressão atmosférica, decorrente de uma circulação ciclônica na baixa troposfera. O vento foi de quadrante NE, com intensidade fraca a moderada e associado a uma baixa nebulosidade. A TSM apresentou em T1 um baixo gradiente zonal ($0,02\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$) e apresentou valores superiores à temperatura do ar.

A fim de comparar as condições atmosféricas descritas por Pezzi *et al.* [2016], a Figura 37 mostra os campos de pressão atmosférica, vento e temperatura do ar (1000hPa) do CFSv2 e modelados pelo COAWST, para o 12 de junho as 18 h (UTC). Após 24 h de *spin-up* e 18 h de simulação livre, o modelo regional acoplado já foi capaz de representar os campos de pressão atmosférica de forma satisfatória. Com direção e intensidade do vento acompanhando os dados do CFSv2, é possível observar a fraca atuação da ASAS sobre os campos de pressão atmosférica. Os valores de temperatura do ar ao nível do mar modelados acompanham os padrões gerais do CFSv2, porém são subestimados em aproximadamente 1°C .

Os valores de viés da pressão atmosférica e da temperatura do ar entre os dados de reanálise e os modelados são considerados pequenos. As diferenças de pressão atmosférica variam entre 1,5 e -2,5 hPa. É possível observar uma superestimação (aprox. -1,5 hPa) do modelo em relação a reanálise nas áreas de água mais quente acima da CB, assim como a formação de um núcleo de pressão em oceano aberto próximo a 30°S . Com respeito à temperatura do ar, em geral, os valores de diferença entre o modelo e a reanálise são positivos e variam entre 0 e $2,5^{\circ}\text{C}$ em oceano aberto e sobre a porção sul da PCSB. Entre as latitudes de 31°S e 25°S o modelo acoplado superestimou levemente a medida de temperatura do ar em relação ao dado do CFSv2 (0 a $1,5^{\circ}\text{C}$). É também possível observar um resfriamento da atmosfera junto à costa (entre 16°C e 18°C), acompanhando a posição da CCB até a região de 27°S .

A análise comparativa entre os campos de vento e pressão mostram valores de velocidade do vento modelados mais intensos que os observados no CFSv2 próximo a costa. Warner *et al.* (2010) descrevem em seu trabalho com o COAWST para a simulação

do ciclone Isabel nos Estados Unidos que, apesar do modelo acoplado apresentar dados de TSM mais realistas, o modelo tendia a produzir intensidades de vento diferente das observadas.

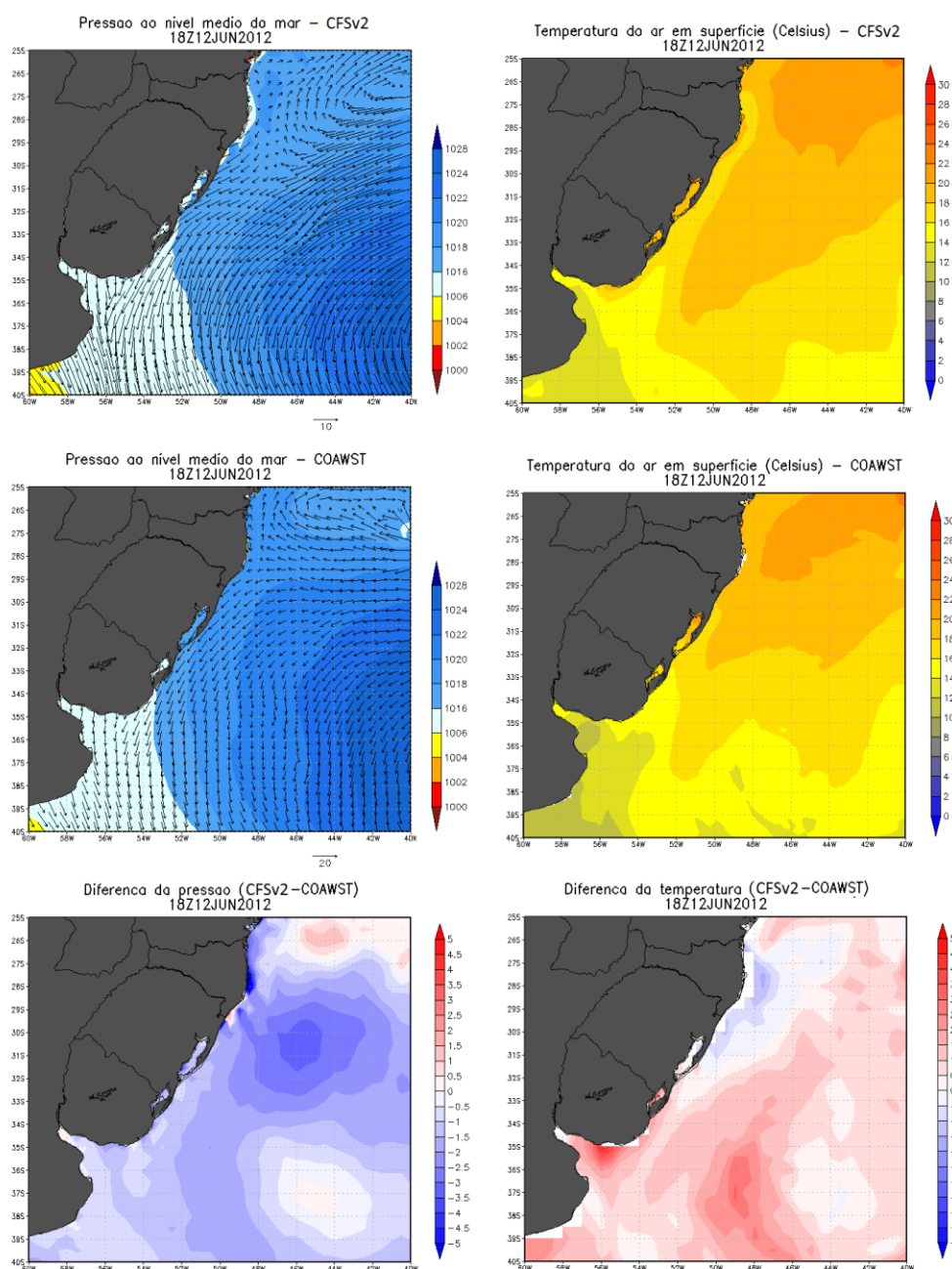


Figura 37 – Mapas de pressão atmosférica (hPa) com campos vento em 1000 hPa ($m.s^{-1}$) e temperatura do ar em superfície ($^{\circ}C$) obtidos através do CFSv2 (acima), modelados pelo COAWST (centro) e diferença entre eles (abaixo) durante o dia 12 de junho de 2012 às 18 h (UTC).

Com duração estimada de 25 horas o transecto 2 do cruzeiro ACEx/SIMTECO foi iniciado no dia 13 de junho de 2012. Segundo Pezzi *et al.* [2016], a condição atmosférica dominante durante este transecto foi de atuação da ASAS com ventos de N-NE até a

região da CBM. Os autores afirmam que, sobre a região do T2, o gradiente lateral térmico máximo foi de aproximadamente $0,2 \text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$. É possível observar que os campos de pressão atmosférica (Figura 38) acompanham o regime de vento, que apresentou intensidades de moderada a fraca. Na comparação dos dados de pressão atmosférica modelados com os dados CFSv2, é possível observar que os valores são muito próximos, com um leve deslocamento dos campos de pressão modelados para norte. Com diferenças estimadas entre 1,5 e -2,5 hPa, o modelo apresentou uma leve superestimação dos campos de pressão atmosférica em relação às reanálises na região até o início do litoral de SC.

Os mapas de temperatura do ar na superfície indicam um padrão bastante similar entre os dados do CFSv2 e os dados modelados. Os valores modelados de temperatura do ar sobre a plataforma e em oceano aberto seguiram os padrões espaciais vistos nas reanálises. A diferença entre os mapas de temperatura do ar indicou uma leve subestimação do modelo de forma esparsa, com um padrão de superestimativa dos valores de temperatura do ar do COWAST sobre a desembocadura do Rio da Prata de até $3,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

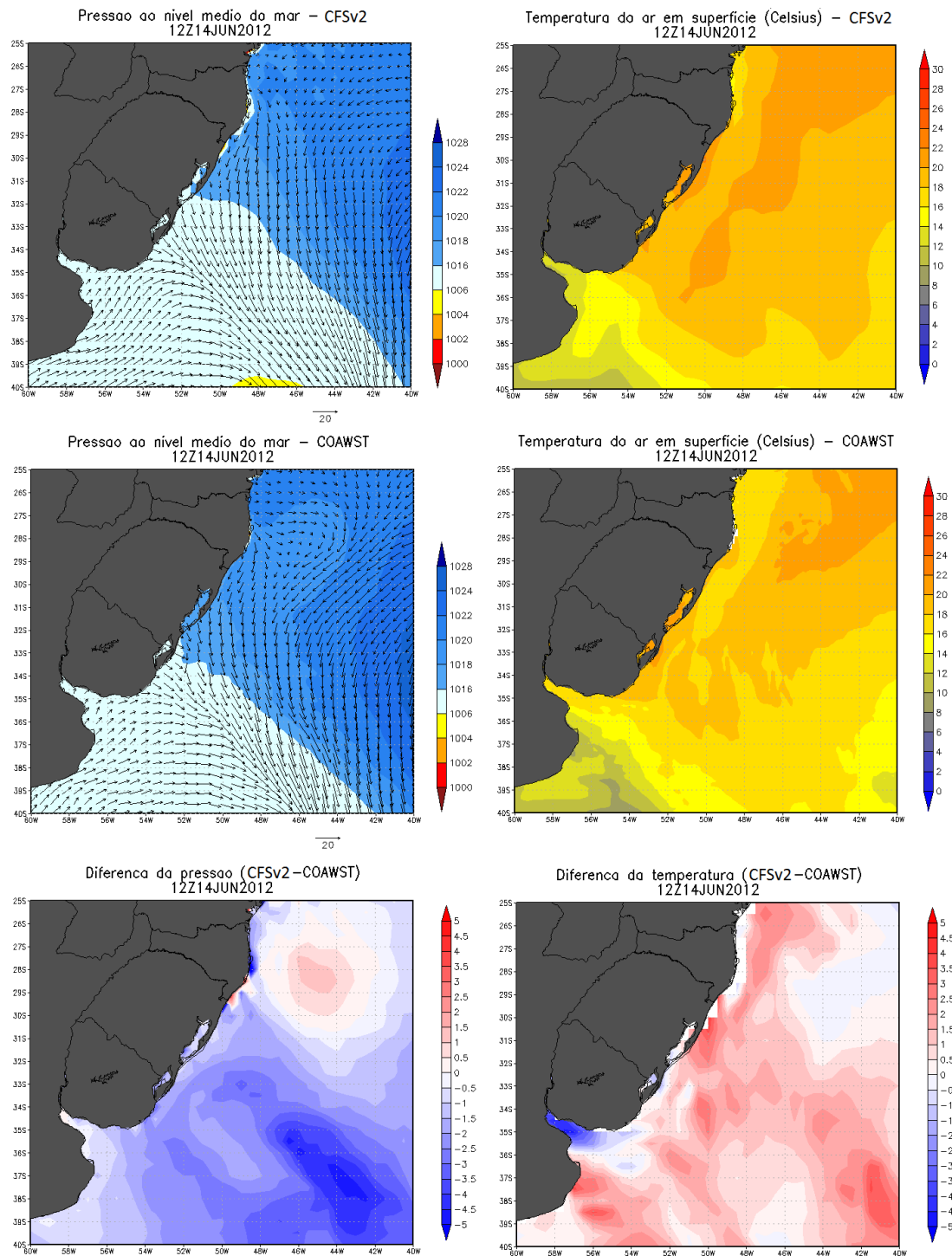


Figura 38 – Mapas de pressão atmosférica (hPa) com campos vento em 1000 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e temperatura do ar em superfície ($^{\circ}\text{C}$) obtidos através do CFSv2 (acima), modelados pelo COAWST (centro) e diferença entre eles (abaixo) durante o dia 14 de junho de 2012, 12h (UTC).

Com duração de aproximadamente 36 horas, o transecto 3 iniciou no dia 15 e terminou dia 17 de junho. Segundo Pezzi *et al.* [2016], este transecto ficou caracterizado pelo fato de que, durante o seu percurso, ocorreu a passagem de uma frente fria com um

caso de advecção fria estabelecida durante os dias 16 e 17 (Figura 42). O autor afirmou ainda que as temperaturas superficiais do ar menores que os valores de TSM, no dia 15 houve um deslocamento da ASAS para leste. Segundo Farias [2014], na madrugada do dia 16, a mudança nos campos de pressão atmosférica, componente meridional do vento e queda da temperatura do ar em 925 (hPa) indicaram a passagem de uma frente fria sobre a região sudoeste da área de estudo. Farias [2014] identificou um grande centro de baixa pressão a 35°W, 42°S. Os mapas de pressão atmosférica (Figuras 39 e 40), é possível identificar a formação de um centro de baixa pressão a sudeste da área de estudo a partir das 06 h (UTC), com uma mudança drástica na direção dos ventos, agora do quadrante sul, com intensidades de 11 m.s⁻¹. Como consequência, foi observada uma advecção fria com valores entre 6 °C.d⁻¹ a -8 °C.d⁻¹ sobre o T3 [Pezzi *et al.*, 2016].

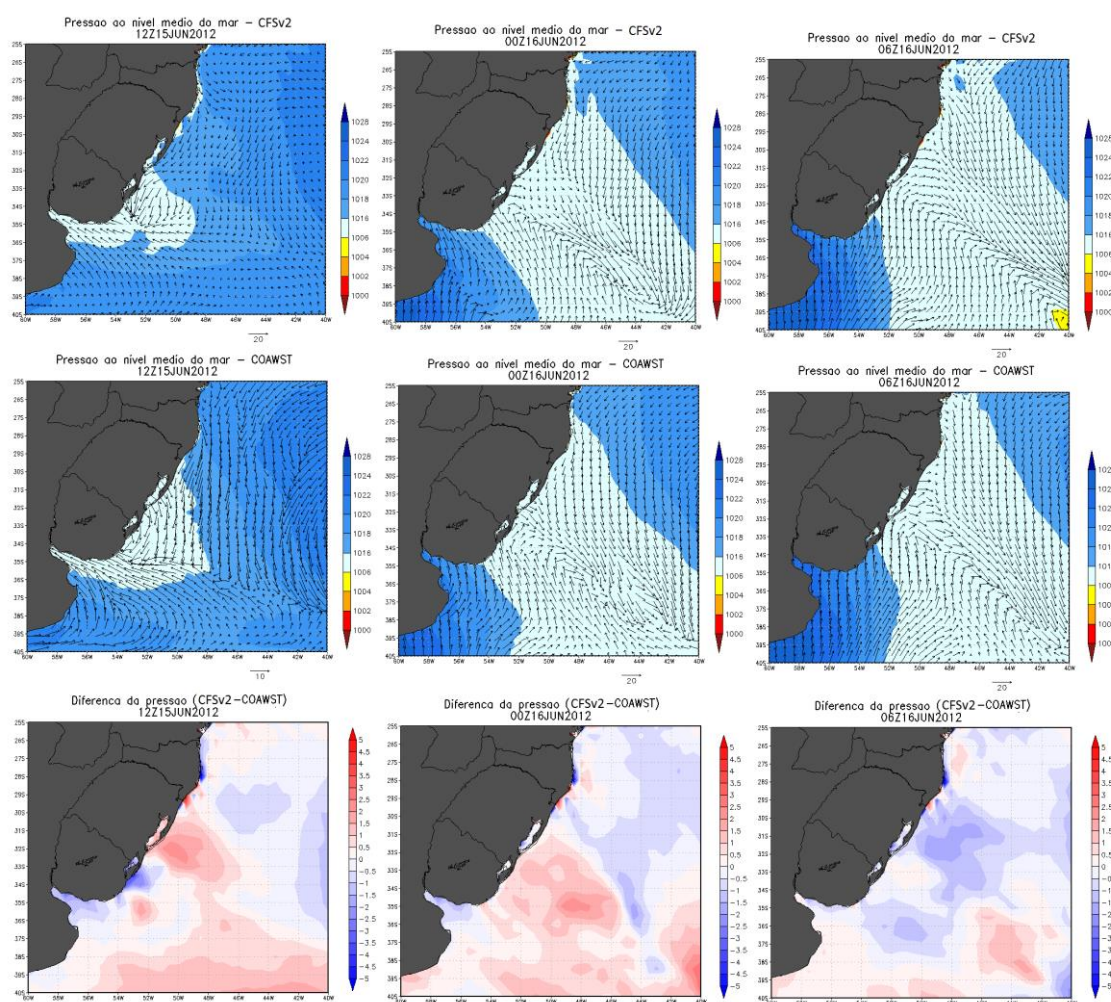


Figura 39 – Mapas de pressão atmosférica (hPa) com campos vento em 1000 hPa (m.s⁻¹) obtidos através do CFSv2 (acima), modelados pelo COAWST (centro) e diferença entre eles (abaixo) durante os dias 15 (12h - UTC) e 16 (00h, 06h - UTC) de junho de 2012.

A análise comparativa dos campos de pressão atmosférica modelados pelo COAWST com os dados do CFSv2 mostrou que o desempenho do modelo WRF, em seu modo acoplado com o ROMS, é bastante satisfatório. A Figura 39 mostra o deslocamento da ASAS para leste, conforme descrito por Pezzi *et al.* [2016] com uma diferença de pressão atmosférica entre os dados variando entre -0,1 e 0,15 hPa e campos de vento com intensidade e direção muito similares. Nos dias 16 e 17, a entrada da frente fria é claramente registrada nas saídas do COAWST (Figura 42), assim como a alteração dos campos de vento para o quadrante S-SO (Figura 40). Os valores médios de viés variaram entre -1 e 1 hPa, com uma clara tendência de subestimativa (superestimativa) dos dados modelados em relação ao CFSv2 durante o período pré-frontal (pós-frontal).

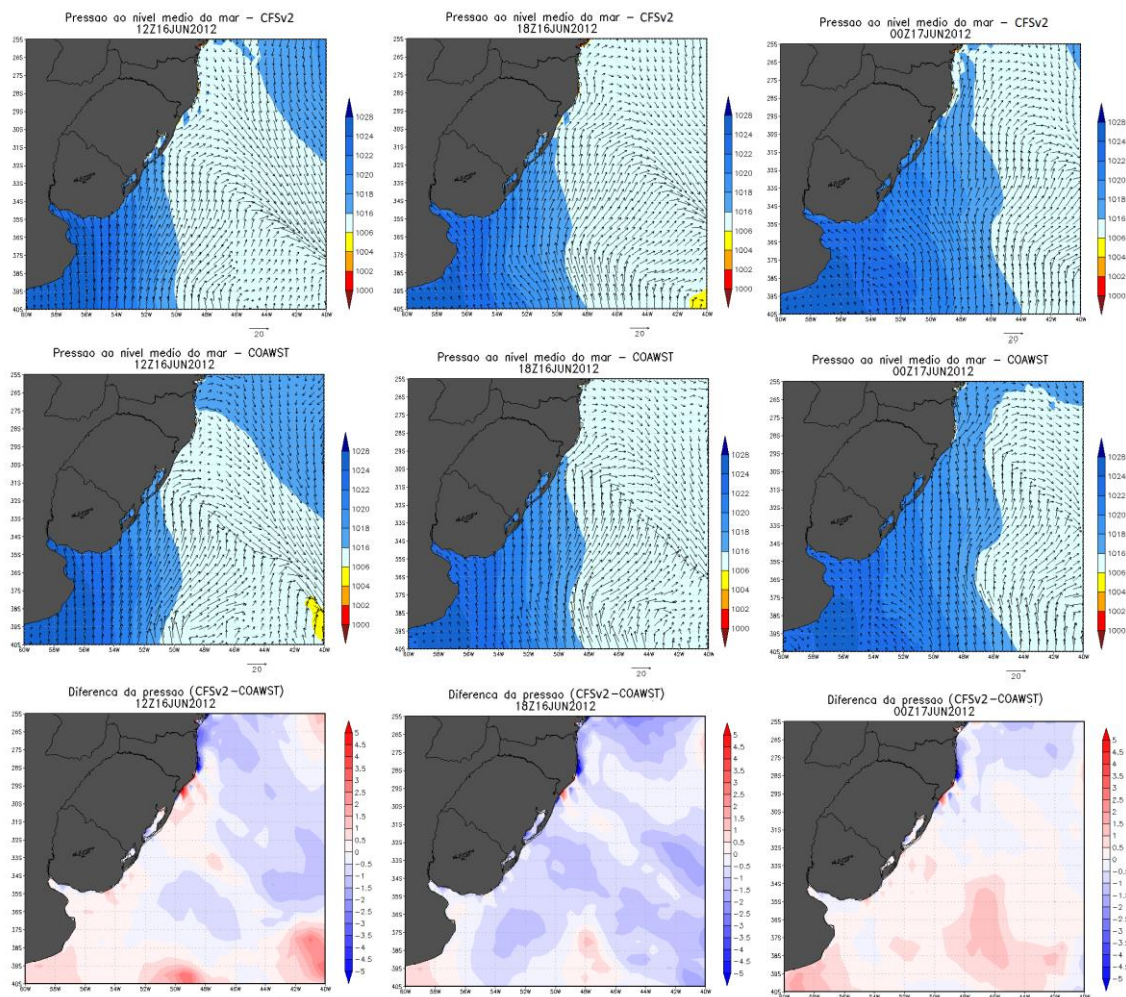


Figura 40 – Mapas de pressão atmosférica (hPa) com campos vento em 1000 hPa ($m.s^{-1}$) obtidos através do CFSv2 (acima), modelados pelo COAWST (centro) e diferença entre eles (abaixo) durante os dias 16 (12h, 18h - UTC) e 17 (00h - UTC) de junho de 2012.

Durante o T3, os valores de temperatura do ar em superfície gerados pelo COASWT se mostraram consistentes, com diferenças médias de -1 a 1 °C em relação às

reanálises (Figuras 41 e 42). Os mapas de temperatura do ar em superfície acompanharam os dados do CFSv2, tanto sobre a região de plataforma como em oceano aberto. É possível observar que o COAWST foi capaz de representar o deslocamento da massa de ar frio entrando ao sul da grade, a partir da 00 h (UTC) do dia 16 de junho de 2012. Com diferenças inferiores a 1,5 °C, os campos de temperatura do ar acompanham os padrões observados pelo CFSv2 e caracterizaram a advecção fria de forma satisfatória.

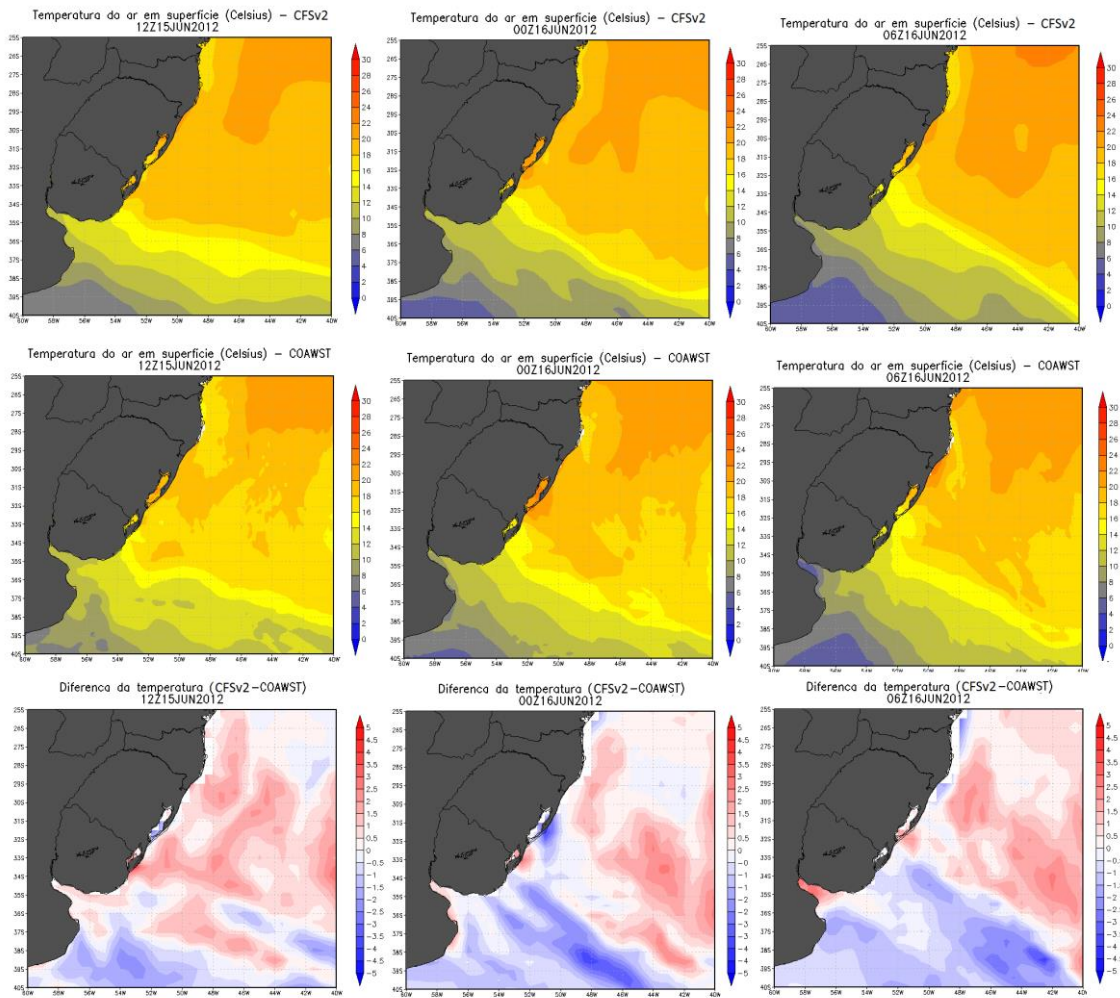


Figura 41 – Mapas temperatura do ar em superfície (°C) obtidos através do CFSv2 (acima), modelados pelo COAWST (centro) e diferença entre eles (abaixo) durante os dias 15 (12h - UTC) e 16 (00h, 06h - UTC) de junho de 2012.

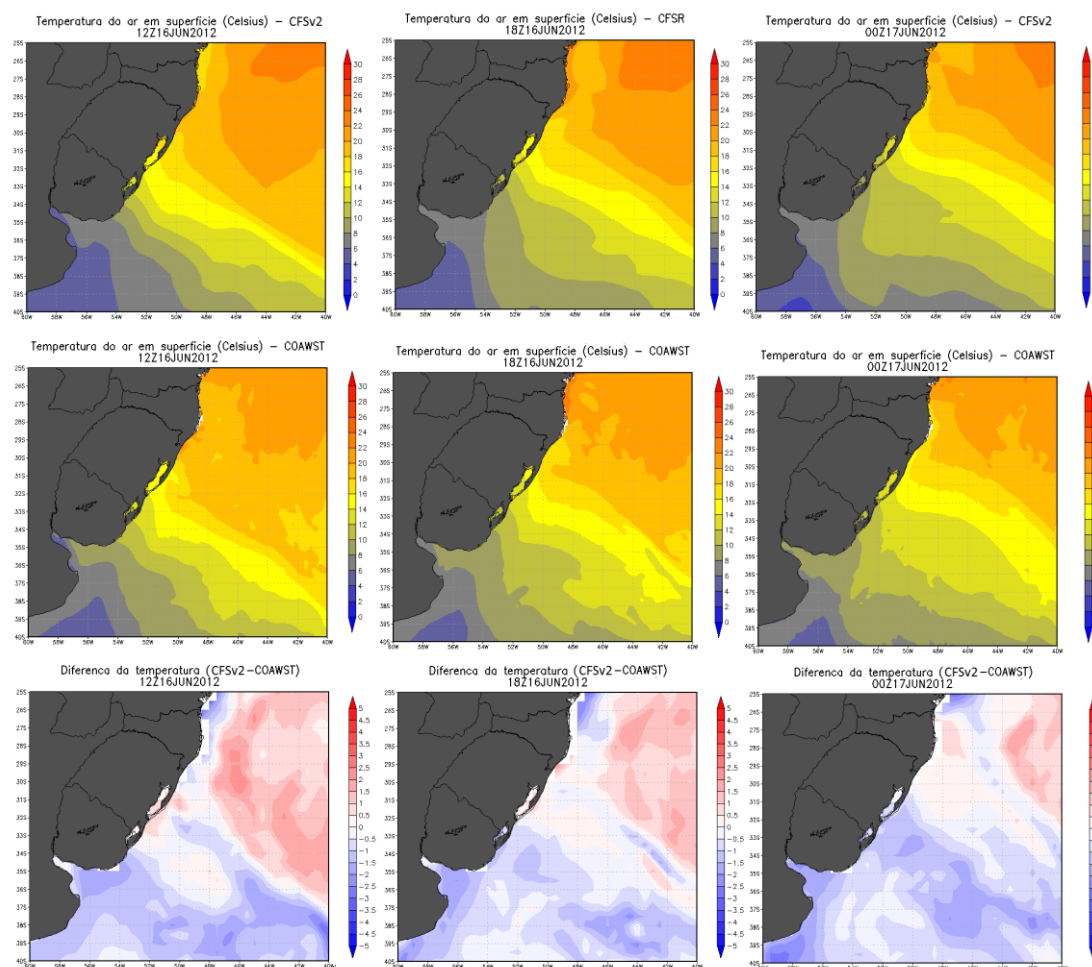


Figura 42 – Mapas temperatura do ar em superfície (°C) obtidos através do CFSv2 (acima), modelados pelo COAWST (centro) e diferença entre eles (abaixo) durante os dias 16 (12h, 18h - UTC) e 17 (00h - UTC) de junho de 2012.

O Transecto 4 (T4) foi realizado na latitude da cidade de Mostardas (RS). Com duração de 10 horas, o perfil começou a ser realizado no dia 17 de junho as 22 h (hora local). Segundo Pezzi *et al.* [2016], durante o T4 houve a formação de um ciclone extratropical sobre o estado do Rio Grande do Sul, que foi responsável pela mudança na direção dos ventos para NE sobre o litoral sul brasileiro. A Figura 43 mostra que os campos de vento do COAWST acompanham os observados pelo CFSv2, especialmente sobre o litoral do estado do Rio Grande do Sul, com ventos em um giro horário que caracteriza a presença do ciclone sobre o continente.

Os valores de diferença de pressão atmosférica (entre 0 e -2 hPa) indicam que, durante o Transecto 4, o COAWST superestimou os campos de pressão em relação ao CFSv2 próximo a costa. Os mapas de temperatura do ar ao nível do mar mostram que, mesmo sobre a influência do ciclone extratropical sobre o continente, o modelo foi capaz de simular com eficácia os campos de temperatura do ar. Com um viés variando entre -1

e 1 °C, os padrões de distribuição da temperatura do ar em superfície do COAWST são muito similares aos observados pelo CFSv2.

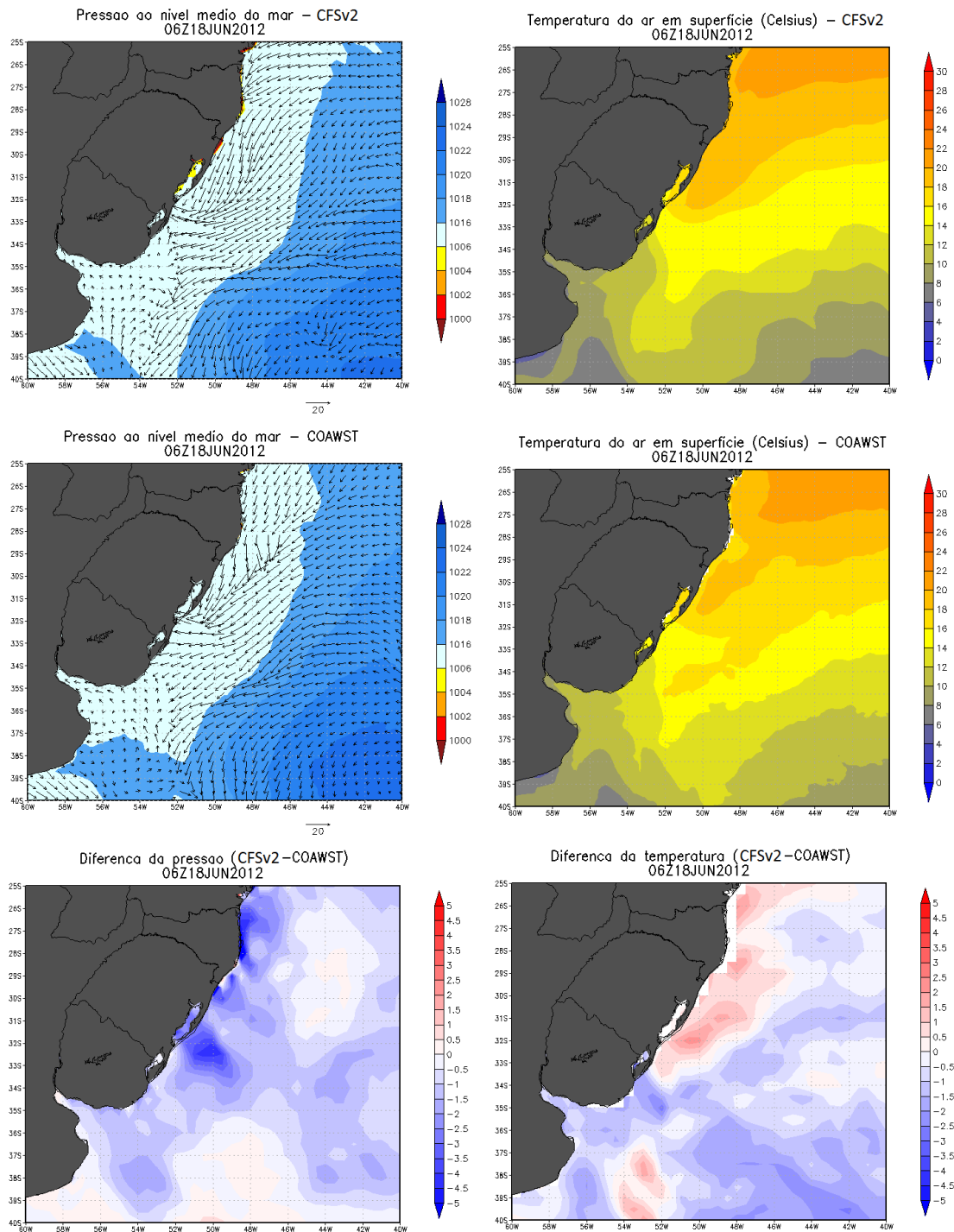


Figura 43 – Mapas de pressão atmosférica (hPa) com campos vento em 1000 hPa ($m.s^{-1}$) e temperatura do ar em superfície ($^{\circ}C$) obtidos através do CFSv2 (acima), modelados pelo COAWST (centro) e diferença entre eles (abaixo) durante o dia 18 (06h - UTC) de junho de 2012.

O Transecto 5 (T5) é o último perfil do cruzeiro ACEx/SIMTECO. Realizado no dia 19 de junho, o perfil demorou 16 horas para ser completado. Segundo Pezzi *et al.* [2014], o perfil foi realizado sob uma condição pós-frontal associada a uma advecção fria. Esta situação é consequência da passagem do sistema frontal associada ao ciclone descrito anteriormente. É possível observar no mapa de pressão atmosférica, junto ao lado sudeste da grade, a presença de outro ciclone atuando em alto mar, a leste da área de estudo.

Segundo Farias [2014], a pressão atmosférica, durante a realização do T5, variou entre 1012,5 e 1015,1 hPa. A Figura 44 mostra que a direção predominante do vento nesta região que ainda é do quadrante sudoeste, com velocidades aproximadas de 8 m.s^{-1} . Segundo Pezzi *et al.* [2016], a diminuição da temperatura do ar associada à massa de ar frio provocou uma advecção fria de $10 \text{ }^{\circ}\text{C.d}^{-1}$ a $12 \text{ }^{\circ}\text{C.d}^{-1}$.

Ao analisarmos a Figura 44, é possível identificar que o modelo acoplado representou de forma satisfatória o centro de baixa pressão, associado ao ciclone, no canto sudoeste da área de estudo. Porém devido a um erro associado do modelo acoplado, não conseguimos extrair os dados de temperatura em superfície e vento entre a região de $36\text{-}40^{\circ} \text{ S}$ e $40\text{-}48^{\circ} \text{ W}$. Os campos superficiais de vento modelados pelo COAWST acompanham os dados do CFSv2. O modelo apresentou uma intensificação do centro de baixa pressão, o que criou uma diferença significativa ($\sim 4 \text{ hPa}$) entre os dados do modelo e de reanálise.

Os mapas de temperatura do ar em superfície indicam o avanço da massa de ar frio sobre o lado sudoeste da grade. Os valores de viés entre os dados variam entre -2 e $1,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$, com um padrão de superestimação do modelo sobre a massa de ar frio que adentra junto ao litoral da Argentino e Uruguai.

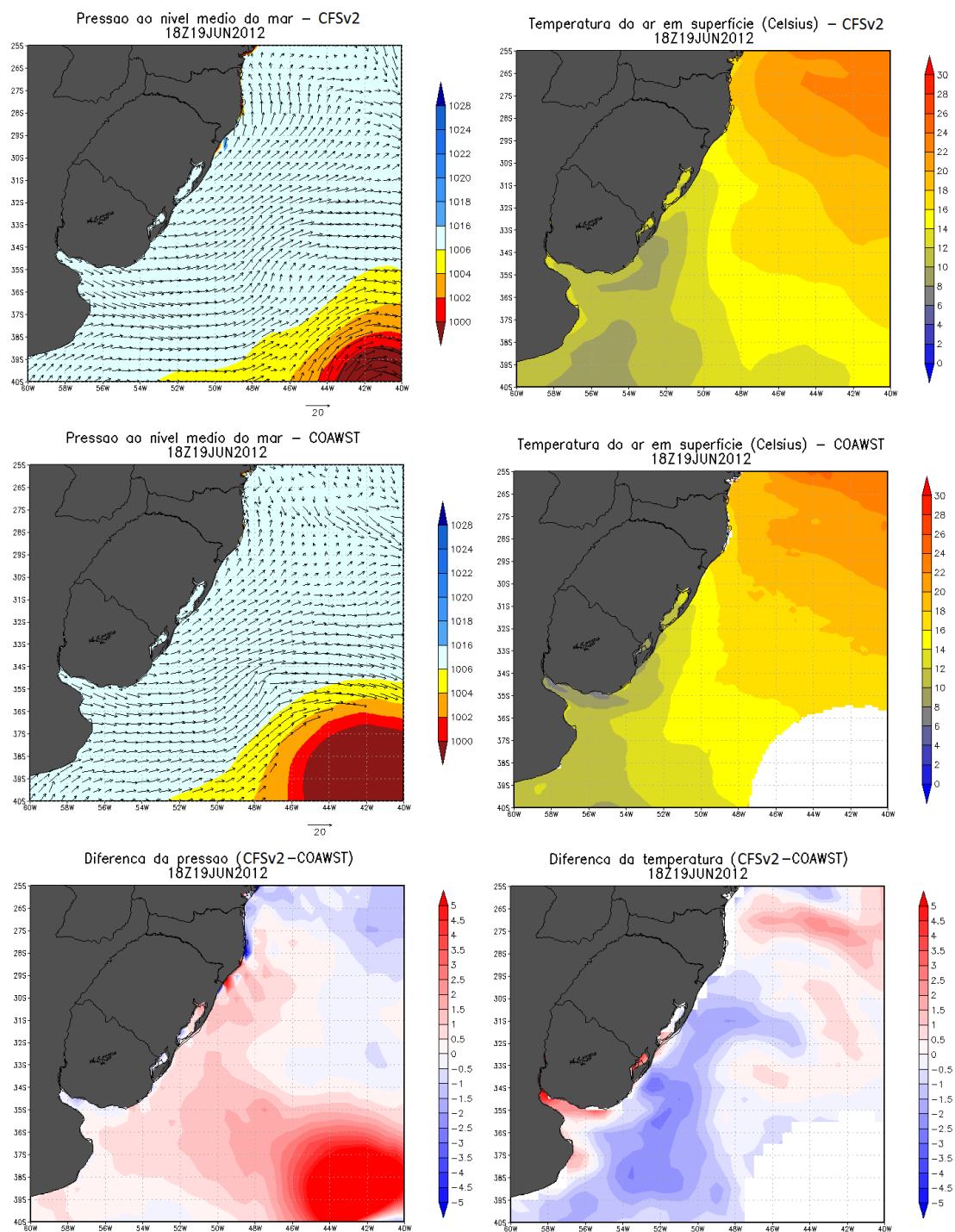


Figura 44 – Mapas de pressão atmosférica (hPa) com campos vento em 1000 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e temperatura do ar em superfície ($^{\circ}\text{C}$) obtidos através do CFSv2 (acima), modelados pelo COAWST (centro) e diferença entre eles (abaixo) durante o dia 19 (18h – UTC) de junho de 2012.

Pezzi *et al* [2016] descrevem detalhadamente o comportamento da estrutura vertical da CLAM através das radiossondagens realizadas nos transectos T1 a T5 do cruzeiro ACEX/SIMTECO. A fim de avaliar o desempenho do modo atmosférico do COAWST ao longo da espessura da CLAM, comparamos aqui os valores médios por

transecto das variáveis pressão atmosférica, temperatura potencial, umidade específica, umidade relativa e vento gerados pelo modelo com aqueles observados *in situ*. Foram realizadas análises de viés entre os valores médios por transecto para as mesmas variáveis mostradas no Anexo 1.

A camada limite é considerada a região da atmosfera influenciada pelas trocas de momento, calor e vapor d'água entre superfície e a atmosfera [Kaimal & Finnigan, 1994]. Nessa tese, fixamos a CLAM em uma altura de 2000 m. Não obstante, sabemos que a altura real da camada limite depende da mistura turbulenta e é limitada em altos níveis por um forte gradiente das variáveis de temperatura potencial (θ_{ar}) e umidade específica (q).

Segundo Farias [2014], durante a realização de T1, os perfis verticais médios de θ_{ar} e q indicaram um comportamento da CLAM muito semelhante durante as 5 radiossondagens realizadas no transecto. A camada de mistura média estava bem desenvolvida até uma altura média de 900 m. A Figura 1 (Anexo 1) mostra os valores médios para T1 e indicam uma camada de mistura levemente instável com seu topo em 800 m, bem marcada pelas variáveis de temperatura potencial, umidade específica e relativa. A temperatura potencial apresentou pequenos valores de diferença nos primeiros 200 m da camada (Figura 2 – Anexo 1). O viés indicou uma leve superestimativa por parte do modelo de ~ 1 K até a altura de 1100 m. Acima disso, os valores voltam a se aproximar de zero. As diferenças de umidade específica e relativa seguiram um padrão conjunto de leve superestimativa por parte do modelo, com máximos de $-3,4 \text{ g.kg}^{-1}$ e $-2,5 \times 10^1 \%$, respectivamente. No transecto 1 o vento simulado apresentou uma diferença média de cerca de 4 m.s^{-1} em relação ao dado observado. Apesar das componentes (u e v) apresentarem valores de diferença menores ($\sim 2 \text{ m.s}^{-1}$ e -2 m.s^{-1} , respectivamente), a Figura 37 mostrou que o padrão geral de direção e intensidade do vento é coerente com os dados de radiossonda.

Ao longo de T2 foram realizadas 6 radiossondagens. Farias [2014] encontrou uma camada estável próxima à costa com acúmulo de umidade junto à superfície, associado a um máximo de vento em baixos níveis. Os dados do COAWST indicam um topo de camada limite em 1100 m, próximo ao observado pela autora (~ 1300 m). Farias [2014] encontrou um perfil vertical médio com uma camada de mistura espessa e turbulenta, com temperatura do ar, umidade e vento constantes verticalmente. Por terem sido realizadas,

em sua maioria, sobre a área de influência da CB, suas características serviram de forçantes para a instabilidade verificada nos primeiros metros da atmosfera.

Os perfis verticais de T2 (Figura 3 – Anexo 1) indicam que as simulações parecem bastante satisfatórias, com valores simulados pelo COAWST muito próximos aos observados. Os valores de viés dentro da CLAM (Figura 4 – Anexo 1) são muito próximos a zero, com uma leve subestimativa da temperatura potencial por parte do modelo em relação ao dado observado (-1 a 1,8 K). As diferenças de umidade específica e umidade relativa dentro da camada limite estão próximas a -2 g.kg^{-1} e $\times 10^1 \%$, respectivamente. O perfil vertical de vento mostra intensidade de 6 m.s^{-1} desde a superfície até $\sim 1000 \text{ m}$. Neste transecto, os valores de vento simulados se aproximam muito dos observados, com um viés máximo estimado de 3 m.s^{-1} . Apesar da disparidade entre as componentes do vento modeladas e de reanálises, a Figura 38 mostra que os valores de direção e intensidade do modelo acompanham os ventos do CFSv2.

Ao longo de T3 foram realizadas 6 radiossondagens, duas delas sobre a CCB, na região de plataforma, e outras 4 sobre a CB, em oceano aberto. Este perfil merece atenção especial pois, durante a sua realização, houve a passagem de uma frente fria. Segundo Farias [2014] as duas primeiras radiossondagens, sobre a CCB caracterizaram a CLAM sob a influência de um sistema pré-frontal, com uma advecção local fria.

De acordo com o perfil vertical médio simulado pelo COAWST, os valores de temperatura potencial e umidade específica indicam uma camada de mistura espessa com topo em 800 m (Figura 7 – Anexo 1). A Figura 5 (Anexo 1) mostra que o modelo é capaz de representar essa condição instável pré-frontal com valores muito próximos aos observados. Durante o final do Transecto 3, conforme descrito em Farias [2014], a atmosfera encontrava-se em uma condição de transição para uma condição pós-frontal, com a CLAM mais estratificada.

A Figura 40 e 42 indica a mudança na condição atmosférica entre o sistema pré e pós-frontal, de uma camada turbulenta (Figura 5 – Anexo 1) até uma camada estável e verticalmente estratificada (Figura 6 – Anexo 1). A Figura 42 mostra como a advecção da massa de ar avançou de sudoeste da grade do modelo durante o dia 16, reduzindo as temperaturas superficiais do ar. Esta condição pós-frontal estabilizada reduziu a altura da camada limite para $\sim 270 \text{ m}$, onde é possível observar que as variáveis do modelo

acompanham os perfis e valores observados, com um viés máximo de aproximadamente 2 K para a temperatura potencial e 3 g.kg⁻¹ para umidade específica.

O perfil vertical médio de T3 (Figura 7 – Anexo 1) indica um excelente desempenho do modelo acoplado em simular as condições pré e pós-frontais na região desse estudo. Os valores de viés ficaram entre -1 e 1 K, g.kg⁻¹ e x10⁻¹ % para as variáveis de temperatura potencial, umidade específica e relativa, respectivamente. O perfil vertical médio de vento simulado pelo COAWST acompanha o perfil observado com uma leve subestimativa por parte do modelo em cerca de 2 m.s⁻¹.

Durante a realização do Transecto 4 foram realizadas apenas 4 radiossondagens. Farias [2014] descreve um topo da camada limite em ~700 m com valores de TSM inferiores a temperatura do ar. Os perfis verticais de temperatura potencial, umidade específica e relativa simulados pelo COAWST não foram capazes de registrar o topo da camada limite, conforme os dados observados *in situ* (Figura 9 – Anexo 1). A condição criada pelo modelo é de uma camada vertical estável, com acúmulo de umidade. O topo da camada limite em 700 m só pode ser observado no perfil vertical de vento, que mostra uma redução da velocidade próximo a esta altitude.

Apesar da suavização da CLAM pelo COAWST, a Figura 9 (Anexo 1) mostra que até o topo da camada limite (~ 600 m) os valores simulados de temperatura potencial, umidade específica e relativa estão muito próximos aos observados, com um viés médio variando entre 0 e 0,5 K, g.kg⁻¹ e x10⁻¹ %, respectivamente. Acima desta altitude, os valores crescem significativamente, com uma subestimativa da variável de temperatura potencial por parte do modelo. Em contrapartida, os valores de umidade específica e relativa variam negativamente, indicando uma leve superestimativa dos dados do modelo.

Durante o último transecto do cruzeiro ACEX/SIMTECO (T5) foram realizadas 7 radiossondagens. Por ser o perfil mais ao sul, é possível observar dois padrões de TSM distintos, um sobre a CCB e outro sobre a CB. Farias [2014] descreve esse gradiente lateral de temperatura como da ordem de 0,25 °C.km⁻¹. A autora descreve ainda que sobre a região de TSM mais alta, de atuação da CB, a CLAM é espessa e turbulenta, com uma altura média de 900 m. No lado frio, sobre a CCB, a CLAM possui uma baixa camada de mistura ~700 m, associada ao fato da TSM ter permanecido mais alta do que a TSM.

A análise dos 5 perfis verticais médios sugere uma boa concordância entre os dados simulados e os observados durante o cruzeiro ACEX/SIMTECO. É importante

ressaltar que as principais características sobre os processos de estabilidade CLAM, descritos por Pezzi *et al.* [2016], são repetidos nos dados simulados. Em geral, as variáveis representaram de forma satisfatória a estrutura da CLAM, apesar de existência de um viés na maioria dos perfis. As variáveis, à exceção das componentes zonal e meridional do vento, apresentaram valores consistentes ao longo de todos os perfis verticais. As componentes individuais u e v do vento apresentaram as maiores diferenças de valores em relação aos dados de radiossonda. Nossos resultados gerais indicam que o vento, em ambos os lados da frente oceanográfica entre a CB e a CCB, é mais intenso sobre águas mais frias, acompanhando os padrões gerais de circulação descritos por Pezzi *et al.* [2016].

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O objeto de pesquisa desta tese foi caracterizar a variabilidade espaço temporal da região da FSTP e o impacto desta variabilidade na CLAM, a partir de dados gerados pelo modelo regional acoplado COAWST, nos seus modos puramente oceânico e acoplado oceano-atmosfera. A utilização do modelo acoplado COAWST, para o estudo da região da FSTP, mostrou-se eficaz ao apresentar uma detalhada descrição da variabilidade espacial e temporal das principais massas d'água na PCSB, durante o ano de 2012. Também, através de medidas estatísticas, foi possível analisar o desempenho do modelo em simular os padrões oceanográficos e atmosféricos que modulam a CLAM na região de estudo. A qualidade dos resultados gerados a partir das simulações numéricas, comparado aos dados de sensoriamento remoto, históricos e coletados *in situ* indicam uma boa aplicabilidade do modelo COAWST para a região da PCSB. A capacidade do modelo atmosférico em representar as condições pré e pós-frontal ocorrentes durante o cruzeiro ACEX/SIMTECO, descritas em detalhes por Pezzi *et al.* [2016], nos incentiva a ampliar ainda mais nossos estudos na região. Este trabalho descreveu com detalhes os principais processos responsáveis pela formação e manutenção destes gradientes zonais de TSM e a variabilidade sazonal de vários parâmetros oceanográficos da região da PCSB, durante o ano de 2012.

A simulação anual realizada apenas com o modelo oceânico ROMS representou satisfatoriamente o comportamento espaço-temporal da FSTP e os efeitos produzidos por ela na região entre a Corrente Brasil (BC) e a Corrente Costeira do Brasil (BCC), durante o ano de 2012. Os diagramas T/S mostram que modelo reproduziu as principais características termohalinas das águas que dominam a PCSB como a Pluma do Rio da Prata (PRP), a Água Subtropical de Plataforma (ASTP), a Água Subantártica de Plataforma (ASAP), a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e a Água Tropical (AT). O ROMS foi capaz de simular o comportamento sazonal destas massas d'água, caracterizando inclusive a ausência da ASAP em latitudes acima de 34° S durante o mês de junho de 2012.

Um importante resultado deste trabalho foi conseguirmos criar um ciclo anual de transporte para a CB e CCB. A análise mensal do transporte de massa da CB para o ano de 2012, revelou valores que variam de -7 Sv (27°S) até -44 Sv (39°S), com a intensificação em latitudes mais altas e um pico anual em junho de 2012. Os transportes próximos à costa, associados à CCB, variaram entre -0,32 Sv e 0,28 Sv. Esta corrente

sazonal, se faz presente apenas no inverno e apresentou valores de transporte em 2 ordens de magnitude menores que os da CB.

Valores de energia cinética média e turbulenta (MKE e EKE), estimados a partir de dados de velocidade de corrente do modelo, corroboram com as estimativas realizadas anteriormente através de medições diretas ou dados de satélite. Conforme esperado, os maiores valores de MKE foram observados no núcleo CB ($\sim 800 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ no verão), enquanto que os menores variaram entre $100\text{-}150 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, durante o outono. Os resultados sobre a plataforma continental identificam um fluxo costeiro médio próximo à Argentina durante o ano, provavelmente relacionado à Corrente Patagônica. A EKE, durante o verão de 2012, atingiu um máximo de $\sim 300 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, principalmente associado com a sinuosidade da CB e com a presença de vórtices associados com a região da CBM. Durante os meses mais frios de 2012, os valores de EKE caíram progressivamente. Sobre a PCSB, os dados indicaram um crescimento da EKE durante o inverno até meados da primavera.

A análise dos dados de saída da simulação acoplada do COAWST, indicaram resultados muito satisfatórios. A comparação entre os dados modelados e observados dos perfis transversais do cruzeiro ACEX/SIMTECO mostram valores modelados muito próximos aos reais. O módulo oceânico foi capaz de caracterizar tanto a região de plataforma, quanto oceano aberto. Enquanto o módulo atmosférico do COAWST também representou os campos superficiais de temperatura potencial, umidade específica e relativa de forma muito próxima à observada nos dados de análise do CFSv2. Apesar dos valores individuais de magnitude do vento não terem sido tão satisfatórios, os campos de direção do vento acompanharam os descritos pelo CFSv2. A utilização do WRF acoplado ao ROMS, mostrou-se muito eficiente em representar os casos de advecção térmica e sistemas atmosféricos transientes atuantes na região de estudo durante o período do cruzeiro ACEX/SIMTECO. A análise comparativa entre os perfis verticais médios gerados pelo modelo e os descritos por Farias [2014] e Pezzi *et al.* [2014] indicam um pequeno viés entre os dados, não capaz de interferir na análise geral da caracterização atmosférica observada. As variáveis, à exceção das componentes do vento, apresentaram valores consistentes ao longo de todos os perfis verticais, cabendo ressaltar que as principais características sobre os processos de estabilidade CLAM, descritos por Pezzi *et al.* [2016], são vistos nos dados simulados. Nossos resultados gerais indicam que o vento, quando analisado em ambos os lados da frente oceanográfica CB/CCB, é mais

intenso sobre águas mais frias (CCB), porém acompanha os padrões gerais de circulação atmosférica descritos pelos dados observacionais.

Os resultados dessa tese também sugerem que a utilização de um modelo regional acoplado para a região da PCSB é de grande valor científico. A capacidade do COAWST em simular variáveis oceânicas e atmosféricas pode ampliar muito nosso entendimento ecossistêmico desta região economicamente importante da costa brasileira. A boa representatividade dos dados modelados de acoplamento oceano-atmosfera indica uma nova oportunidade para o estudo dos processos dinâmicos da PCSB e do papel das regiões costeiras do Oceano Atlântico Sudoeste na modulação do tempo e clima das regiões sul e sudeste do Brasil.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aceituno, P. (1988). On the functioning of the Southern Oscillation in the South America sector. Part I: surface climate. *Monthly Weather Review*, 116, 505–524.
- Acevedo, O. C.; Pezzi, L. P.; Souza, R. B.; Anabor, V.; Degrazia, G. A. (2010). Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the Brazil Malvinas Confluence, South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 115, D22, 1-12.
- Arakawa, A. & Lamb. V. (1977) Computational design of the basic dynamical process of the ucla general circulation model. *Methods in Computational Physics*, (17), 173–265.
- Arango, H.; Moore, A. M.; Di Lorenzo, E.; Cornuelle, B. D.; Miller, A. J.; Neilson, D. J. (2006). The ROMS tangent linear and adjoint models: a comprehensive ocean prediction and analysis system. IMCS, Rutgers Tech. Reports.
- Assireu, A. T.; Merritt, R. S.; Stech, J. L. (2003). Surface circulation and kinetic energy in the SW Atlantic obtained by drifters. *Continental Shelf Research*, 23, 145– 157.
- Azevedo, J. L. L.; Oliveira, L. R.; Souza, J. F. A.; Soares, I. D.; Mata, M. M. (2008). Os processos de Conversão de Energia nos Oceanos, uma Revisão do Diagrama de Lorenz. *Revista Brasileira de Geofísica*, 26, 153-172.
- Battisti D. S. (1988). Dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere ocean model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45, 2889–2919.
- Bastos, C. & Ferreira, N. (2000). Análise Climatológica da Alta Subtropical do Atlântico Sul. XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, 612-619.
- Bianchi, A. A. & Garzoli, S. L. (1997). Variability and motion of the Brazil–Malvinas front. *Geoacta*, 22, 74-90.
- Bianchi, A. A.; Pino, D. R.; Perlender, H. G. I.; Osiroff, A. P.; Segura, V.; Lutz, V.; Clara, M. L.; Balestrini, C. F.; Piola, A. R. (2009). Annual balance and seasonal variability of sea–air CO₂ fluxes in the Patagonia Sea: their relationship with fronts and chlorophyll distribution, *Journal of Geophysical Research*, 114, C03018.
- Brandhorst, W. & Castello, J. P. (1971). Evaluación de los recursos de anchoíta (*Engraulis anchoita*) frente a la Argentina y Uruguay: 1. Las condiciones oceanográficas, sinopsis del conocimiento actual sobre la anchoíta y el plan para su evaluación. *Contrib. Inst. Biol. Mar.*, Argentina 166, 1-63.
- Broecker W. S. & Peng T. H. (1982). *Tracers in the Sea*. Eldigio Press, Palisades, New York.
- Bye, J. A. T. (1996). Coupling ocean-atmosphere models. *Earth–Science Reviews*, 40, 149–162.
- Calado, L. (2006). Dinâmica da interação da atividade de mesoescala da Corrente do Brasil com o fenômeno da ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, RJ. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, 159.

- Camargo, R.; Todesco, E.; Pezzi, L. P.; Souza, R. B (2013). Modulation mechanisms of marine atmospheric boundary layer at the Brazil-Malvinas Confluence region. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, 118, 12, 6266–6280.
- Campos, E. J. D.; Gonçalves, J. E.; Ikeda, Y. (1995). Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight - summer of 1991. *Journal of Geophysical Research*, 100 (C9), 18, 537–550.
- Campos, E.; Velhote, D.; Silveira, I. (2000). Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. *Geophysical Research Letters*, 27(6), 751-754.
- Casey, K. S.; Brandon, T. B.; Cornillon, P.; Evans, R. (2010). The Past, Present, and Future of the AVHRR Pathfinder SST Program, Springer, Dordrecht, Netherlands, chap In: Barale V, JFR Gower and L Alberotanza (eds) *Oceanography from Space. Revisited*, 273–287.
- Castello, J. P.; Duarte, A.; Möller Jr, O. O.; Niencheski, L. F.; Odebrecht, C.; Weiss, G.; Suzuki, M. (1990). On the importance of coastal and subantarctic waters for the shelf ecosystem off Rio Grande do Sul. *Symposium on the South Coast Ecosystems and Brazilian Southeast. Structure, Function and Management*, 2. Águas de Lindóia. *Anais*, 1, 112-129.
- Chapman, D. C. (1985). Numerical treatment of cross-shelf open boundaries in a barotropic coastal ocean model. *Journal of Physical Oceanography*, 15, 1060–1075.
- Chen, J.; Brosofske, K.D.; Noormets, A.; Crow, T.R.; Bresee, M.K.; Le Moine, J.M.; Euskirchen, E.S.; Mather, S.V.; Zheng, D. (2004) A working framework for quantifying carbon sequestration in disturbed land mosaics. *Environmental Management*, 34(3), S210–S221.
- Chelton, D. B. & M. G. Schlax, 1996. Global observations of oceanic Rossby waves. *Science*, 272, 234-238.
- Chen, S. S.; Price, J. F.; Zhao, W.; Donelan, M. A.; Walsh, E. J. (2007). The CBLAST-Hurricane program and the next-generation fully coupled atmosphere–wave–ocean models for hurricane research and prediction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88, 311–317.
- Chelton, D.; Esbensen, S.; Schlax, M.; Thum, N.; Freilich, M.; Wentz, F.; Gentemann, C.L.; McPhaden, M.; Schopf, P. (2001). Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical Pacific. *Journal of Climatology*, 14, 1479–1498.
- Ciotti, A. M.; Odebrecht, C.; Fillmann, G.; Möller Jr, O. O. (1995). Freshwater outflow and subtropical convergence influence on phytoplankton biomass on the southern Brazil shelf. *Continental Shelf Research*, 15, 4, 1737-1756.
- Cracknell, A. P. (1982). *Remote Sensing applications in marine science and technology*. NATO ASI Séries. Mathematical and Physical Science, Reidel Pub. Company Dordrecht, Holland, 106, 466.

- Csirke, J. (1987). The Patagonian Fishery Resources and the Offshore Fisheries in the South-West Atlantic. FAO Fisheries Technical Paper, 286.
- Da Silva, A. M.; Young, C. C.; Levitus, S. (1994). Atlas of surface marine data 1994, Vol. 1, algorithms and procedures, NOAA Atlas NESDIS 6, U. S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS, USA, 74.
- Deacon, G. E. R. (1933). A general account of the hydrology of the South Atlantic Ocean, Discovery Reports, 7, 171–238.
- Degens, E. T.; Kempe, S.; Richey, J. E. (1991). Biogeochemistry of Major World Rivers. Scope Report 42, John Wiley and Sons, Chichester, 323-347.
- Degola, T. S. D. (2013). Impactos e variabilidade do anticiclone subtropical do Atlântico Sul sobre o Brasil no clima presente e em cenários futuros. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de São Paulo, São Paulo, 92.
- Deser, C. & Blackmon, M. L. (1993). Surface climate variations over the North Atlantic Ocean during winter: 1900–1989. *Journal of Climate*, 6, 1743–1753.
- Diaz, A. F.; Studzinski, C. D.; C. R. Mechoso (1998). Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. *Journal of Climate*, 11, 251-271.
- Dickson, R. R.; Osborn, T. J.; Hurrell, J. W.; Meincke, J.; Blindheim, J.; Adlandsvik, B. (2000). The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 13, 2671–2696.
- Di Lorenzo, E.; Moore, A. M.; Arango, H. G.; Cornuelle, B. D.; Miller, A. J.; Powell, B.; Chua, B. S.; Bennett, A. F. (2006). Weak and strong constraint data assimilation in the inverse regional ocean modeling system (ROMS): development and application for a baroclinic coastal upwelling system. *Ocean Modelling*, 16(3), 160-187.
- Dong, B. W. & Sutton, R. (2002). Adjustment of the coupled ocean–atmosphere system to a sudden change in the thermohaline circulation. *Geophysical Research Letters*, 29, 1728.
- Dudhia, J. (1989) Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two–dimensional model. *Journal of Atmosphere Science*, 46, 3077–3107.
- Emílson, I. (1961). The shelf and coastal waters off Southern Brazil. *Bol. Inst. oceanogr., São Paulo*, 17 (2), 101-112.
- Evans, D.; Signorini, S. R.; Miranda, L. B. (1983). A note on the Transport of the Brazil Current, *Journal of Physical Oceanography*, 13, 1732-1738.
- Evans, D. & Signorini, S. R. (1985). Vertical structure of the Brazil Current, *Nature*, 315, 48-50.
- Fairall, C. W.; Bradley, E. F.; Rogers, D. P.; Edson, J. B.; Young, G. S. (1996). Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment. *Journal of Geophysical Research*, 101, (C2), 3747.

- Fairall, C. W.; Bradley, E. F.; Hare, J. E.; Grachev, A. A.; Edson, J. B. (2003). Bulk parameterization on air–sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm. *Journal of Climate*, 16, 571-591.
- Farias, P. C. (2014). Fluxos de calor e dióxido de carbono entre o oceano e a atmosfera na região costeira e oceânica ao sul do Brasil. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 91.
- Fedorov, A.V. (2007). Net energy dissipation rates in the tropical ocean and ENSO dynamics. *Journal of Climatology*, 20, 1108–1117.
- Fernandes, A. (2001). Dinâmica baroclínica da Corrente do Brasil na região sudeste. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, 108.
- Fernandes, A.; Silveira, I. C. A.; Calado, L. (2009). A two-layer approximation to the Brazil Current Intermediate Western Boundary Current System between 20°S and 28°S, *Ocean Modelling*, 29, 154-158.
- Ferreira, O.; Garcia. T.; Matias. A.; Taborda, R.; Alveirinho, J. D. (2006). An integrated method for the determination of set-back lines for coastal erosion hazards on sandy shores. *Continental Shelf Research*, 26, 1030-1044.
- Flather, R. A. (1976). A tidal model of the northwest European continental shelf, *Memories de la Societe Royale de Sciences de Liege*, 10, (6), 141-164.
- Foken, T. (2008). *Microteorology*. Berlin: Springer, 306.
- Fonteles, C. S.; Fujita, C. C. Y. O.; Azevedo, J. J. L.; Mata, M. M. (2014). Sobre a variabilidade espacial e temporal da energia cinética turbulenta (EKE) na Confluência Brasil-Malvinas. *Revista Brasileira de Cartografia*, 66(6), 1231-1246.
- Framiñan, M. B.; Etala, M. P.; Acha, E. M.; Guerrero, R. A.; Lasta, C. A.; Brown, O. (1999). Physical characteristics and processes of the Río de la Plata estuary. In: Perillo, G. M., M. C. Piccolo, M. Pino, editors, *Estuaries of South America. Their geomorfology and dynamics*. Springer-Verlag, Berlin, 161-194.
- Garcia, C. A. E.; Sarma, Y. V. B.; Mata, M. M.; Garcia, V. M. T. (2004). Chlorophyll variability and eddies in the Brazil–Malvinas Confluence region. *Deep-Sea Research, Part II. Topical Studies in Oceanography* 51, 159–172.
- Garfield, M. N. (1990). The Brazil Current at subtropical latitudes. PhD thesis. University of Rhode Island, 121.
- Garzoli, S. L. & Matano, R. [2011]. The South Atlantic and the Atlantic meridional overturning circulation. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 58(17), 1837-1847.
- Godoi, S. (2005). Dinâmica quase-geostrófica do sistema Corrente do Brasil no embaiamento de São Paulo (23,5°S-27°S). Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, 133.

- Goni, G.; Scott, K.; Garzoli, S.; Olson, D. (1996). Dynamics of the Brazil-Malvinas Confluence based on inverted echo sounders and altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 101, 16273-16290.
- Gordon, A. L. (1989). Brazil-Malvinas Confluence - 1984. *Deep-Sea Research*, 36, 359-384.
- Grimm, A. M. & Silva Dias, P. L. (1995). Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. *Journal of Atmosphere Science*, 52, 3538-3555.
- Guerrero, R. A. & Piola, A. R. (1997). Masas de água en la plataforma continental. In *El Mar Argentino y sus Recursos Pesqueiros*. Boschi E.E., Ed., National Institute of Fisheries Research and Development, Mar Del Plata, Argentina, 1, 107-118.
- Guerrero R. A.; Piola, A. R.; Fenco, H.; Matano, R. P.; Combes, V.; Yi Chao; James, C.; Palma, E. D; Saraceno, M.; Strub, P. T. (2014). The salinity signature of the cross-shelf exchanges in the Southwestern Atlantic Ocean: Satellite observations. *Journal of Geophysical Research - Oceans*, 119, 7794-7810.
- Haimovici, M. (1997). Recursos Pesqueiros Demersais da Região Sul. Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva (Revizee), editado pela Fundação de Estudos do Mar (FEMAR), Rio de Janeiro, 81.
- Haimovici, M.; Rossi-Wongtschowski, C. L. D. B.; Bernardes, R. A.; Fischer, L. G.; Vooren, C. M.; Santos, R. A.; Rodrigues, A. R.; Santos, S. (2008). Prospecção pesqueira de espécies demersais com rede de arrasto-de-fundo na região Sudeste-Sul do Brasil. São Paulo, Instituto de oceanografia (Revizee/Score Sul), 183.
- Haidvogel, D. B.; Arango, H. G.; Hedstrom, K.; Beckmann, A.; Malanotte-Rizzoli, P.; Shchepetkin, A. F. (2000), Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: Simulations in nonlinear terrain-following coordinates, *Dynamics of Atmosphere and Oceans*, 32, 239-281.
- Haidvogel, D. B.; Arango, H.; Budgell, W. P.; Cornuelle, B. D.; Curchitser, E.; Di Lorenzo, E.; Fennel, K.; Geyer, W. R.; Hermann, A. J.; Lanerolle, L.; Levin, J.; McWilliams, J. C.; Miller, A. J.; Moore, A. M.; Powell, T. M.; Shchepetkin, A. F.; Sherwood, C. R.; Signell, R. P.; Warner, J. C.; Wilkin, J. (2008). Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and *skill* assessment of the Regional Ocean Modeling System, *Journal of Computational Physics*, 227 (7), 3595 – 3624.
- Harding, R. J. & Jochum, A. M. (1995). Atmospheric and hydrological processes and models at the soil-vegetation- atmosphere interface. Preface *Journal of Hydrology*, 166, R7-R8.
- Hastings, D. A; Emery, W. J. (1992). The Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR): A Brief Reference Guide. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 58, 8, 1183-1188.
- Hong, S.; Dudhia, J.; Chen, S. (2004). A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, 132, 103-120.

- Hong, Song–You, Yign Noh, Jimy Dudhia (2006). A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review*, 134, 2318–2341.
- Hoskins, B. J. & Hodges, K. I. (2005). A new perspective on Southern Hemisphere storm tracks. *Journal of Climate*, 18(20), 4108-4129.
- IOCCG. (2000). Remote Sensing of Ocean Colour in Coastal, and Other Optically-Complex, Waters. Rep. 3, Sathyendranath. Dartmouth, Canada, 145.
- Ishikawa, Y.; Awaji, T.; Akitomo, K. (1997). Global surface circulation and its kinetic energy distribution derived from drifting buoys, *Journal of Oceanography*, 53, 489–516.
- Jacob, R.; Larson, J.; Ong, E. (2005). M x N Communication and parallel interpolation in community climate system model version 3 using the model coupling toolkit. *International Journal of High Performance Computing Applications*, 19, (3), 293–307.
- Kain, J. S. (2004). The Kain–Fritsch convective parameterization: An update. *Journal of Applied Meteorology*, 43, 170–181.
- Kaimal, J. C. & Finnigan, J. J. (1994). *Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement*, Oxford University Press, New York.
- Kantha, L. H. & Clayson, C. A. (2000). *Numerical Models of Oceans and Oceanic Processes*. International Geophysics Series, 66. Foreword by Kirk Bryan, Academic Press, 940.
- Kilpatrick, K. A.; Podesta, G. P.; Evans, R. (2001). Overview of the NOAA/NASA advanced very high resolution radiometer Pathfinder algorithm for sea surface temperature and associated matchup dataset. *Journal of Geophysical Research*, 106, (C5), 9179-9197.
- Krug, L. C. & Haimovici, M. (1991). Análise da pesca da anchova, *Pomatomus saltatrix* no Sul do Brasil. *Atlântica*, 13, 119-129.
- Large, W. G.; McWilliams, J. C. & Doney, S. C. (1994). Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysical*, 32, 363-403.
- Larson, J.; Jacob, R.; Ong, E. (2005). The model coupling toolkit: a new fortran90 toolkit for building multiphysics parallel coupled models. *International Journal of High Performance Computing Applications*, 8, (19), 277–292.
- Latif, M. & Barnett, T. P. (1994) Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science*, 266, 634–637.
- Legeckis, R. & Gordon, A. L. (1982). Satellite observations of the Brazil and Falkland Currents 1975 to 1976 and 1978. *Deep-Sea Research*, 29, 375-401.
- Lentini, C. A. D.; Campos, E. J. D.; Podestá, G. P. (2000). The annual cycle of satellite derived sea surface temperature on the western South Atlantic shelf. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 48 (2), 93–105.

- Lentini, C. A. D.; Olson, D. B.; Podestá, G. P. (2002). Statistics of Brazil Current rings observed from AVHRR: 1993 to 1998. *Geophysical Research Letters*, 29(16), 58-1-58-4.
- Lentini, C. A. D.; Goni, G. J.; Olson, D. B. (2006). Investigation of Brazil Current rings in the confluence region. *Journal of Geophysical Research*, 111, C06013.
- Lima, J. (1997) Oceanic circulation on the Brazil Current shelf break and slope at 22°S. Tese de Doutorado. University of New South Wales, New South Wales, 144.
- Lima, N. D. (2011). A estrutura vertical do Sistema Corrente do Brasil-Corrente de Contorno Intermediária ao largo do Cabo de São Tomé. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 87.
- Lupo, A. R.; Nocera, J. J.; Bosart, L. F.; Hoffman, E. G.; Knight, D. J. (2001). South American cold surges: Types, composites, and case studies. *Monthly Weather Review*, 129, 1021–1041.
- Lutz V. A. & Carreto J. I. (1991). A new spectrofluorometric method for the determination of chlorophyll and degradation products and its application in two frontal areas of Argentine Sea. *Continental Shelf Research*, 11, 433-451.
- Marchiesiello, P.; McWilliams, J. C.; Shchepetin, A. (2001). Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Modelling*, 3, 1-20.
- Mascarenhas, A. S.; Miranda Jr., L. B.; Rock, N. J. (1971). A study of oceanographic conditions in the region of Cabo Frio, in *Fertility of the Sea*, 1, 285–308, Gordon and Breach, New York.
- Mata, M. M. (1996). Aplicações da altimetria TOPEX/POSEIDON no estudo de aspectos dinâmicos do oceano atlântico sul ocidental. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 113.
- Matano, R. P.; Schlax, M. G.; Chelton, D. B. (1993). Seasonal variability in the Southwestern Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 98, 18, 027-18, 036.
- Matano, R. P.; Palma, E. D.; Piola, A. R. (2010). The influence of the Brazil and Malvinas Currents on the Southwestern Atlantic Shelf circulation. *Ocean Science*, 6, 983–995.
- Matano, R. P.; Combes, V.; Piola, A. R.; Guerrero, R.; Palma, E. D.; Strub, P. T.; James, C.; Fenco, H.; Chao, Y.; Saraceno, M. (2014). The salinity signature of the cross-shelf exchanges in the southwestern Atlantic Ocean: numerical simulations. *Journal of Geophysical Research - Oceans*, 119, 7949-7968.
- Mattos, R. A. (2006). Feições de meso e grande escala da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro, Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, 126.
- McGuffie, K. & Henderson-Sellers, A. (1997). *A climate modelling primer*. 2nd edition, John Wiley & Sons, Chichester, Great Britain, 253.
- Mendonça, L. F.; Souza, R. B.; Aseff, C. R. C.; Pezzi, L. P.; Möller, O. O.; Alves, R. C. (2016). Regional modeling of the water masses and circulation annual variability at the

Southern Brazilian Continental Shelf, *Journal of Geophysical Research - Oceans*, 121, DOI:10.1002/2016JC011780.

Mlawer, Eli. J., Steven. J. Taubman, Patrick. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal Geophysical Research*, 102, 16663–16682.

Möller, O. O.; Piola, A. R.; Freitas, A. C.; Campos, E. J. D. (2008). The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Continental Shelf Research*, 28, 1607-1624.

Monin, A. S. & Obukhov, A. M. Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. *Tr. Inst. Teor. Geofiz. Akad. Nauk SSSR*, 24, 1963–1987, 1954.

Moore, A. (2004). A comprehensive ocean prediction and analysis system based on the tangent linear and adjoint of a regional ocean model. *Ocean Modelling*, 7, (1-2), 227.

Moore, A. M.; Arango, H. G.; Di Lorenzo, E.; Miller, A. J.; Cornuelle, B. D. (2006). An adjoint sensitivity analysis of the southern portion of the California Current circulation and ecosystem, Part I: The physical circulation, *Journal of Physical Oceanography*, 39(3) 702-720, DOI:10.1175/2008jpo3740.1

Muelbert, J. H. & Sinque, C. (1996). Distribution of bluefish (*Pomatomus saltatrix*) larvae in the southern Brazilian continental shelf. *Marine and Freshwater Research*, 47, 311-314.

Neelin, J. D.; Battisti, D. S.; Hirst, A. C.; Jin, F. F.; Wakata, Y.; Yamagata, T.; Zebiak, S. E. (1998). *Journal of Geophysical Research*, 103, 14261–14290.

Nobre, P. & Shukla, J. (1996). Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, 9, 2464–2479.

Oliveira, H. B. (2011). Implementação de um modelo numérico hidrodinâmico na Lagoa dos Patos: avaliação de correntes, nível e salinidade para o ano de 2008. *Dissertação de mestrado*, Universidade Federal do Rio Grande, 154.

Oliveira, L. R. (2008). Energética do Atlântico Sudoeste a partir de observações lagrangeanas e de simulações do Parallel Ocean Climate Model, *Tese de doutorado*, Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, 226.

Oliveira, L. R.; Piola, A. R.; Mata, M. M.; Soares, I. D. (2009). Brazil Current surface circulation and energetics observed from drifting buoys. *Journal of Geophysical Research*, 114, C10006.

Olson, D. B.; Podestá, G. P.; Evans, R. H.; Brown, O. (1988). Temporal variations in the separation of the Brazil and Malvinas currents, *Deep-Sea Research*, 35, 1971-1990.

Orlanski, I. (1976). A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *Journal of Computational Physics*, 21, 251–269.

Paegle, N. J. & Mo, K. C. (2002). Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 15, 1389–1407.

- Palma, E. D.; Matano, R. P.; Piola, A. R. (2004). A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Barotropic response to tidal and wind forcing. *Journal of Geophysical Research*, 109, C08014.
- Palma, E. D.; Matano, R. P.; Piola, A. R. (2008). A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Stratified ocean response to local and offshore forcing, *Journal of Geophysical Research*, 113, (C11), C11010.
- Palma, E. D. & Matano, R. P. (2009). Disentangling the upwelling mechanisms of the South Brazil Bight, *Continental Shelf Research*, 29, 1525– 1534.
- Paltridge, G. W. & Platt, C. M. R. (1976). *Radiative processes in meteorology and climatology*. Elsevier, 318.
- Patterson, S. L. (1985). Surface circulation and kinetic energy distributions in the southern hemisphere oceans from FGGE drifting buoys, *Journal of Physical Oceanography*, 15, 865-883.
- Paulson, C. A. (1970). The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Journal of Applied Meteorology*, 9, 857–861.
- Pezzi, L. P.; Souza, R. B.; Dourado, M. S.; Garcia, A. E.; Mata. M. M. (2005). Ocean-Atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas confluence region. *Geophysical Research Letters*, 32, L22603.
- Pezzi, L. P.; Souza, R. B.; Acevedo, O.; Wainer, I.; Mata, M. M.; Garcia, C. A. E.; Camargo, R. (2009). Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region, *Journal of Geophysical Research*, 114, D19103, doi:10.10292008jd011379.
- Pezzi, L. P.; Souza, R. B.; Möller, O. (2012). Relatório Técnico de Cruzeiro Oceanográfico no NHo Cruzeiro do Sul, [S.l.], 33.
- Pezzi, L. P.; Souza, R. B.; Farias, P. C.; Acevedo, O.; Miller, A. J. (2016). Air-sea interaction at the Southern Brazilian Continental Shelf: In situ observations. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 121, DOI:10.1002/2016JC011774.
- Pimenta F. M.; Campos, E. J. D.; Miller, J.; Piola, A. R. J. (2005). A numerical study of the Plata river plume along the Southeastern South American Continental Shelf. *Brazilian Journal of Oceanography*, 53, 129-146.
- Pimentel, F. (2012). *A Corrente do Brasil e a Corrente de Contorno Intermediária na Região da Cadeia de Vitória- Trindade*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 88.
- Piola, A. R.; Figueroa, H. A.; Bianchi, A. A. (1987). Some aspects of the surface circulation south of 20° S revealed by First GARP Global Experiment drifters. *Journal of Geophysical Research*, 92, C5, 5101-5114.
- Piola, A. R. & Gordon, A. L. (1989). Intermediate waters in the Southwest South Atlantic. *Deep-Sea Research*, 36(1), 1-16.

- Piola, A. R. & Rivas, A. L. (1997). Corrientes en La Plataforma continental. In: Boschi, E. E. ed.). *El Mar Argentino y sus recursos pesqueros. Tomo 1: Antecedentes históricos de las explotaciones en el mar y las características ambientales*. Mar del Plata: INIDEP, 119-132.
- Piola, A. R.; Campos, E. J. D.; Möller Jr, O. O.; Charo, M.; Martinez, C. (2000). Subtropical Shelf Front off eastern South America. *Journal of Geophysical Research*, 105, (C3), 6565–6578.
- Piola, A. R.; Matano, R. P.; Palma, E. D.; Möller Jr, O. O.; Campos, E. J. D. (2005). The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophysical Research Letter*, 32, L01603.
- Piola, A. R.; Möller Jr., O. O.; Guerrero, R. A.; Campos, E. J. D. (2008). Variability of the Subtropical Shelf front off eastern South America: winter 2003 and summer 2004. *Continental Shelf Research*, 28, 1639-1648.
- Polito, P. S. & Cornillon, P. (1997). Long baroclinic Rossby waves detected by TOPEX/Poseidon. *Journal of Geophysical Research*, 102, 3215–3235.
- Pugh, D. T. (1987). *Tides, surges and mean sea level: A handbook for Engineers and Scientists*. New York: John Wiley, 472.
- Reynolds, R. W. & Smith, T.M. (1994). Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *Journal of Climate*, 7, 929–948.
- Reynolds, R. W.; Smith, T. M.; Liu, C.; Chelton, D. B.; Casey, K. S.; Schlax, M. G. (2007). Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, 20, 5473-5496.
- Sabatini, M. E.; R. Reta; R. Matano (2004). Circulation and zooplankton biomass distribution over the southern Patagonian shelf during late summer. *Continental Shelf Research*, 24, 1359-1373.
- Saha, S.; Moorthi, S.; Wu, X.; Wang, J.; Nadiga, S.; Tripp, P.; Behringer, D.; Hou, Y.; Chuang, H.; Iredell, M.; Ek, M.; Meng, J.; Yang, R.; Mendez, M. P.; Van Den Dool, H.; Zhang, Q.; Wang, W.; Chen, M.; Becker, E. (2014). The NCEP Climate Forecast System Version 2. *Journal of Climate*, 27, 2185–2208.
- Saltzman, B. (1985). *Satellite Oceanic Remote Sensing. Advances in Geophysics*. San Diego, 27, 511.
- Saraceno, M.; Provost, C.; Piola, A. R.; Bava, J.; Gagliardini, A. (2004). Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data, *Journal of Geophysical Research*, 109, C05027.
- Saraceno, M.; D’Onofrio, E. E.; Fiore, M. E.; Grismeyer, W. H. (2010). Tide model comparison over the Southwestern Atlantic Shelf, *Continental Shelf Research*, 30 (17), 1865-1875, DOI:10.1016/j.csr.2010.08.014.

- Saravanan, R. (1998). Atmospheric low-frequency variability and its relationship to midlatitude SST variability: Studies using the NCAR Climate System Model. *Journal of Climate*, 11, 1388–1406.
- Schmid, C. H.; Schafer, H.; Podesta, G.; Zenk, G. (1995). The Vitoria Eddy and its relation to the Brazil Current, *Journal of Physical Oceanography*, 25 (11), 2532-2546.
- Shapiro, M. A. (1970). On the applicability of the geostrophic approximation to upper-level frontal-scale motions. *Journal of Atmosphere Science*, 27, 408-420.
- Shchepetkin, A. F. & J. C. McWilliams (2005). The Regional Ocean Modeling System: a split explicit, free-surface, topography-following coordinates ocean model. *Ocean Modelling*, 9, 347–404.
- Shchepetkin, A. F. & McWilliams, J. C. (2009). Correction and Commentary for "Ocean Forecasting in Terrain-Following Coordinates: Formulation and *Skill* Assessment of the Regional Ocean Modeling System" by Haidvogel et al., *Journal of Computational Physics*, 227, 3595-3624.
- Sievers, H. A. & Nowlin, W. D. (1984). The stratification and water masses of Drake Passage, *Journal Geophysical Research*, 89, (C6), 10, 489–10, 514.
- Silveira, I. C. A.; Schimidt, A. C. K.; Campos, E. J. D.; Godoi, S. S.; Ikeda, Y. (2000). A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira, Brazil. *Journal of Oceanography*, 48(2), C (11), 171-183.
- Silveira, I. C. A.; Calado, L.; Castro, B. M. (2004). On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current system at 22°-23°S, *Geophysical Research Letters*, 31, L14308.
- Silveira, I. C. A.; Oliveira, E. R.; Mattos, R. A.; Fernandes, F. P. A.; Lima, J. A. M. (2006). Mesoscale Patterns of the Brazil Current between 20°S and 25.5°S. *Ocean Sciences Meeting 2006, AGU/ASLO/IAPSO/TOS, Honolulu, OS45N–12.*
- Skamarock, W. C.; Klemp, J. B.; Dudhia, J.; Gill, D. O.; Barker, D. M.; Wang, W.; Powers, J. G. (2005). A Description of the Advanced Research WRF Version 2. NCAR Technical Note NCAR/TND468+STR.
- Skamarock, W. C.; Klemp J. B.; Dudhia J.; Gill, D. O.; Barker, D. M., Duda M.G.; Huang, X. Y.; Wang, W.; Powers, J.G. (2008). A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+STR, 113.
- Slutz, R. J.; Lubker, S. J.; Hiscox, J. D.; Woodruff, S. D.; Jenne, R. L.; Joseph, D. H.; Steurer, P. M.; Elms, J. D. (1985). *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Setm, Release 1.* NOAA Environmental Research Laboratories, Climate Research Program, Boulder, CO, 268.
- Smith, W. H. F. & Sandwell, D. T. (1997). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, 277, 1957-1962.
- Soares, I. D.; Kourafalou, V.; Lee, T. N. (2007). Circulation on the western South Atlantic continental shelf: 1. Numerical process studies on buoyancy. *Journal of Geophysical Research*, 112, D04002.

- Soares, H. C. (2014). Variabilidade climática interanual local e remota do atlântico sul sobre os grandes ecossistemas marinhos brasileiros. Tese de doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Paulo, 1-121.
- Song, Y. & Haidvogel, D. (1994). A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. *Journal of Computational Physics*, 115, 228–244.
- Souterlino, R. G. (2008). A origem da Corrente do Brasil. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de São Paulo, São Paulo, 101.
- Souza, E.B.; Kayano, M.T.; Tota, J.; Pezzi, L.P.; Fisch, G.; Nobre, C.A. (2000). On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the amazonian rainfall during 1960-1998. *Acta Amazonica*, 30, 305-318.
- Souza, R. B. & Robinson, I. S. (2004). Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. *Continental Shelf Research*, 24, 241-262.
- Souza, R. B. Mata, M. M.; Garcia, C. A. E.; Kampel, M.; Oliveira, E. N.; Lorenzetti, J. A. (2006). Multi-sensor satellite and in situ measurements of a warm core ocean eddy south of the Brazil-Malvinas Confluence region. *Remote Sensing Environmental*, 100, 52-66.
- Souza, R.B. (2009). *Oceanografia por Satélites*. Ed. Oficina de Textos, São Paulo, 336p.
- Souza, R. B.; Cromwell, D.; Lentini, C. A. D. (2007). Complex EOF and wavelet analysis of sea surface temperature anomaly images in the Soutwestern Atlantic Ocean from 1985 to 2004. *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, XIII, Florianópolis.
- Stevenson, M. R.; Dias-Brito, D.; Stech, J. L.; Kampel, M. (1998). How do cold water biota arrive in a tropical bay near Rio de Janeiro, Brazil. *Continental Shelf Research*, 18, 1595–1612.
- Stramma, L.; Ikeda, Y.; Peterson, R. G. (1990). Geostrophic Transport in the Brazil Current Region North of 20°S, *Deep-Sea Research*, 37, 1875–1886.
- Stewart, R. H. (1985). *Methods of Satellite Oceanography*. Berkeley California, 366.
- Strub, P. T.; James, C.; Combes, V.; Matano, R. P.; Piola, A. R.; Palma, E. D.; Saraceno, M.; Guerrero, R. A.; Fenco, H.; Ruiz-Etcheverry, L. A. (2015). Altimeter-derived seasonal circulation on the southwest Atlantic shelf: 27,8-43,8°S. *Journal of Geophysical Research - Oceans*, 120.
- Sunyé, P. S.; Servain, j. (1998). Effects of seasonal variations in meteorology and oceanography on the Brazilian sardine fishery. *Fisheries Oceanography*, 7, 2, 89-100.
- Takahashi, T.; Feely, R. A.; Weiss, R. F.; Wanninkhof, R. H.; Chipman, D. W.; Sutherland, S. C.; Takahashi, T. T. (1997). Global air-sea flux of CO₂: An estimate based on measurements of sea-air CO₂ difference. *Proceedings of the National Academy of Sciences, USA*, 94, 8292-8299.
- Tans, P. P.; Fung, I. Y.; Takahashi, T. (1990). Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget. *Science*, 247, 1431-1438.

- Teixeira, C. E. P.; Lentini, C. A. D.; Mata, M. M.; Garcia, C. A. E.; Campos, E. J. D. (2009). On the temporal variability of the sea surface temperature in the Southwestern Atlantic based on the analysis off Pathfinder AVHRR/NOAA images. *Revista Brasileira de Cartografia*, 1, 1-10, 2009.
- Tewari, M.; Chen, F.; Wang, W.; Dudhia, J.; LeMone, M. A.; Mitchell, K.; Ek, M.; Gayno, G.; Wegiel, J.; Cuenca, R. H. (2004). Implementation and verification of the unified NOAA land surface model in the WRF model. 20th conference on weather analysis and forecasting/16th conference on numerical weather prediction, 11–15.
- Tokinaga, H.; Tanimoto, Y.; Xie, S. P. (2005). SST-induced wind variations over Brazil-Malvinas confluence: Satellite and in situ observations. *Journal of Climatology*, 18, 3470–3482.
- Velhote, D. (1998). Modelagem numérica da ressurgência da quebra de plataforma induzida por vórtices ciclônicos da Corrente do Brasil na Bacia de Santos. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, São Paulo, 134.
- Venegas, S. A.; Mysak, L. A.; Straub, D. N. (1997). Atmosphere–ocean coupled variability in the South Atlantic. *Journal of Climatology*, 10, 2904 – 2920.
- Wainer, I.; Gent, P.; Goni, G. (2000). Annual cycle of the Brazil-Malvinas Confluence region in the National Center for Atmospheric Research climate system model, *Journal of Geophysical Research*, 105, 26, 167–26, 177.
- Wallace, J. M. & Hobbs, P. V. (1977). *Atmosphere science-an introductory survey*. Atmospheric Science, 1.
- Wallace, J. M.; Mitchell, T. P.; Deser, C. (1989). The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Seasonal and interannual variability. *Journal of Climate*, 2, 1492–1499.
- Warner, J. C.; Sherwood, C. R.; Signell, R. P.; Harris, C.; Arango H. G. (2008). Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model. *Computers and Geosciences*, 34, 1284–1306.
- Warner, J. C.; Armstrong, B.; He, R.; Zambon, J. B. (2010). Development of a Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport (COAWST) modeling system: Ocean Modeling, 35, 3, 230-244.
- Wessel, P. & Smith, W. H. F. (1996). A Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Shoreline Database. *Journal of Geophysical Research*, 101, B4, 8741-8743.
- Wienders, N.; Arhan, M.; Mercier, H. (2000). Circulation at the western boundary of the South and Equatorial Atlantic: Exchanges with the ocean interior. *Journal of Marine Research*, 58, 1007-1039.
- Wilkin, J. L.; Arango, H. G.; Haidvogel, D. B.; Lichtenwalner, C. S.; Glenn, S. M.; Hedstrom, K. S. (2005). A regional ocean modeling system for the Long-term Ecosystem Observatory. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, C06S91 ,110.
- Wilks, D. S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic Press, 3, 308-346.

- Wilmott, C. J. (1981). On the validation of models, *Physical Geography*, 2 (2), 184–194.
- Zambon, J. B. (2009) An Examination of Tropical Cyclone Dynamics Utilizing the 3-Way Coupled Ocean Atmosphere Wave Sediment Transport (COAWST) Model. Dissertação de Mestrado, Universidade da Carolina do Norte, 140.
- Zavialov, P.; Moller Jr., O. O.; Campos, E. (2002). First direct measurements of currents on the continental shelf of Southern Brazil. *Continental Shelf Research* 22, 1975–1986.
- Zebiak S. E. (1993). Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. *Journal of Climate*, 6, 1567–1568.
- Zembruski, S.; Barreto, T. H.; Palma, J. C.; Milliman, J. D. (1972). Estudo preliminar das províncias geomorfológicas da margem continental Brasileira. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 2, 187-209.

8. ANEXOS

Figuras comparativas dos perfis verticais médios atmosféricos observados *in situ* pelo cruzeiro ACEx/SIMTECO e modelados pelo COAWST. São apresentados os valores médios e as diferenças para cada transecto das variáveis de temperatura potencial (K), umidade específica (g.kg^{-1}), umidade relativa ($\times 10^1\%$) e magnitude do vento (m.s^{-1}).

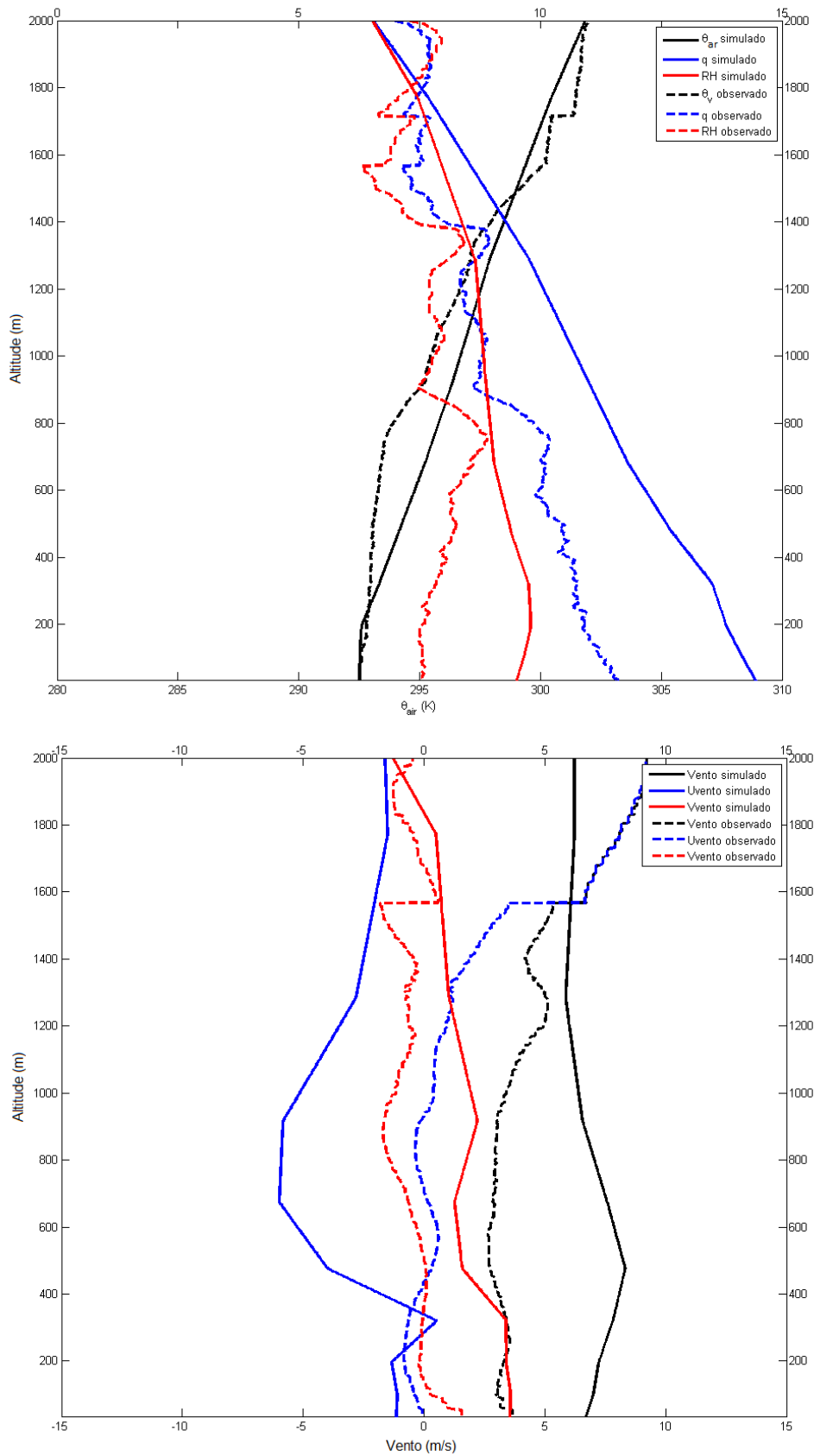


Figura 1 – Perfil atmosférico médio observado *in situ* e modelado do Transecto 1 para as variáveis de temperatura potencial (K), umidade específica ($g \cdot kg^{-1}$), umidade relativa ($\times 10^1$ %) e magnitude do vento ($m \cdot s^{-1}$).

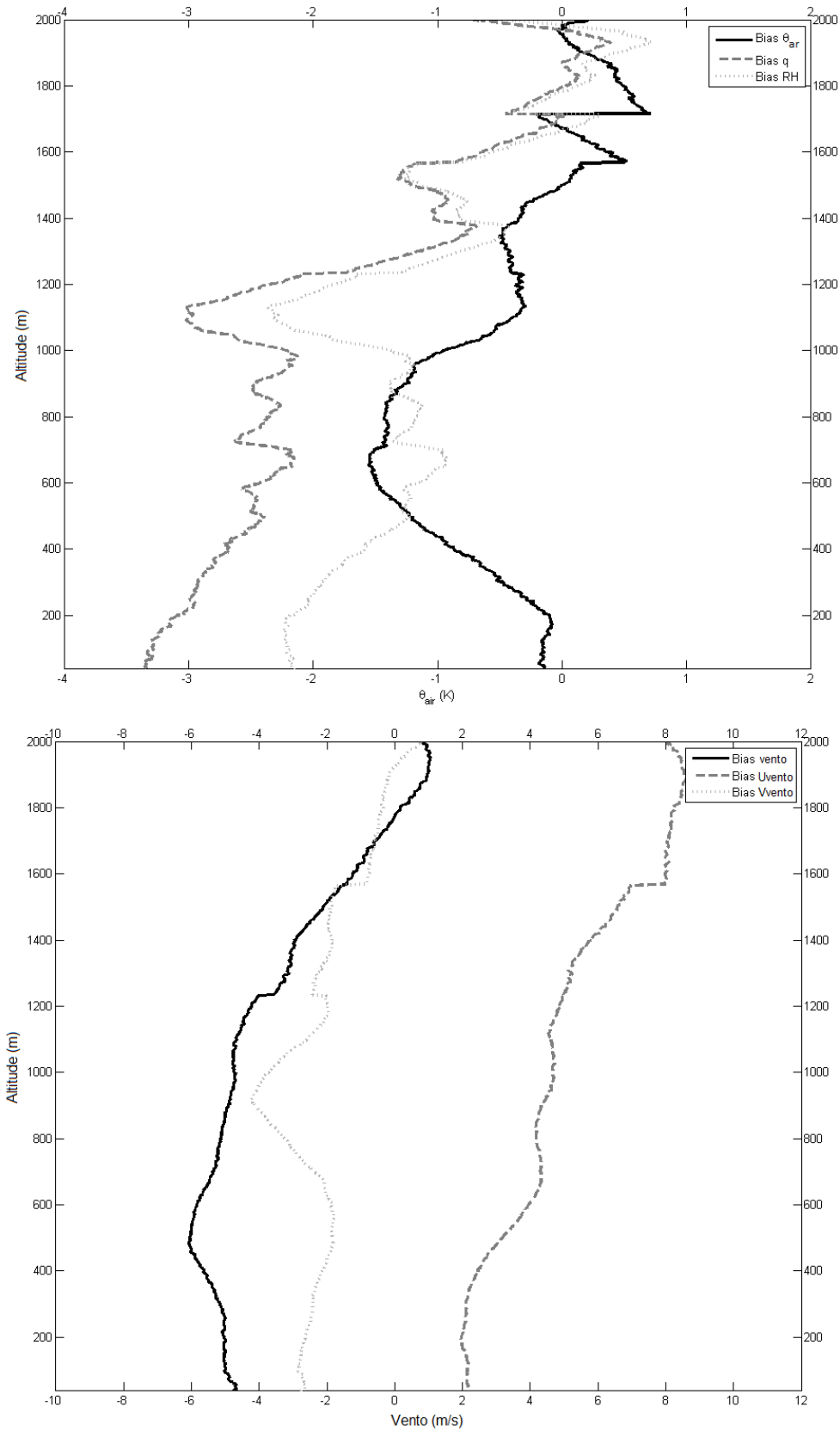


Figura 2 – Bias do perfil atmosférico médio entre os dados observados *in situ* e modelados do Transecto 1, para as variáveis de temperatura potencial (K), umidade específica ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$), umidade relativa ($\times 10^1\%$) e magnitude do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$).

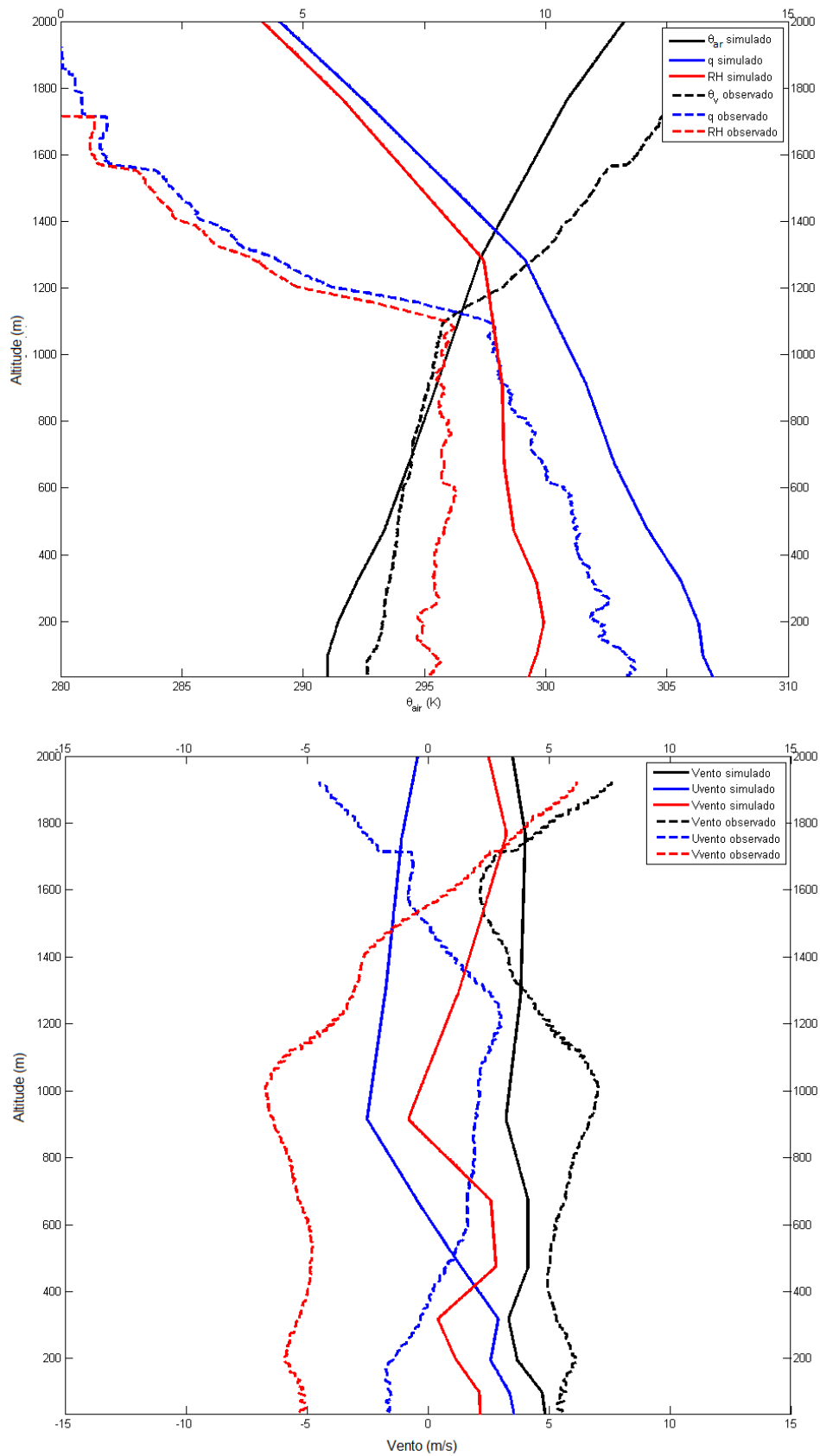


Figura 3 – Perfil atmosférico médio observado *in situ* e modelado do Transecto 2 para as variáveis de temperatura potencial (K), umidade específica (g.kg^{-1}), umidade relativa ($\times 10^1$ %) e magnitude do vento (m.s^{-1}).

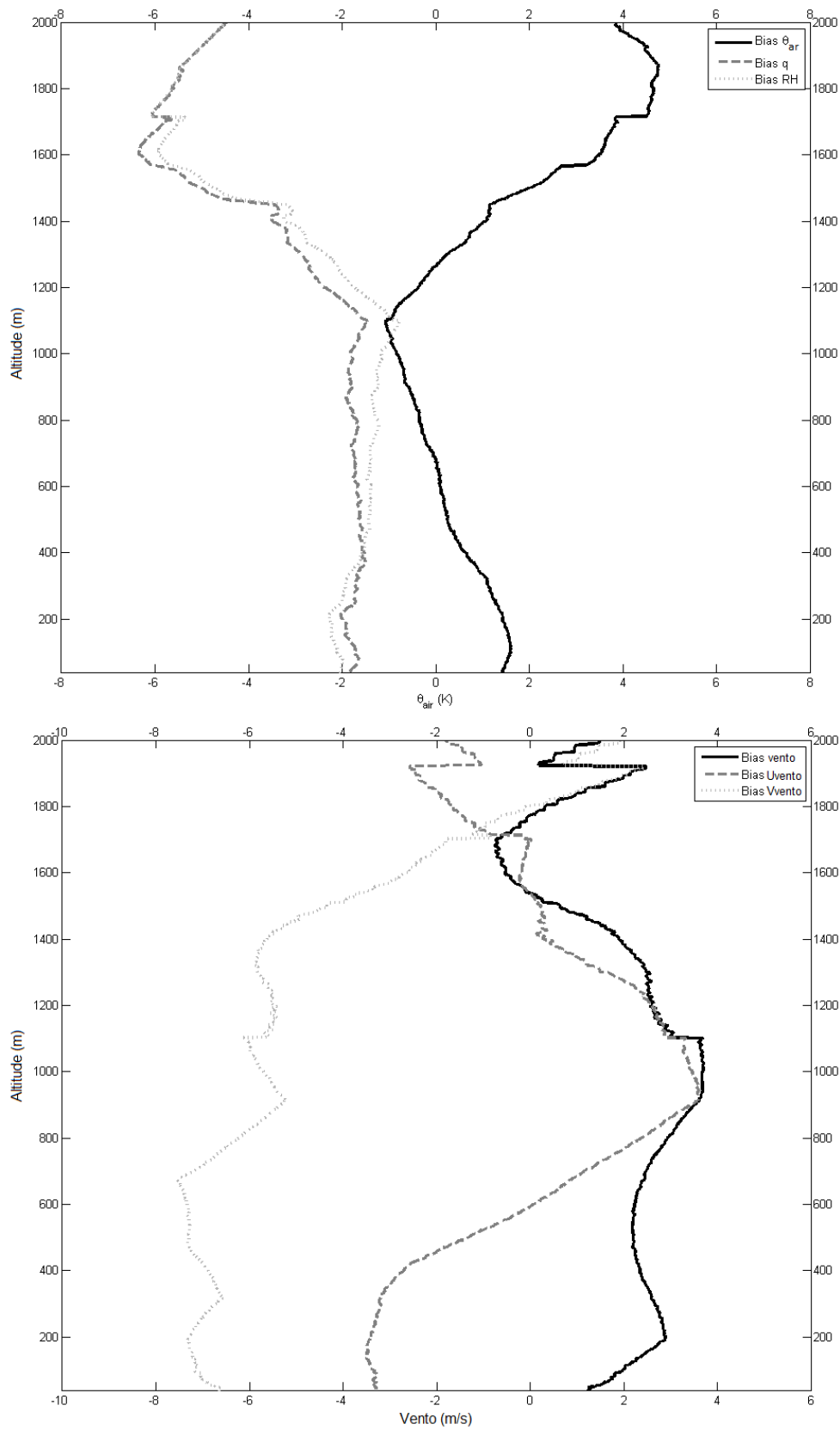


Figura 4 – Bias do perfil atmosférico médio entre os dados observados *in situ* e modelados do Transecto 2, para as variáveis de temperatura potencial (K), umidade específica ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$), umidade relativa ($\times 10^1 \%$) e magnitude do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$).

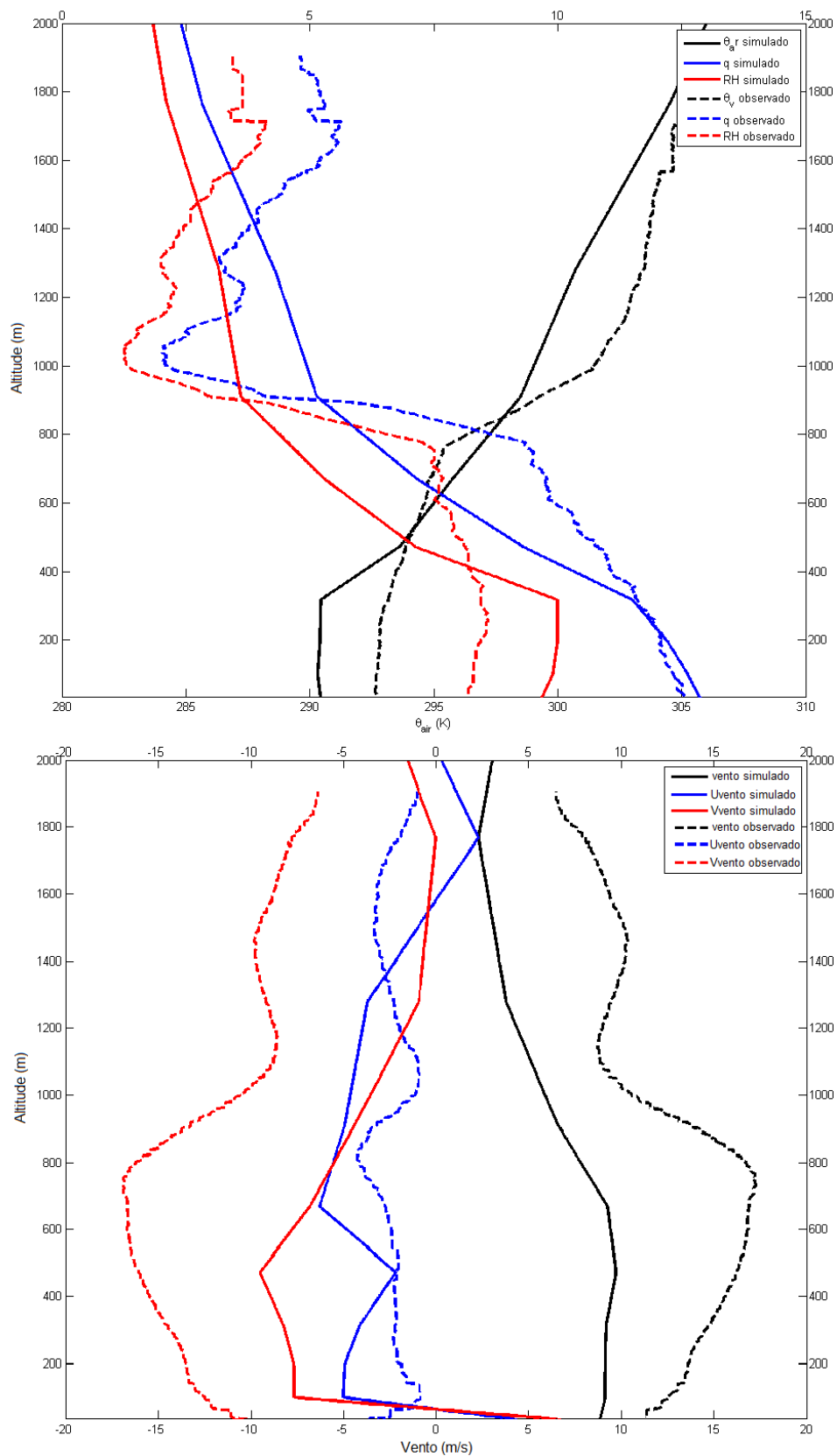


Figura 5 – Perfil atmosférico médio observado *in situ* e modelado, sobre o sistema pré-frontal existente durante o Transecto 3, para as variáveis de temperatura potencial (K), umidade específica ($g \cdot kg^{-1}$), umidade relativa ($\times 10^1 \%$) e magnitude do vento ($m \cdot s^{-1}$).

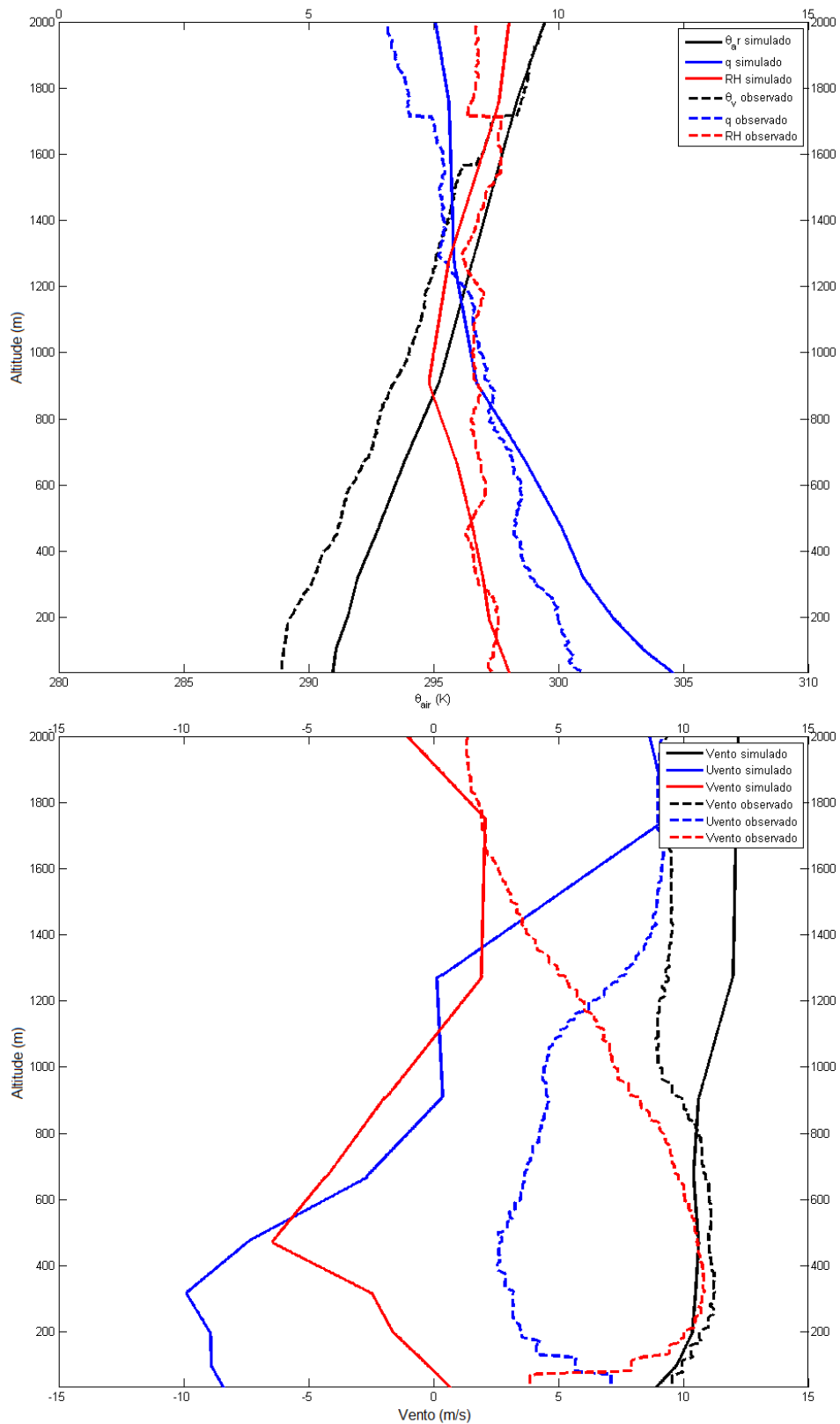


Figura 6 - Perfil atmosférico médio observado *in situ* e modelado, sobre o sistema pós-frontal existente durante o Transecto 3, para as variáveis de temperatura potencial (K), umidade específica (g.kg^{-1}), umidade relativa ($\times 10^1$ %) e magnitude do vento (m.s^{-1}).

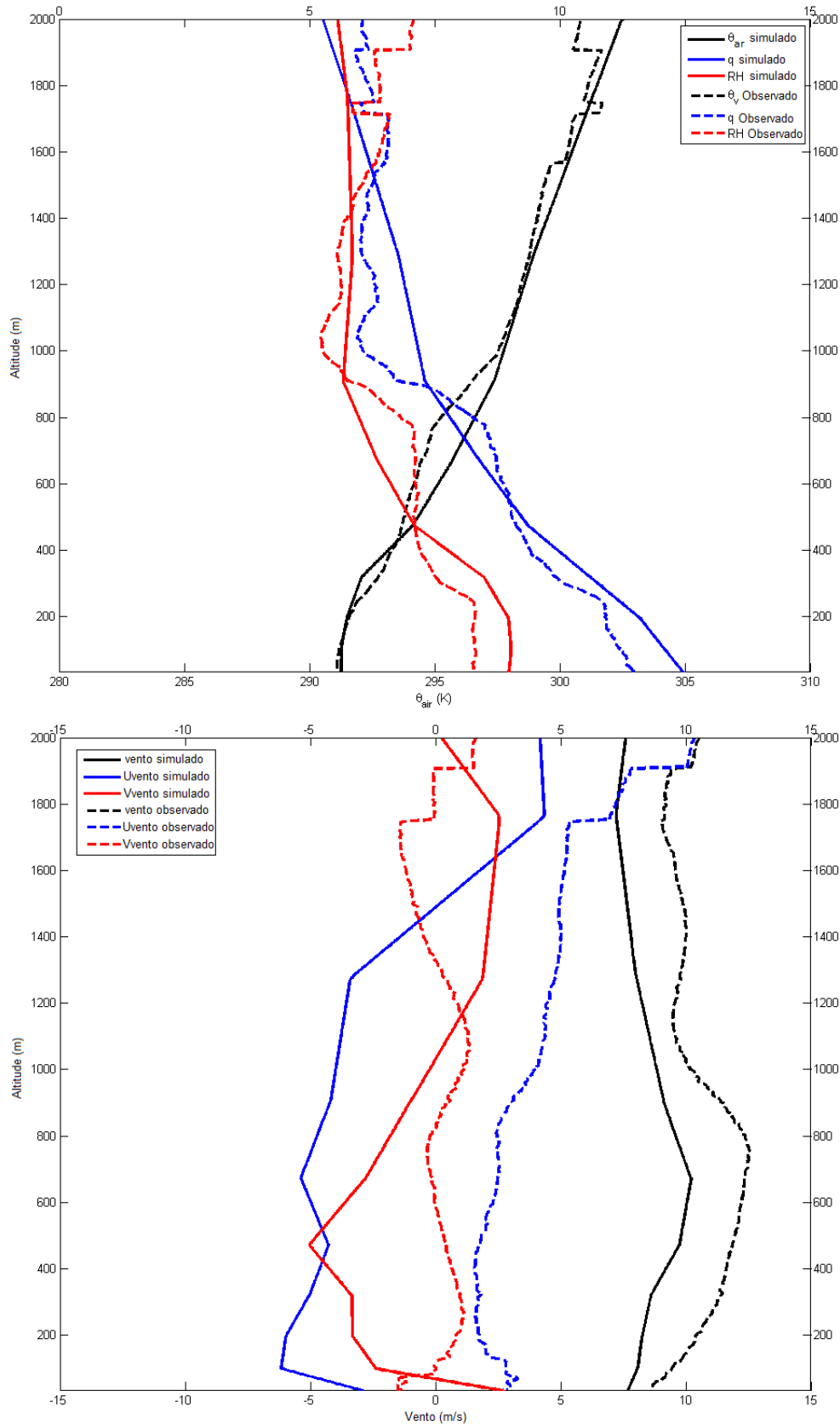


Figura 7 – Perfil atmosférico médio observado *in situ* e modelado do Transecto 3 para as variáveis de temperatura potencial (K), umidade específica (g.kg^{-1}), umidade relativa ($\times 10^1$ %) e magnitude do vento (m.s^{-1}).

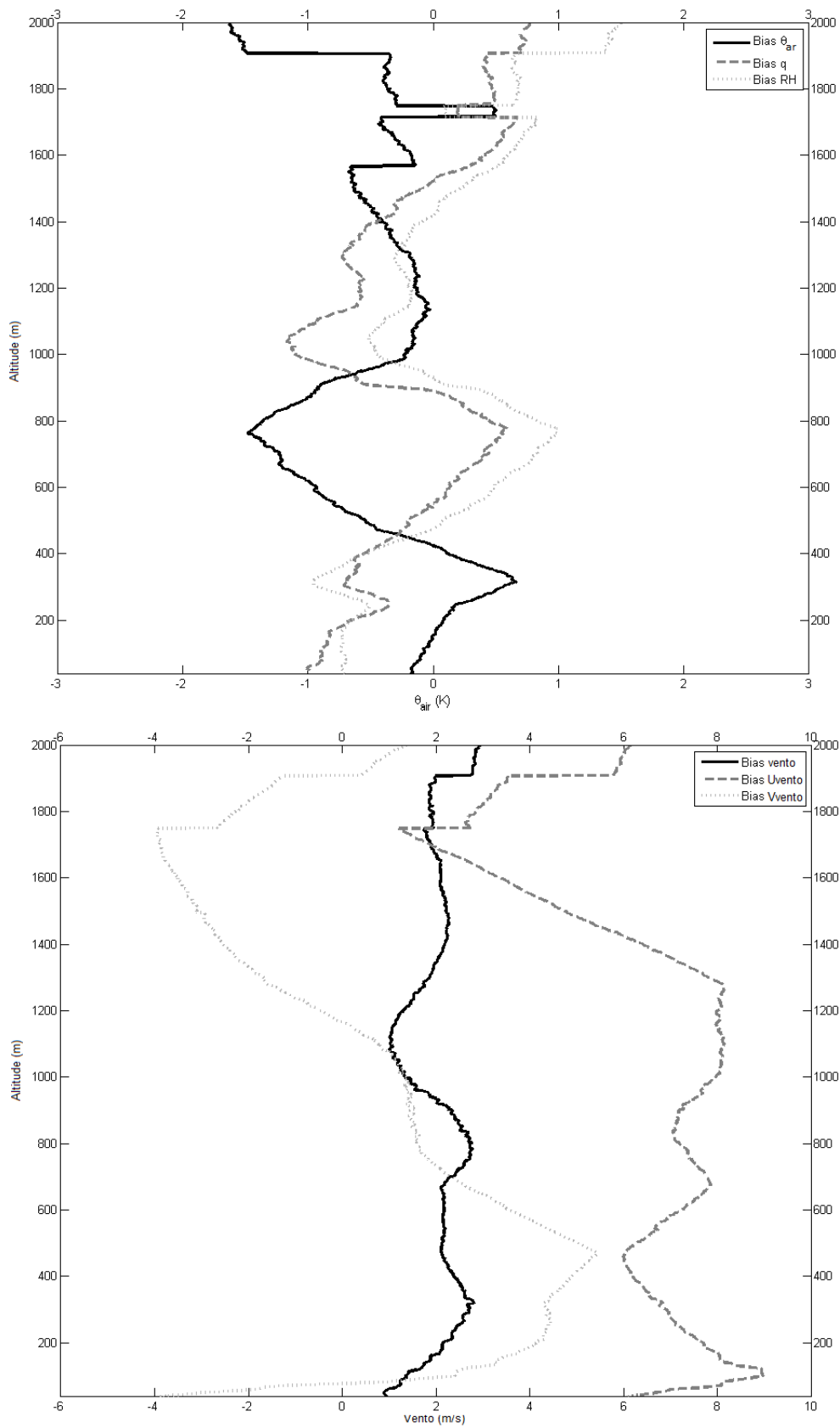


Figura 8 – Bias do perfil atmosférico médio entre os dados observados *in situ* e modelados do Transecto 3, para as variáveis de temperatura potencial (K), umidade específica (g.kg^{-1}), umidade relativa ($\times 10^1$ %) e magnitude do vento (m.s^{-1}).

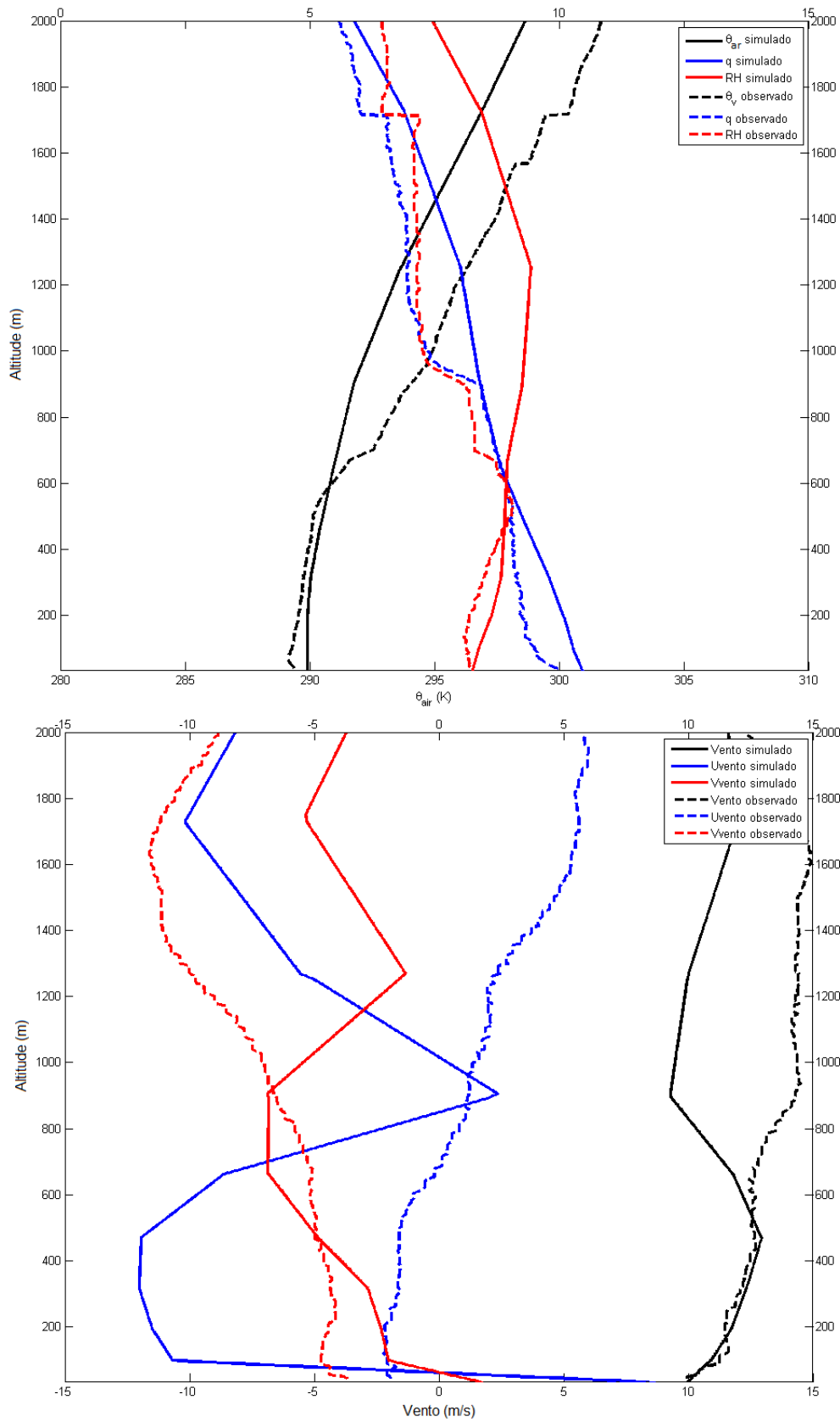


Figura 9 – Perfil atmosférico médio observado *in situ* e modelado do Transecto 4 para as variáveis de temperatura potencial (K), umidade específica (g.kg^{-1}), umidade relativa ($\times 10^1$ %) e magnitude do vento (m.s^{-1}).

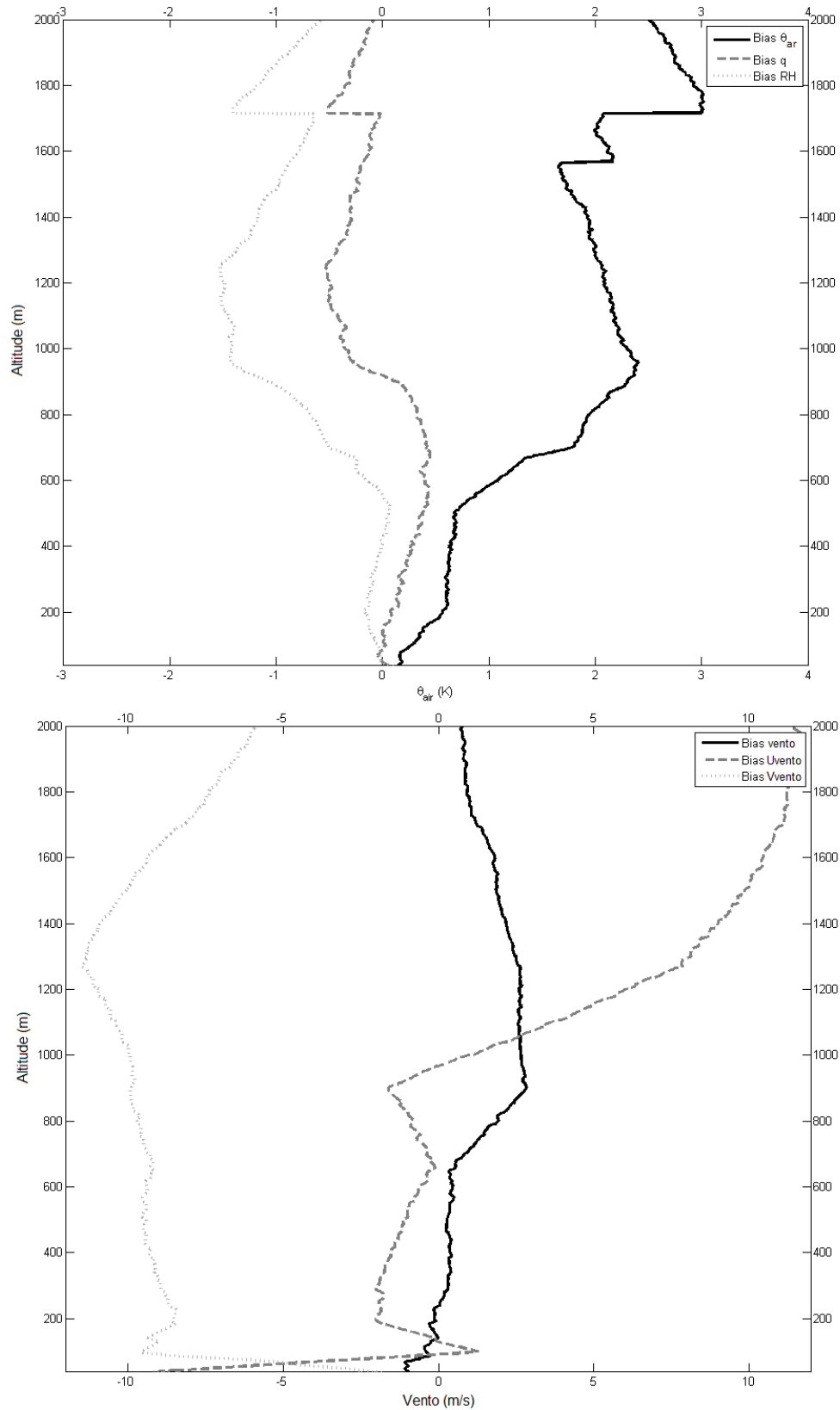


Figura 10 – Bias do perfil atmosférico médio entre os dados observados *in situ* e modelados do Transecto 4, para as variáveis de temperatura potencial (K), umidade específica ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$), umidade relativa ($\times 10^1\%$) e magnitude do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$).

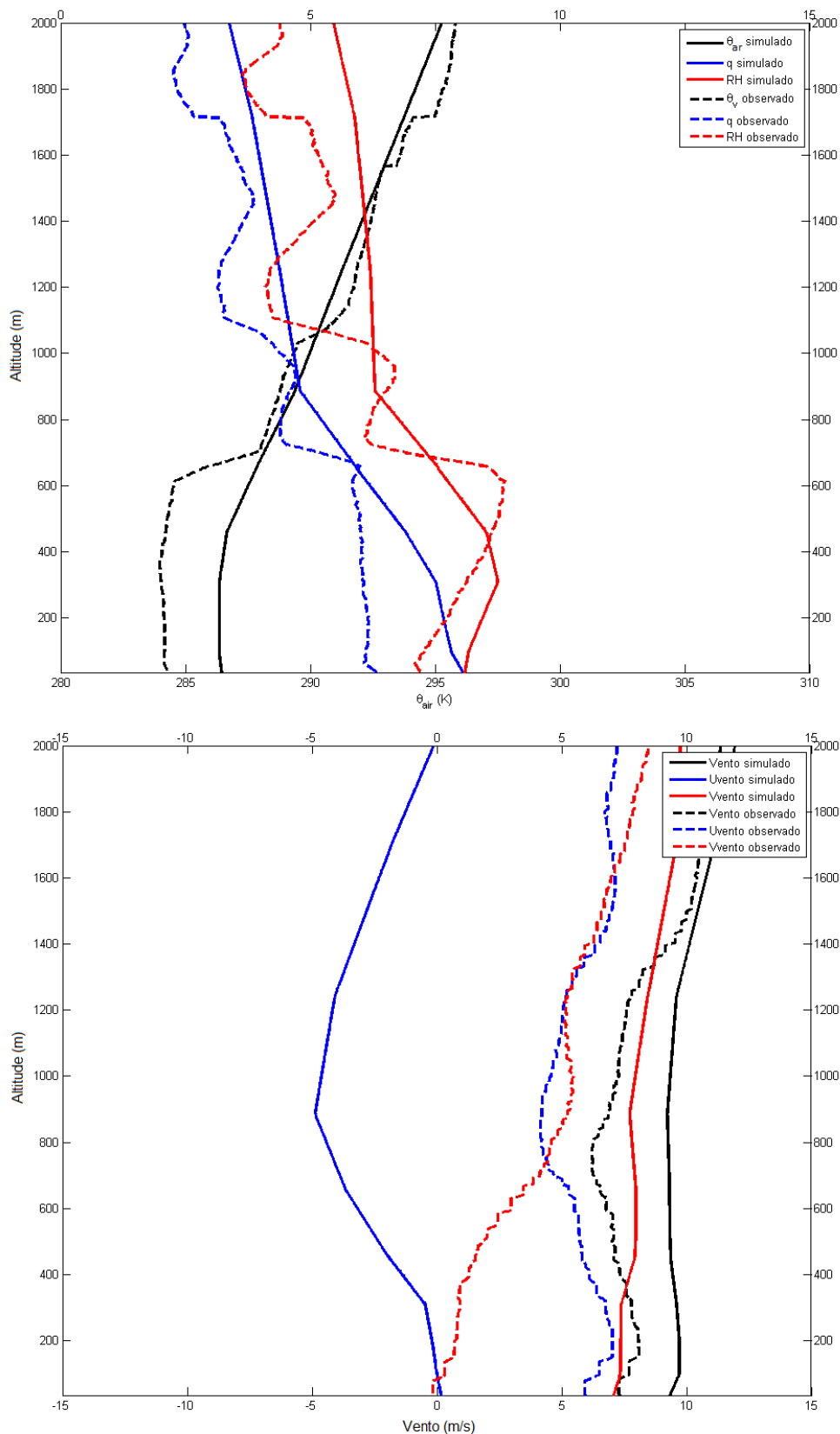


Figura 11 – Perfil atmosférico médio observado *in situ* e modelado do Transecto 5 para as variáveis de temperatura potencial (K), umidade específica (g.kg^{-1}), umidade relativa ($\times 10^1$ %) e magnitude do vento (m.s^{-1}).

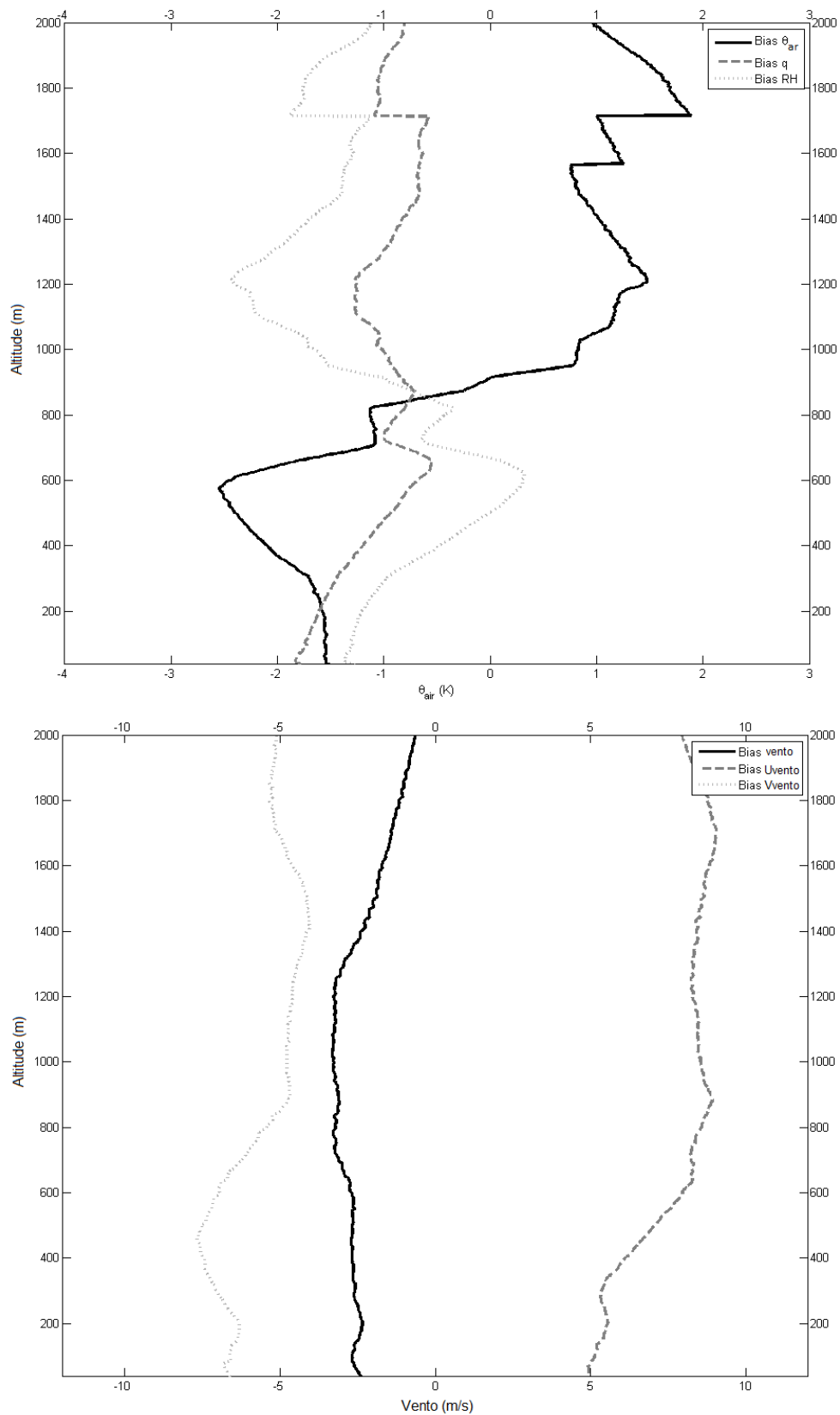


Figura 12 – Bias do perfil atmosférico médio entre os dados observados *in situ* e modelados do Transecto 5, para as variáveis de temperatura potencial (K), umidade específica (g.kg^{-1}), umidade relativa ($\times 10^1$ %) e magnitude do vento (m.s^{-1}).