

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA  
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**FLUXOS DE CALOR E TRANSFERÊNCIA DE  
ENERGIA CALORÍFICA ENTRE O OCEANO E A  
ATMOSFERA SOBRE ESTRUTURAS OCEÂNICAS DE  
MESOESCALA NO ATLÂNTICO SUL**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**Diogo Alessandro Arsego**

**Santa Maria, RS, Brasil  
2012**

**FLUXOS DE CALOR E TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA  
CALORÍFICA ENTRE O OCEANO E A ATMOSFERA SOBRE  
ESTRUTURAS OCEÂNICAS DE MESOESCALA NO  
ATLÂNTICO SUL**

**Diogo Alessandro Arsego**

Dissertação apresentada ao curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação  
em Meteorologia, Área de Concentração em Micrometeorologia, da  
Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS),  
como requisito para obter o grau de  
**Mestre em Meteorologia.**

**Orientador: Prof. Dr. Ronald Buss de Souza**  
**Co-Orientador: Prof. Dr. Otávio Costa Acevedo**

**Santa Maria, RS, Brasil**  
**2012**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA  
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,  
aprova a Dissertação de Mestrado

**FLUXOS DE CALOR E TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA  
CALORÍFICA ENTRE O OCEANO E A ATMOSFERA SOBRE  
ESTRUTURAS OCEÂNICAS DE MESOESCALA NO ATLÂNTICO SUL**

elaborada por  
**Diogo Alessandro Arsego**

como requisito parcial para a obtenção do grau de  
**Mestre em Meteorologia**

COMISSÃO EXAMINADORA

**Prof. Dr. Ronald Buss de Souza**  
(Presidente/Orientador)

**Prof. Dr. Luciano Ponzi Pezzi (INPE)**

**Prof. Dr. Otávio Costa Acevedo (UFSM)**

**Prof. Dr. Vagner Anabor (UFSM)**

Santa Maria, 20 de março de 2012

*Aos meus pais (Nelson e Mirian) por todo apoio e incentivo.*

## **AGRADECIMENTOS**

A Deus.

Aos meus pais, meu irmão e minha avó por sempre acreditarem em mim e que, mesmo distantes, sempre se fizeram presentes. Aos demais familiares pelo apoio.

A minha namorada Vivian, por todo carinho e paciência a mim destinados.

Ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFSM pela oportunidade e apoio financeiro.

Aos professores do curso de mestrado em Meteorologia pelo conhecimento transmitido.

Aos meus orientadores (Dr. Ronald Buss de Souza e Dr. Otávio Costa Acevedo) pela paciência, confiança e ensinamentos transmitidos.

Ao Dr. Ronald pelo incentivo desde os tempos de graduação e pela estrutura através dele disponibilizada.

Aos colegas da Meteorologia (graduação e pós) pelo auxílio e incentivo nos momentos difíceis.

A gurizada do futebol bem jogado de toda semana e aos parceiros do PES e pizza pelas incontáveis horas de alegria e descontração.

Aos colegas do LAMOS pela ajuda e pelos momentos de descontração.

Aos amigos de Gaurama pela amizade de longa data.

Aos tripulantes dos navios Ary Rongel e Cruzeiro do Sul e aos membros do INTERCONF que participaram dos cruzeiros de pesquisa.

## RESUMO

Dissertação de Mestrado  
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia  
Universidade Federal de Santa Maria

### **FLUXOS DE CALOR E TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA CALORÍFICA ENTRE O OCEANO E A ATMOSFERA SOBRE ESTRUTURAS OCEÂNICAS DE MESOESCALA NO ATLÂNTICO SUL**

AUTOR: DIOGO ALESSANDRO ARSEGO  
ORIENTADOR: RONALD BUSS DE SOUZA  
CO-ORIENTADOR: OTÁVIO COSTA ACEVEDO  
Data e Local da Defesa: Santa Maria, 20 de março de 2012

A compreensão das interações entre oceano e atmosfera em regiões de frentes oceanográficas é de vital importância para o melhoramento de modelos numéricos de previsão do tempo e clima. No Oceano Atlântico Sul (OAS) o encontro entre as águas quentes da Corrente do Brasil (CB) com as águas frias da Corrente das Malvinas (CM), na região denominada Confluência Brasil-Malvinas (CBM), resulta em intensa atividade oceânica de mesoescala e, por esse motivo, essa região é considerada uma das mais energéticas do Oceano Global. As interações resultantes do contraste termal ao longo de regiões de frentes oceanográficas no OAS são investigadas neste trabalho através de estimativas de fluxos de calor baseadas em dados de satélite e dados coletados *in situ*. Os resultados do trabalho demonstram que a resposta aos contrastes termais encontrados no oceano se dá na forma de fluxos de calor e que esses fluxos são fundamentais na modulação da Camada Limite Atmosférica (CLA). As estimativas com base em dados coletados *in situ* demonstram que no lado quente (norte) da frente oceanográfica os fluxos são mais intensos (calor latente:  $62 \text{ W/m}^2$  e calor sensível:  $0,6 \text{ W/m}^2$ ) que no lado frio (sul) (calor latente:  $5,8 \text{ W/m}^2$  e calor sensível:  $-13,8 \text{ W/m}^2$ ). Na Corrente Sul Atlântica (CSA), ao longo do paralelo de  $30^\circ \text{ S}$ , os fluxos de calor estão diretamente relacionados a característica meandrante da corrente. Os dados coletados *in situ*, além de possibilitarem estimativas de fluxo de calor com uma melhor resolução espacial, foram usados no desenvolvimento de uma nova metodologia para estimativa da energia calorífica trocada entre oceano e atmosfera em virtude da presença de estruturas oceânicas de mesoescala. Essa metodologia consiste na comparação entre um perfil de radiossonda tomado sobre águas da estrutura de interesse e outro tomado sobre águas que não pertencem a essa estrutura. A metodologia desenvolvida foi utilizada para determinar a transferência de energia calorífica entre oceano e atmosfera em três estruturas amostradas no OAS. A estimativa da energia calorífica transferida por um vórtice quente desprendido da CB aponta para uma energia na forma latente (sensível) de  $1,6 \times 10^{17} \text{ J}$  ( $-2,8 \times 10^{16} \text{ J}$ ) que corresponde a aproximadamente 0,011 % da energia calorífica total do vórtice transferida durante o experimento de campo e de 0,78 % da energia do vórtice transferidos durante o tempo suposto de vida do vórtice (3 meses). Ao longo da CSA, duas estruturas oceânicas foram estudadas: (i) um meandro frio que recebe da atmosfera uma energia na forma latente (sensível) de  $1,4 \times 10^6 \text{ J/m}^2$  ( $5,4 \times 10^5 \text{ J/m}^2$ ) e (ii) águas mais quentes associadas a um vórtice desprendido da Corrente das Agulhas (CA) que transferem para a atmosfera uma energia calorífica de aproximadamente  $4 \times 10^6 \text{ J/m}^2$  e  $5,7 \times 10^6 \text{ J/m}^2$  nas formas latente e sensível, respectivamente. As estimativas da transferência de energia calorífica sobre estruturas oceânicas de mesoescala demonstram claramente a importância destas nas trocas de calor entre o oceano e a atmosfera e devem ser levadas em consideração em trabalhos futuros sobre o tema no OAS.

Palavras – chave: Interação Oceano-Atmosfera. Fluxos de calor. Energia calorífica. Vórtices oceânicos. Oceano Atlântico Sul. Camada Limite Atmosférica.

## ABSTRACT

Dissertação de Mestrado  
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia  
Universidade Federal de Santa Maria

### HEAT FLUXES AND HEAT ENERGY TRANSFER BETWEEN THE OCEAN AND THE ATMOSPHERE ON TOP OF OCEANIC MESOSCALE STRUCTURES IN THE SOUTH ATLANTIC

AUTOR: DIOGO ALESSANDRO ARSEGO  
ORIENTADOR: RONALD BUSS DE SOUZA  
CO-ORIENTADOR: OTÁVIO COSTA ACEVEDO  
Data e Local da Defesa: Santa Maria, 20 de março de 2012

Understanding the interactions between ocean and atmosphere in regions of oceanographic fronts is of vital importance for the improvement of numerical models for weather and climate forecasting. In the South Atlantic Ocean (SAO) the meeting between the warm waters of the Brazil Current (BC) and the cold waters of the Malvinas (Falkland) Current (MC) in the region known as the Brazil-Malvinas Confluence (BMC), results in intense mesoscale oceanic activity and, for this reason, this region is considered one of the most energetic of the Global Ocean. The interactions resulting from the thermal contrast in regions oceanographic fronts of the OAS are investigated in this work through estimates of heat fluxes based on data collected *in situ* and by satellite. The results of this study show that the response to the thermal contrasts found in the ocean is in the form of heat fluxes and these fluxes are critical in modulating the atmospheric boundary layer (ABL). Estimation based on data collected *in situ* show that in the warm side (north) of the oceanographic front the fluxes are more intense (latent heat: 62 W/m<sup>2</sup> and sensible heat: 0.6 W/m<sup>2</sup>) than in the cold side (south) (latent heat: 5.8 W/m<sup>2</sup> and sensible heat: -13.8 W/m<sup>2</sup>). In the South Atlantic Current (SAC) along the 30° S parallel, heat fluxes are directly related to the meandering characteristic of the current. The data collected *in situ*, in addition to allow heat flux estimates at a better spatial resolution, were used to develop a new method for estimating the heat energy exchanged between the atmosphere and the ocean caused by the presence of mesoscale oceanic structures. This methodology consists in the comparison of a radiosonde profile taken over waters of the structure of interest and another taken over waters which do not belong to this structure. The methodology was used to estimate the heat energy transfer between the atmosphere and the ocean over the top of three structures sampled in the OAS. The estimation of the heat energy transferred by a warm eddy detached from the BC points to an energy in the latent (sensible) form of  $1.6 \times 10^{17}$  J ( $-2.8 \times 10^{16}$  J) which corresponds to approximately 0.011 % of the total heat energy of the eddy transferred to the atmosphere during the field experiment and 0.78 % transferred during the supposed lifetime of the eddy (3 months). Along the CSA two oceanic structures were studied: (i) a cold meander that receives from the atmosphere energy in the latent (sensible) form of  $1.4 \times 10^6$  J/m<sup>2</sup> ( $5.4 \times 10^5$  J/m<sup>2</sup>), and (ii) warmer waters associated with a detached eddy from the Agulhas Current (AC) that transfer to the atmosphere heat energy of approximately  $4 \times 10^6$  J/m<sup>2</sup> and  $5.7 \times 10^6$  J/m<sup>2</sup> in the latent and sensible forms, respectively. The estimation of heat energy transfer on top of mesoscale oceanic structures clearly demonstrate the importance of these structures for the heat exchanges between the ocean and the atmosphere and must be taken into account in future works about this subject in the SAO.

Keywords - Keywords: Ocean-Atmosphere Interaction. Heat fluxes. Energy exchanges. Oceanic eddies. South Atlantic Ocean, Atmospheric Boundary Layer.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Região da CBM (retângulo preto) no Oceano Atlântico Sudoeste com a batimetria em metros.....	14
Figura 2.1 – Média de três meses (21/0720/10 de 1999): a) TSM. b) Tensão do vento em superfície. Fonte: Chelton et al. (2001).....	21
Figura 2.2 – Representação esquemática da circulação superficial do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Fonte: Adaptada de Peterson e Stramma (1991). Os retângulos delimitam as áreas de estudo deste trabalho.....	22
Figura 2.3 – Mapas de magnitude do vento sobrepostas a TSM em datas em que o INTERCONF realizou experimentos: a) OP 23. b) OP 24. c) OP 25. d) OP 26. Os círculos pretos marcam a posição de lançamento das radiossondas. Fonte: Pezzi et al. (2009).....	24
Figura 2.4 – Energia cinética de vários processos oceânicos (azul) e atmosféricos (preto). Fonte: Adaptado de Brown et al. (1988).....	27
Figura 2.5 – Imagem de TSM da região da CBM em fevereiro de 1985. A imagem ilustra a formação de um vórtice quente que se desprende das águas da CB (vermelho). Fonte: Olson et al. (1988).....	29
Figura 3.1 – Navio de Apoio Oceanográfico Ary Rongel.....	35
Figura 3.2 – Lançamento de radiossondas e XBTs pelo projeto INTERCONF a bordo do NApOc. Ary Rongel.....	35
Figura 3.3 – TSM média de outubro de 2009 com os locais de lançamento das radiossondas da I Comissão Trans-Atlântica.....	40
Figura 3.4 – Imagem de TSM derivada do sensor a) AVHRR do mês de novembro de 2009. b) AMSR-E, média de três dias centrada no dia 3 de novembro de 2009. c) AVHRR do dia 25 de outubro de 2009. d) AVHRR do dia 10 de novembro de 2009. Os números correspondem aos locais de lançamentos das radiossondas dos projetos INTERCONF e BR1.....	43
Figura 4.1 – Climatologia anual dos fluxos de calor latente (painel superior) e sensível (painel inferior) no OAS em $W/m^2$ . .....	49
Figura 4.2 – Climatologia sazonal dos fluxos de calor latente no OAS em $W/m^2$ : a) Verão. b) Outono. c) Inverno. d) Primavera.....	50
Figura 4.3 – Climatologia sazonal dos fluxos de calor sensível no OAS em $W/m^2$ : a) Verão. b) Outono. c) Inverno. d) Primavera. ....	51
Figura 4.4 – Climatologia dos fluxos de calor latente (LH), em $W/m^2$ , na região da CBM. A linha preta sólida representa um transecto hipotético cruzando a CBM. ....	53
Figura 4.5 – Climatologia dos fluxos de calor sensível (SH), em $W/m^2$ , na região da CBM. A linha preta sólida representa um transecto hipotético cruzando a CBM.....	54
Figura 4.6 – Climatologia da TSM na região da CBM. ....	56

Figura 4.7 – Climatologia da estabilidade do ar (TSM - Tar) na região da CBM. ....	57
Figura 4.8 – Climatologia dos fluxos de calor com base em dados do a) projeto OAFflux. b) Reanálise NCEP/NCAR. c) Estimativas com base em dados tomados in situ em novembro de 2006 descrita em Pezzi et al. (2009): nessa figura, a linha vertical delimita a posição da frente oceanográfica entre a CB e a CM. As linhas inteiras indicam o calor latente; as linhas tracejadas indicam o calor sensível. ....	58
Figura 4.9 – Climatologia da intensidade do vento com base em dados do a) sensor QuikScat b) Reanálise NCEP/NCAR. c) QuikScat - Reanálise.....	61
Figura 4.10 – Perfil latitudinal médio da intensidade do vento (m/s), fluxo de calor latente (HI) e sensível (Hs) baseados em dados das Operações Antárticas 23-28 (anos de 2004 a 2009). A linha vertical delimita a posição da frente oceanográfica. ....	62
Figura 4.11 – a) Imagem de TSM do sensor AMSR-E média de 3 dias, centrada no dia 3 de novembro de 2009, com os locais de lançamentos de radiossondas. O vórtice quente (V) está localizado entre cerca de 42 e 43 ° S, 51 a 54 ° W. b) Intensidade do vento e fluxos de calor sensível (Hs) e latente (HI) em W/m <sup>2</sup> estimados para a OP28 na região da CBM. As linhas verticais delimitam a posição aproximada do vórtice.....	63
Figura 4.12 – Carta sinótica de pressão ao nível do mar para o dia 4 de novembro as 00 UTC. O retângulo delimita a região da CBM. Fonte: Marinha do Brasil e CPTEC/INPE.....	64
Figura 4.13 – Perfis médios (painéis superiores) e de mediana (inferiores) de temperatura potencial (esquerda) e umidade específica (direita) das sondagens realizadas sobre águas da CB, CM e sobre o vórtice quente despreendido da CB. ....	66
Figura 4.14 – Perfis médios (painéis superiores) e de mediana (inferiores) das componentes U (esquerda) e V do vento (direita) das sondagens realizadas sobre águas da CB, CM e sobre o vórtice quente despreendido da CB. ....	66
Figura 4.15 – Fluxos de calor sensível (Hs) e latente (HI) em W/m <sup>2</sup> , TSM (°C), TSM - Tar (°C) e intensidade do vento (m/s) ao longo da CSA. ....	67
Figura 4.16 – Perfis verticais de temperatura potencial (°C) das sondagens realizadas pelo INTERCONF durante a OP28. Os retângulos azuis indicam as sondagens tomadas sobre o vórtice. ..	69
Figura 4.17 – Perfis verticais de umidade específica (g/kg) das sondagens realizadas pelo INTERCONF durante a OP28. Os retângulos azuis indicam as sondagens tomadas sobre o vórtice....	70
Figura 4.18 – Perfis de temperatura potencial das sondagens realizadas pelo INTERCONF durante a OP 28 perturbados em relação a média climatológica da TSM. Os retângulos azuis indicam as sondagens tomadas sobre o vórtice.....	72
Figura 4.19 – Exemplo do cálculo da advecção com base no cisalhamento do vento para a sonda de número 9 lançada durante a OP28. ....	73
Figura 4.20 – Relação entre a temperatura potencial média da camada entre 1500 m e 2000 m perturbada em relação a média climatológica a advecção entre a superfície e 2000 m. Os marcadores correspondem aos números das radiossondas.....	74

Figura 4.21 – Espessura entre 1000 e 500 mb (linhas pontilhadas) e pressão ao nível do mar (linhas sólidas e sombreamento) no dia 3 de novembro de 2009. Os números demonstram o local de lançamento das radiossondas. No retângulo, o detalhe na região da CB. ....	75
Figura 4.22 – Dados de intensidade do vento e pressão em superfície medidos pela estação do NApOc. Ary Rongel durante a OP28. Os números correspondem aos locais de lançamentos das radiossondas do projeto INTERCONF vistos na Figura 4.10a. ....	75
Figura 4.23 – Perfis perturbados de: a) umidade b) temperatura para as sondagens 6 e 9. ....	76
Figura 4.24 – a) Imagem de TSM do sensor AMSR-E média de 3 dias, centrada no dia 3 de novembro de 2009, com os locais de lançamentos das XBTs. b) Perfis verticais da temperatura da água do mar tomados no vórtice. ....	78
Figura 4.25 – Relação entre a temperatura potencial e umidade específica para as sondagens realizadas pela Comissão BR1 próximas ao meandro frio. ....	80
Figura 4.26 – Relação entre a temperatura potencial média da camada entre 1500 m e 3000 e a advecção entre a 1500 m e 3000 m. Os marcadores correspondem aos números das radiossondas. ....	81
Figura 4.27 – Perfis de a) Temperatura Potencial e b) Umidade Específica para as sondas de número 2, 4 e 7. ....	81
Figura 4.28 – Perfis Perturbados de a) Temperatura Potencial e b) Umidade Específica para a sonda de número 4 e a comparação com a média dos perfis 2 e 7. ....	82
Figura 4.29 – a) Imagem de TSM derivada do sensor AVHRR do dia 25 de outubro de 2009. Os números correspondem aos locais de lançamentos das XBTs. b) Perfis de temperatura da água do mar obtidos por XBTs de número 42, 49 e 55 durante a Comissão BR1. ....	83
Figura 4.30 – Relação entre a temperatura potencial e umidade específica para as sondagens realizadas pela expedição BR1 na porção leste do OAS. ....	85
Figura 4.31 – Perfis de a) Temperatura Potencial e b) Umidade Específica para as sondas de número 46, 48 e 51. ....	85
Figura 4.32 – Perfis Perturbados de a) Temperatura Potencial e b) Umidade Específica para a sonda de número 48 e a comparação com a média dos perfis 46 e 51. ....	86

## LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Datas de obtenção de medidas de atmosfera e oceano na região da CBM durante as diversas OPs.....	36
Tabela 3.2 – Localização e grupo em que foram inseridas as sondagens. ....	37
Tabela 3.3 – Localização em que foram realizados os lançamentos de XBTs do projeto INTERCONF.....	38
Tabela 3.4 – Número das sondagens do BR1 com sua posição espacial e temporal.....	41
Tabela 3.5 – Número dos XBTs do BR1 com sua posição de lançamento.....	42
Tabela 4.1 – Estimativas de fluxo de calor latente e sensível ao longo do transecto hipotético dos projetos OAFflux e reanálise e a relação percentual entre as duas fontes de dados. ....	60
Tabela 4.2 – Coeficiente de correlação linear entre advecção e temperatura média da camada localizada entre 1500 m e 2000 m. ....	74

## LISTA DE ABREVIATURAS

AMSR-E – Advanced Microwave Scanning Radiometer  
AVHRR – Advanced Very High Resolution Radiometer  
CA – Corrente das Agulhas  
CB – Corrente do Brasil  
CBM – Confluência Brasil-Malvinas  
CCA – Corrente Cirumpolar Antártica  
CLA – Camada Limite Atmosférica  
CM – Corrente das Malvinas  
CSA – Corrente Sul Atlântica  
CSE – Corrente Sul Equatorial  
FAPESP – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo  
HS – Hemisfério Sul  
INTERCONF – Interação Oceano-Atmosfera na Região da Confluência Brasil-Malvinas  
MCTI – Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação  
MODE – Mid-Ocean Experiment Dynamics  
NApOc. Ary Rongel – Navio de Apoio Oceanográfico Ary Rongel  
NCEP/NCAR – National Centers of Environmental Prediction e o National Center for Atmospheric Research  
NHo Cruzeiro do Sul – Navio Hidroceanográfico Cruzeiro do Sul  
NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration  
OAFlux – Objectively Analyzed air-sea Fluxes  
OAS – Oceano Atlântico Sul  
OAT – Oceano Atlântico Tropical  
OCAT-BM – Observações in situ da interação oceano-atmosfera na região da Confluência Brasil-Malvinas  
OITs – Ondas de Instabilidade Tropicais  
OP – Operação Antártica  
OP23 – Operação Antártica 23  
OP24 – Operação Antártica 24  
OP25 – Operação Antártica 25  
OP26 – Operação Antártica 26  
OP27 – Operação Antártica 27  
OP28 – Operação Antártica 28  
PROANTAR – Programa Antártico Brasileiro  
SOS-Climate – Southern Ocean Studies for Understanding Global Climate Issues  
 $T_{ar}$  – Temperatura do Ar  
TMI/TRMM – Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager  
TSM – Temperatura da Superfície do Mar  
XBT – Expandable Bathy-thermograph

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	13
<b>1.1 Objetivos</b> .....	16
<b>1.2 Organização geral do texto</b> .....	16
<b>2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	18
<b>2.1 Camada Limite Atmosférica (CLA)</b> .....	18
<b>2.2 Estudos de interação oceano-atmosfera</b> .....	19
<b>2.3 Oceano Atlântico Sul</b> .....	21
<b>2.4 Vórtices oceânicos</b> .....	26
<b>3 DADOS E METODOLOGIA</b> .....	30
<b>3.1 Fluxos de calor sobre o oceano</b> .....	30
<b>3.2 Climatologia dos fluxos de calor: projeto OAFlux e reanálise</b> .....	31
<b>3.3 Imagens de satélite</b> .....	33
<b>3.4 O Programa INTERCONF</b> .....	34
<b>3.5 Comissão Trans-Atlântica</b> .....	40
<b>3.6 Energia sobre Estruturas Oceânicas de Mesoescala</b> .....	43
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	47
<b>4.1 Estimativas de fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera baseadas em dados de satélites</b> .....	47
4.1.1 Fluxos de calor na região subtropical do Oceano Atlântico Sul.....	47
4.1.2 Fluxos de calor na região da Confluência Brasil-Malvinas.....	52
<b>4.2 Estimativas baseadas nos dados coletados <i>in situ</i></b> .....	61
4.2.1 Fluxos de calor na região da CBM.....	61
4.2.2 Modulação da Camada Limite Atmosférica na região da Confluência Brasil-Malvinas.....	65
4.2.3 Fluxos de calor ao longo da Corrente Sul Atlântica.....	67
<b>4.3 Transferência de energia calorífica entre o oceano e a atmosfera sobre estruturas oceânicas de mesoescala</b> .....	68
4.3.1 Transferência de energia sobre um vórtice quente desprendido da Corrente do Brasil..	68
4.3.2 Transferência de energia sobre um meandro frio da Corrente Sul Atlântica .....	79
4.3.3 Transferência de energia sobre um vórtice quente da Corrente das Agulhas.....	84
<b>5 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	88
<b>6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	92

# 1 INTRODUÇÃO

O sistema climático terrestre é composto pela atmosfera, hidrosfera, criosfera e biosfera. Dessa forma, a compreensão da interação entre oceano e atmosfera é fundamental para a descrição das variações climáticas. Para estudar os efeitos de uma possível mudança climática, modelos atmosféricos vêm sendo utilizados e, um teste vital para estes modelos, é verificar se eles estão simulando corretamente o estado atual da atmosfera. Um importante aspecto desta simulação é a transferência de energia entre os oceanos e a atmosfera através de fluxos de calor, umidade e *momentum* (TAYLOR, 2000).

O estudo climático terrestre envolve o entendimento de complexas interações do sistema acoplado Oceano-Atmosfera. Esse acoplamento ocorre através das interações na interface das camadas limite oceânica e atmosférica, onde se processam as trocas de *momentum* e energia. Dentre todas as variáveis oceanográficas, a temperatura da superfície do mar (TSM) exerce um papel fundamental nesse complexo mecanismo de interações. Todas as escalas de movimento atmosférico estão envolvidos na transferência de energia entre o oceano e a atmosfera e, portanto, a maioria dos fenômenos atmosféricos responderá, direta ou indiretamente, à TSM (WELLS, 1997).

O termo TSM é frequentemente associado à temperatura de balde (*bulk*). O maior problema dessa definição é que ela assume que a temperatura abaixo de uma camada fina na interface oceano-atmosfera é sempre uniforme. Contudo, um problema que afeta a interpretação surge pela presença desta camada de pele oceânica (*skin*) e da termoclina diurna (DOURADO E CALTABIANO, 2009). A variação diurna da temperatura da superfície do mar em geral, é tão pequena que é de pouca importância para os processos físicos e biológicos no mar, mas o conhecimento das variações é essencial para o estudo da troca diurna de calor entre a atmosfera e o oceano (SVERDRUP et al., 1942).

O contraste termal entre massas de água oceânicas com características diferentes contribui para a intensificação de fluxos turbulentos entre o oceano e a atmosfera. Esses fluxos afetam a estrutura dinâmica e termodinâmica da atmosfera (CHELTON et al. 2001, HASHIZUME et al. 2002, PEZZI et al. 2005, TOKINAGA et al. 2005, SMALL et al. 2008) e, além disso, são fundamentais nos processos de formação e desenvolvimento de sistemas atmosféricos de grande escala como, por exemplo, ciclones extratropicais (PIVA et al. 2008). Dessa forma, uma melhor compreensão dos fluxos de calor em regiões de grandes contrastes

termais laterais nos oceanos é imprescindível no estudo das interações entre o oceano e a atmosfera.

Assim, como a atmosfera apresenta centros de alta (anticiclones) e baixa (ciclones) pressão, o oceano apresenta estruturas análogas, embora com tempo de vida e escala espacial diferentes, como vórtices quentes (anticiclônicos) e frios (ciclônicos). Vianna et al. (2010) demonstram que o Ciclone Catarina, que atingiu a costa brasileira em março de 2004, teve uma rápida intensificação de seus ventos quando cruzou vórtices oceânicos quentes presentes no OAS.

Segundo Pezzi e Souza (2008), o OAS exerce papel fundamental, ainda que pouco estudado, no tempo e clima do Brasil. A compreensão das variações dos fluxos de calor, *momentum* e umidade e a consequente influência no tempo e clima da América do Sul tem incentivado o crescente número de estudos sobre os processos de interação Oceano-Atmosfera no OAS e especialmente na região da sua parte ocidental conhecida como Confluência Brasil-Malvinas (CBM – Figura 1.1).

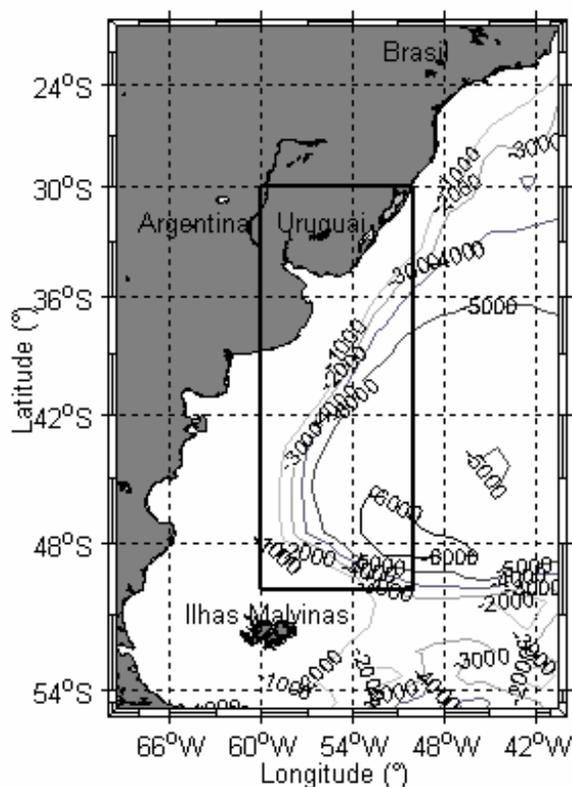


Figura 1.1 – Região da CBM (retângulo preto) no Oceano Atlântico Sudoeste com a batimetria em metros.

A CBM é a região de frente oceanográfica onde ocorre o encontro entre as águas quentes transportadas pela CB e as águas mais frias transportadas pela CM, resultando em grande atividade oceânica de mesoescala na região. Essa atividade de mesoescala é caracterizada por intensa formação de vórtices oceânicos que dominam a escala de variabilidade espacial e temporal da região da CBM que, por isso, é considerada uma das mais energéticas do Oceano Global (LEGECKIS E GORDON, 1982; LENTINI et al., 2002).

Para melhor entender a resposta atmosférica causada pelas interações entre as distintas massas de água na região da CBM foi desenvolvido um programa de pesquisa denominado INTERCONF (Interação Oceano-Atmosfera na Região da Confluência Brasil-Malvinas). Esse programa se aproveita dos navios do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR) para realizar observações simultâneas do oceano e da atmosfera quando o navio parte pelo OAS cruzando a região da CBM em direção à Antártica nos meses de outubro ou novembro de cada ano desde 2002.

Resultados preliminares do INTERCONF (PEZZI et al., 2005, 2009; ACEVEDO et al., 2010) demonstram que sobre as águas da CB (no lado quente da frente oceanográfica que caracteriza a CBM) ocorre um maior fluxo de calor e umidade para atmosfera, acarretando uma maior transferência de energia. O vento em superfície é mais intenso no lado quente, diminuindo no lado frio (onde predominam as águas da CM).

Embora muitos dos resultados recentes do INTERCONF tenham sido inéditos, devido a variabilidade espacial e temporal dos sistemas atmosféricos e oceânicos presentes na região de estudo, as observações tomadas *in situ* ainda precisam ser comparadas com os dados climatológicos da região da CBM. O papel da mesoescala oceânica sobre os fluxos de calor entre a atmosfera e o oceano ainda necessita um melhor entendimento. No OAS como um todo e, especialmente na região da CBM a presença de estruturas oceânicas de mesoescala tem impactos importantes para o transporte de energia, sal, calor e nutrientes entre massas de água distintas (SOUZA et al. 2006). Trabalhos inovadores, como o de Vianna et al. (2010) comprovam a influência dessas estruturas na atmosfera imediatamente acima. Nesse trabalho, os autores demonstraram que a presença de vórtices quentes, notados somente através de dados de altimetria, teve papel fundamental na intensificação dos ventos.

## 1.1 Objetivos

O presente trabalho tem por objetivo principal:

- Compreender o papel dos gradientes termais encontrados ao longo de frentes oceanográficas no OAS e a influência de estruturas oceânicas de mesoescala nas trocas de energia entre o oceano e a atmosfera e na modulação da CLA. O estudo é focado principalmente na região da CBM, que é considerada uma das regiões mais energéticas do oceano global e marcada por intensa atividade oceânica de mesoescala, e ao longo da CSA no paralelo de 30° S em virtude da característica meandrante dessa corrente.

Para cumprir esse objetivo, os seguintes objetivos específicos são estabelecidos:

- Estudar a climatologia dos fluxos de calor no OAS com atenção especial para a região da CBM. Nessa região as estimativas de fluxos de calor serão comparadas com aquelas obtidas a partir de dados tomados *in situ* pelo INTERCONF;
- Verificar a influência dos gradientes termais na modulação da CLA com base em sondagens atmosféricas tomadas sobre a região de estudo;
- Quantificar a energia calorífica transferida por estruturas oceânicas de mesoescala para a atmosfera.

## 1.2 Organização geral do texto

Este trabalho foi dividido em mais quatro capítulos listados a seguir:

**Capítulo 2. Fundamentação Teórica:** Nesta seção serão discutidos alguns dos trabalhos relacionados ao tema da interação oceano-atmosfera, primeiramente numa escala global e em seguida com foco OAS. Também será discutido o processo de formação de vórtices e meandros oceânicos, assim como a sua importância na caracterização da variabilidade oceânica.

**Capítulo 3. Dados e Metodologia:** Este capítulo contém a descrição dos dados e metodologia usados para obtenção dos resultados.

**Capítulo 4. Resultados e Discussões:** Apresenta e discute as estimativas dos fluxos de calor no OAS sob o ponto de vista climatológico e no período dos dados obtidos pelo INTERCONF, assim como as estimativas de transferência de energia entre o oceano e a atmosfera nas regiões onde estruturas oceânicas de mesoescala foram amostradas pelo INTERCONF.

**Capítulo 5. Conclusões e Considerações Finais:** Serão apresentadas as principais conclusões do trabalho e perspectivas de trabalhos futuros.

## 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 Camada Limite Atmosférica

A CLA é definida como sendo a parte da troposfera que sente os efeitos da superfície e responde a seus forçantes numa escala de tempo de algumas horas ou menos. Essa influência pode ser na forma térmica, resultado do aquecimento ou resfriamento da superfície, ou na forma mecânica, devido ao cisalhamento do vento (STULL, 1988). Uma das principais características da CLA é a presença de turbulência e é ela quem controla os processos de troca de calor, massa e *momentum* entre a superfície e a atmosfera.

A altura da CLA é variável, podendo ter de algumas dezenas de metros até 1 a 2 km de altura, sendo o forçante térmico o principal responsável por esta variação. Sobre os oceanos, a variação diurna da CLA não é muito significativa, uma vez que a TSM varia pouco durante o período. Isso se deve à grande capacidade térmica da água que é capaz de absorver uma grande quantidade de calor sem que ocorra uma grande variação na TSM (STULL, 1988).

Trabalhando com dados observacionais coletados pelo programa INTERCONF, Pezzi et al. (2009) e Acevedo et al. (2010) demonstram que no lado quente da CBM (dominada por águas da CB) a CLA é mais bem desenvolvida e caracterizada por uma maior turbulência, enquanto no lado frio da CBM (dominada por águas da CM) a CLA é mais rasa e os ventos em superfície são menos intensos.

A estabilidade da atmosfera pode ser determinada em função da temperatura potencial, que é definida como a temperatura que uma parcela de ar teria se fosse levada adiabaticamente até uma pressão de referência. Desta forma, a estabilidade é estimada em função da variação vertical da temperatura potencial e, temos assim:

- Atmosfera Instável: temperatura potencial diminui com a altura;
- Atmosfera Neutra: temperatura potencial é constante com a altura;
- Atmosfera Estável: temperatura potencial aumenta com a altura.

Um parâmetro de estabilidade, utilizado em estudos na CLA, definido em Stull (1988), é dado por:

$$\zeta = \frac{z}{L} \quad (2.1)$$

onde  $L$  é o comprimento de Obukhov,  $\zeta > 0$  indica condições de estabilidade estática e  $\zeta < 0$  indica condições de instabilidade estática.

Em alguns estudos de interação oceano-atmosfera (PEZZI et al., 2005; WALLACE et al., 1989), devido a dificuldade em se obterem perfis verticais da atmosfera, um parâmetro alternativo para se estimar a estabilidade da atmosfera é utilizado. Essa estimativa é feita comparando-se a TSM com a Temperatura do Ar ( $T_{ar}$ ) na interface próxima ao oceano ( $TSM - T_{ar}$ ). Assim sendo, valores positivos de estabilidade ( $TSM > T_{ar}$ ) indicam instabilidade na atmosfera, o que favorece a turbulência e fluxo de calor do oceano para a atmosfera. Por outro lado, valores negativos de estabilidade ( $TSM < T_{ar}$ ) indicam uma atmosfera estável e a redução da turbulência. Pezzi et al. (2009), utilizando dados do INTERCONF, demonstram que essa estimativa é coerente com o parâmetro de estabilidade da CLA para uma altura ( $z$ ) de 10 m na região da CBM.

## 2.2 Estudos de interação oceano-atmosfera

Estudos recentes sobre oceanos extratropicais, em escala de bacia oceânica, demonstram uma correlação negativa entre TSM e intensidade do vento (OKUMURA et al., 2001). No entanto, próximo a regiões de frentes oceanográficas, um padrão de correlações positivas é encontrado (LIU et al., 2000; HASHIZUME et al., 2002).

A relação existente entre TSM e intensidade do vento em superfície pode ser descrita por dois mecanismos distintos. Lindzen e Nigam (1987) sugerem que a modulação dos ventos em superfície deve-se à variação da pressão ao nível do mar associada com a TSM. Nesse caso, regiões de baixa (alta) pressão atmosférica são encontradas sobre regiões oceânicas dominadas por águas quentes (frias).

Wallace et al. (1989) propuseram um mecanismo de mistura vertical que estabelece uma relação em fase entre a TSM no oceano e a estabilidade da CLA. Nesse mecanismo, águas quentes desestabilizam a atmosfera e misturam o ar próximo à superfície do mar, acelerando os ventos em superfície. Por outro lado, águas frias estabilizam a atmosfera e reduzem a mistura vertical, diminuindo assim a intensidade dos ventos em superfície. Utilizando dados climatológicos provenientes de satélite, Liu et al. (2000), Chelton et al.

(2001) e Hashizume et al. (2002) mostraram que a magnitude do vento está aproximadamente em fase com a variabilidade da TSM, reforçando, assim, a idéia do mecanismo de mistura vertical.

Os primeiros estudos de interação oceano-atmosfera na escala sinótica em regiões de contrastes termais entre diferentes massas de água objetivaram o estudo das Ondas de Instabilidade Tropical (OITs) do Oceano Pacífico Equatorial. Essas ondas se propagam de oeste para leste com comprimentos de onda variando de 700 a 2000 km, período de 20 a 40 dias e velocidade de fase entre 20 e 80 cm/s (QIAO E WEISBERG, 1995). Hayes et al. (1989) estudaram as flutuações atmosféricas induzidas por OITs no Oceano Pacífico Equatorial e observaram uma correlação positiva entre a TSM e ventos de sudeste.

Posteriormente, Hashizume et al. (2002) utilizando dados de sondagens realizadas entre 140° e 110° W, na latitude de 2° N, demonstraram que uma camada de mistura atmosférica bem desenvolvida ocorre sobre fases quentes de OITs, favorecendo a formação de nuvens *stratocumulus*. Chelton et al. (2001), com base em dados de TSM do Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager (TMI/TRMM) e vento do escaterômetro SeaWinds do satélite QuikScat entre julho e outubro de 1999, demonstraram o acoplamento entre TSM e o cisalhamento do vento ao longo de OITs no Pacífico Equatorial (Figura 2.1). O estudo de Pezzi et al. (2004) descreveram, através de um modelo de circulação oceânica global acoplado a atmosfera por uma parametrização que relaciona tensão do vento em superfície com TSM, um feedback negativo da atmosfera às influências das OITs no Pacífico Equatorial. Segundo os autores, a atmosfera atua no oceano reduzindo a temperatura e a variabilidade meridional.

Park et al. (2006), estudando vórtices oceânicos encontrados na Corrente do Golfo ao largo da costa leste norte americana, mostraram que ventos em superfície sofrem um acréscimo (decrécimo) de 10 – 15 % em sua magnitude sobre vórtices oceânicos quentes (frios). Estudos realizados na região da extensão sul da CA (sul da África do Sul), onde essa se encontra com águas mais frias do OAS, demonstraram que sobre a corrente (águas quentes), os fluxos de calor latente e sensível são consideravelmente mais intensos do que sobre as águas frias circunvizinhas (ROUAULT et al., 2000).

Small et al. (2008) apresentam uma revisão detalhada de estudos de interação Oceano-Atmosfera no Oceano Global. Segundo os autores, em casos de escoamentos de ar frio sobre águas quentes, a mistura vertical aumenta sobre águas quentes e a transferência vertical de *momentum* acelera o escoamento inicial em superfície. No entanto, em escoamentos de ar quente sobre águas frias, a transferência direta de *momentum* não pode ser a única responsável

pela redução na velocidade do vento, e anomalias de pressão induzidas pelos gradientes de TSM também podem ser responsáveis por essa redução.

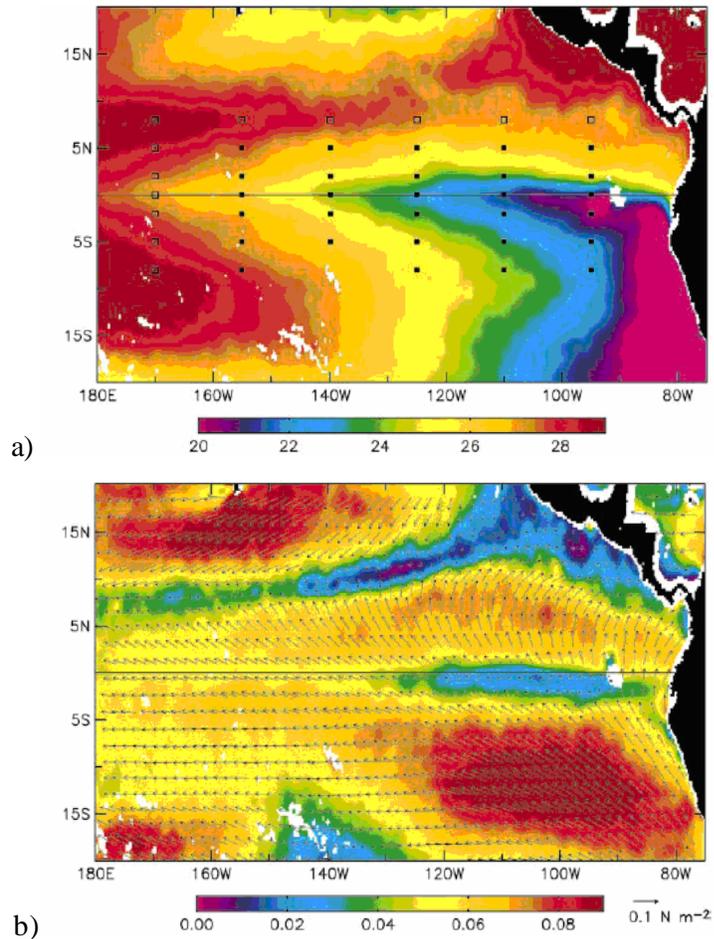


Figura 2.1 – Média de três meses (21/0720/10 de 1999): a) TSM. b) Tensão do vento em superfície. Fonte: Chelton et al. (2001).

### 2.3 Oceano Atlântico Sul

A circulação atmosférica é uma importante força de movimento na superfície do oceano. O oceano responde aos centros de alta pressão atmosférica de latitudes subtropicais que sopram sobre os Oceanos Atlântico e Pacífico, Sul e Norte. A resposta acaba gerando indiretamente uma circulação com giro anticiclônico na porção superior do oceano,

denominada Giro Subtropical. Esses giros oceânicos são assimétricos, resultando no confinamento de correntes mais intensas na borda oeste das bacias oceânicas, denominadas correntes de contorno oeste. A circulação geral superficial do Atlântico Sul foi descrita por Peterson e Stramma (1991) e as principais correntes marinhas que compõem o giro anticiclônico do OAS são: Corrente Sul Equatorial (CSE), Corrente do Brasil (CB), Corrente do Atlântico Sul ou Sul Atlântica (CSA) e Corrente de Bengela (Figura 2.2).

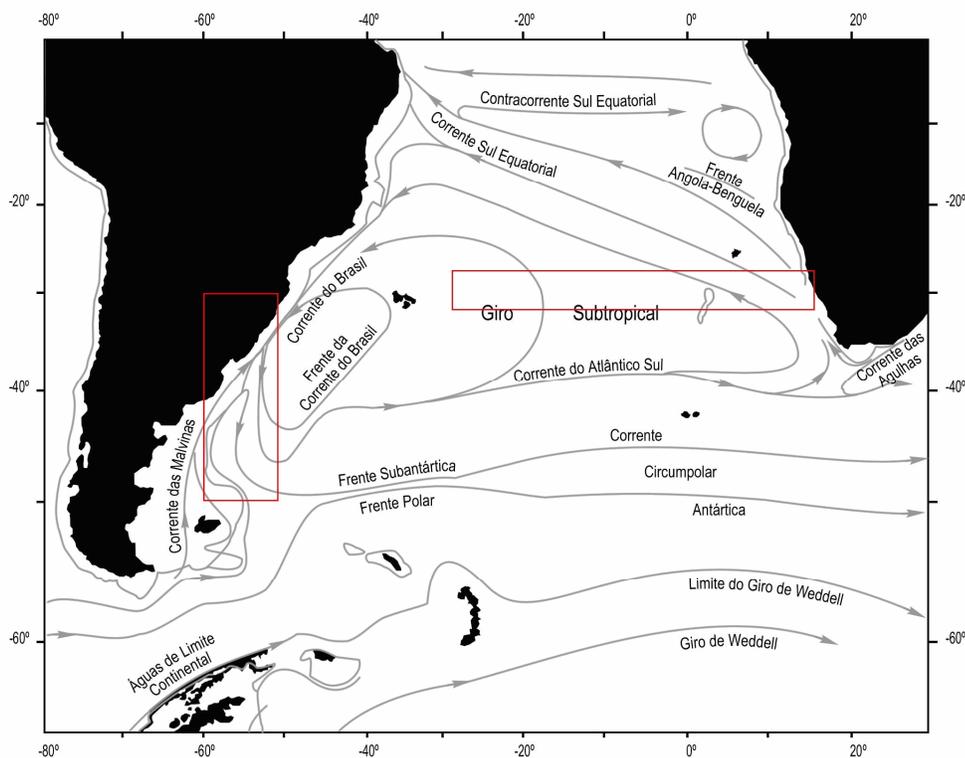


Figura 2.2 – Representação esquemática da circulação superficial do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Fonte: Adaptada de Peterson e Stramma (1991). Os retângulos delimitam as áreas de estudo deste trabalho.

A CB é a corrente de contorno oeste que compõe o giro, sendo por esse motivo aquela que tem o maior transporte (denotado em unidades de Sverdrup, Sv, ou  $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ). A CB é originada pela bifurcação da CSE quando essa atinge a região de quebra de plataforma continental no nordeste do Brasil, e transporta águas quentes e salinas do Equador para a região subtropical. Esta corrente flui no sentido sudoeste ao longo da costa brasileira, e encontra a CM numa latitude média que varia sazonalmente em torno de  $38^\circ \text{ S}$ . Após a sua separação da costa, no entanto, a CB continua fluindo para o sul até um limite máximo

variando entre 40° S e 45° S e, é nessa região que ocorre a maior variabilidade dos processos de mesoescala do Atlântico Sudoeste. Muito dessa variabilidade está associada à presença de vórtices frontais da CB, que são gerados e liberados, destacando-se da corrente mãe (LENTINI e SOUZA, 2009).

A CM surge devido à extensão de um braço da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) que, em virtude da influência da barreira continental imposta pela Passagem de Drake, desvia parte de seu transporte para norte. A CM se caracteriza por transportar águas frias e menos salinas que as águas da CB e flui para o norte até aproximadamente 38° S, ponto em que se separa da costa e segue em direção ao interior da bacia Atlântica (PETERSON e STRAMMA, 1991).

A região de encontro entre a CB e a CM, denominada CBM, é a região mais energética do OAS (CHELTON et al. 2001). Caracterizada por intensa atividade de mesoescala no oceano, essa é uma região de convergência de massas de água onde aquelas transportadas pela CB se misturam com aquelas transportadas pela CM no sentido contrário.

O contraste térmico existente entre as massas d'água transportadas pela CB e CM, com características tão distintas, contribui para a geração de intensos gradientes de *momentum* e fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera. Ao mesmo tempo em que esses fluxos afetam as estruturas dinâmicas e termodinâmicas da atmosfera, eles também afetam, por exemplo, a distribuição local das massas d'água, a profundidade da termoclina e o transporte de calor no oceano (ACEVEDO et al. 2010). Além disso, segundo Piva et al. (2008), os fluxos de calor resultantes da interação oceano-atmosfera nessa região são de vital importância para o desenvolvimento de ciclones extratropicais. Gan et al. (1991), por exemplo, apontaram o Oceano Atlântico Sudoeste como uma das regiões de maior ocorrência de ciclogênese na América do Sul.

Tokinaga et al. (2005) valeram-se de dados de satélite e observações *in situ* com alta resolução espacial para realizar um estudo climatológico dos efeitos da TSM sobre a estabilidade atmosférica e a mudança nos regimes de vento no Oceano Atlântico Sudoeste. Seus resultados demonstraram uma correlação positiva entre velocidade do vento e a TSM. Assim sendo, sobre a região do oceano dominada por águas da CM (CB) tem-se a presença de uma CLA estável (instável) e, por conseguinte, a intensidade do vento em superfície na região da CM (CB) tende a ser fraca (forte).

Observações do sistema acoplado oceano-atmosfera na região da CBM têm sido realizadas pelo programa INTERCONF a partir da Operação Antártica 23 (OP23). As primeiras observações sinóticas de oceano e atmosfera realizadas pelo INTERCONF na

região da CBM estão descritas em Pezzi et al. (2005) e Pezzi et al. (2009). Os autores mostraram que, na ausência de sistemas atmosféricos de grande escala atuantes na região da CBM (por exemplo frentes frias e ciclones extratropicais), a CLA é modulada localmente pelo forte gradiente de TSM típico da região. No lado norte da CBM, as águas mais quentes tornam a CLA mais instável e intensificam a turbulência e a velocidade dos ventos. Situação oposta ocorre no lado sul da frente sobre águas mais frias, onde a CLA é mais estável e os ventos em superfície são mais brandos (Figura 2.3). Esses resultados confirmam, para essa região do oceano extratropical, a influência do mecanismo de mistura vertical sobre regiões de frente oceânicas proposto por Wallace et al. (1989) e observado previamente por esses autores na região do Oceano Pacífico Equatorial.

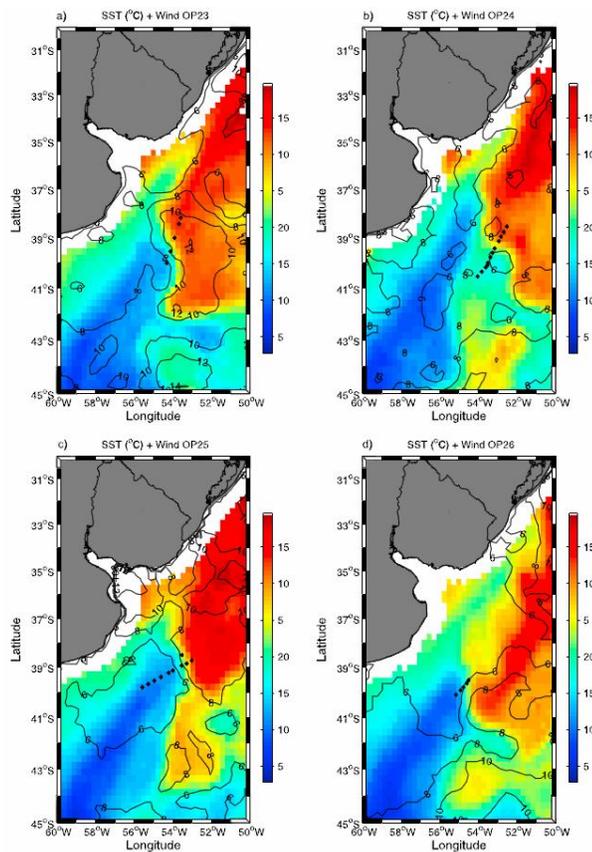


Figura 2.3 – Mapas de magnitude do vento sobrepostas a TSM em datas em que o INTERCONF realizou experimentos: a) OP 23. b) OP 24. c) OP 25. d) OP 26. Os círculos pretos marcam a posição de lançamento das radiossondas. Fonte: Pezzi et al. (2009).

Todesco (2008), utilizando dados *in situ* e modelagem numérica, descreveu os processos de modulação da CLA sobre o oceano na região da CBM e verificou que as hipóteses de modulação da camada limite através da diminuição da estabilidade estática e da variação da pressão ao nível do mar coexistem. Segundo o autor, as duas hipóteses são igualmente importantes na modulação da CLA em situações com ausência de sistemas atmosféricos de grande escala atuantes.

Russo (2009) reproduziu os padrões de circulação de grande escala e as condições sinóticas presentes na CBM durante os cruzeiros do INTERCONF através de modelagem atmosférica e demonstrou que a simulação numérica é sensível à assimilação de dados. Silveira (2010), utilizando dados de reanálise e modelagem numérica, demonstrou que mudanças na CCA, na Passagem de Drake, contribuem para a variabilidade da CBM.

Souza et al. (2010), utilizando dados *in situ* medidos sobre um vórtice desprendido da CB e presente em águas sob o regime da CM, mostraram que os fluxos de calor sobre esse vórtice são comparáveis aos encontrados sobre as águas quentes da CB e muito distintos daqueles medidos nas águas circundantes ao vórtice oceânico. Isso indica a importância que estruturas oceânicas de mesoescala como meandros e vórtices podem ter na modulação da CLA a nível regional sobre o OAS.

Acevedo et al. (2010) realizaram um estudo dos perfis verticais da CLA tomados por radiossondas lançadas durante os cruzeiros do INTERCONF em ambos os lados da CBM, identificando a importância do ciclo sinótico atmosférico na região da CBM. As diferentes fases do ciclo sinótico resultam em diferentes padrões de advecção termal e, conseqüentemente, diferentes padrões de modulação da CLA. Além disso, o estudo mostra que uma CLA muito estável ocorre em muitas fases do ciclo sinótico, causando um grande acúmulo de umidade próxima à superfície do mar. Como consequência disso, os autores sugerem que a parametrização proposta por Fairall et al. (1996) é falha em caso de estratificações muito fortes na CLA.

Kaufmann e Anabor (2011) destacaram a importância dos gradientes termais encontrados na CBM para a instabilização de massas de ar frio. Essas massas de ar, ao passar de águas frias para águas quentes, sofrem ampliação dos processos de umidificação e desestabilização em baixos níveis, sendo posteriormente advectadas para o Rio Grande do Sul, evento que ocasionalmente pode resultar em precipitação fraca no estado. Os autores também ressaltaram que este é um processo que ainda não é bem representado pelos modelos de previsão numérica do tempo.

A CSA é o limite sul do giro subtropical e se propaga ao longo da Frente Subtropical do OAS, sendo caracterizada pela presença de meandros e vórtices típicos da mesoescala oceânica. Essa característica meandrante ao longo da CSA, embora não seja em função da influência de ondas planetárias e apresente comprimento de onda e velocidade de propagação diferente, pode ser comparada as características encontradas no Pacífico Equatorial em virtude das OITs.

Até o presente momento, apenas os estudos preliminares de Souza et al. (2010) e Pezzi et al. (2010) descreveram a influência dos meandros da CSA sobre a CLA no OAS. Pezzi et al. (2010) demonstraram que o padrão geral da CLA ao longo da CSA é semelhante ao encontrado na região da CBM, onde ventos mais intensos (fracos) são encontrados sobre águas mais quentes (frias). Souza et al. (2010) demonstraram que a distribuição dos fluxos de calor ao longo da CSA responde a presença de estruturas de mesoescala oceânica como, por exemplo, ao longo de um meandro frio da CSA onde os fluxos de calor se tornam quase nulos.

A CA é o limite ocidental que compõem o giro subtropical no Oceano Índico. Perto de  $36^{\circ}$  S a CA deixa a plataforma continental e, geralmente, na região de  $16^{\circ}$ - $20^{\circ}$  E retroflete de volta para o oceano Índico. As instabilidades observadas na região em que a corrente retroflete resultam no desprendimento de vórtices que podem ser incorporados ao giro subtropical do oceano atlântico sul.

## **2.4 Vórtices oceânicos**

As principais características e definições de vórtices oceânicos foram descritas a seguir baseadas em Richards e Gould (1996), Lentini e Souza (2009) e Brown et al. (1989).

Diariamente nos noticiários televisivos nos deparamos com mapas meteorológicos que apresentam os sistemas meteorológicos atuantes na região de interesse local. Nesses mapas são destacados sistemas como ciclones e anticiclones que estão diretamente relacionados com as condições do tempo. O oceano também apresenta sistemas muito semelhantes onde são encontradas frentes separando massas de águas distintas. A escala temporal dos sistemas oceânicos é, no entanto, muito maior que a de seus semelhantes na atmosfera.

Entre os anos de 1971 e 1973 foi organizada uma expedição internacional que amostrou intensamente a parte oeste do Oceano Atlântico Norte com o objetivo de estudar a

variabilidade de pequena escala dentro do oceano. Este experimento, nomeado *Mid-Ocean Experiment Dynamics* (MODE), revelou os movimentos com períodos maiores que os períodos inerciais e de maré, escala de comprimento de 50-200 km e períodos de um a alguns meses, que passaram a ser denominados *eddies* ou vórtices de mesoescala.

Vórtices oceânicos de mesoescala possuem escala similar ao raio de deformação de Rossby, com a mesma dependência em relação a latitude. Os vórtices no oceano e na atmosfera, com suas escalas muito diferentes de movimento, não só têm uma aparência semelhante, mas também são dinamicamente equivalentes (RICHARDS E GOULD, 1996). Na Figura 2.4 nota-se que, embora tenham escalas espaciais diferentes, os vórtices oceânicos possuem aproximadamente a mesma energia cinética que tempestades severas na atmosfera.

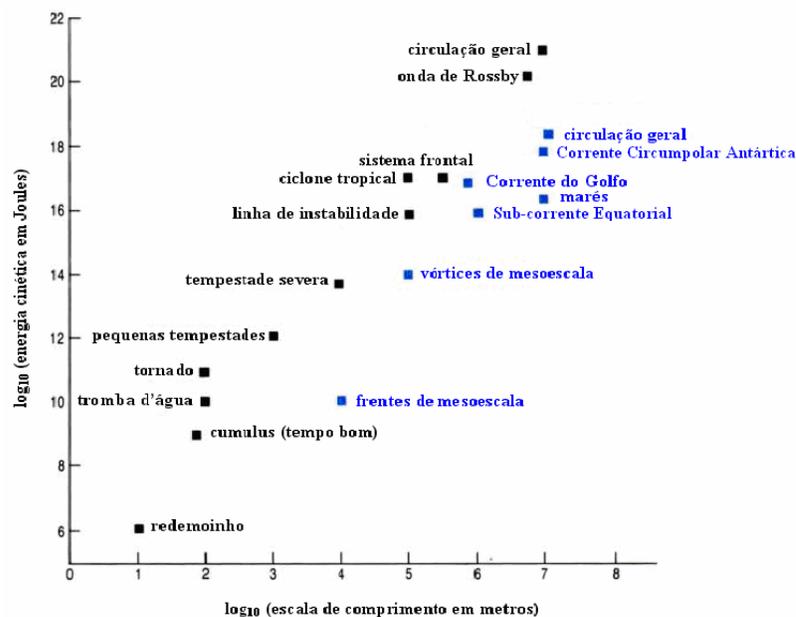


Figura 2.4 – Energia cinética de vários processos oceânicos (azul) e atmosféricos (preto). Fonte: Adaptado de Brown et al. (1988).

*Eddy* é um termo genérico que engloba tanto a atividade meandrante e turbulenta de um fluxo geofísico dinamicamente instável, como os vórtices ou anéis que são gerados e desprendidos desse fluxo. Em oceanografia, os vórtices são feições bem definidas, quase-circulares ou elípticas, com contornos fechados delimitados por intensos gradientes de propriedades físicas em superfície e em subsuperfície em relação às águas adjacentes (LENTINI E SOUZA, 2009).

A presença de *eddies* é notada em quase todos oceanos, embora as regiões que apresentem maiores variabilidades sejam associadas às correntes de contorno oeste, suas extensões e recirculação. A formação de vórtices nas intensas correntes de contorno é o resultado final dos processos de instabilidade oceânica. Os vórtices ou anéis são precedidos pela formação e crescimento exponencial de ondas planetárias, denominadas meandros, por meio da transferência de energia que ocorre em virtude da instabilidade baroclínica na região. À medida que essa atividade meandrante se intensifica, tornando-se mais instável, há uma tendência que parte desse fluido se feche sobre si e se desprenda da corrente mãe formando um vórtice.

Existem dois tipos de vórtices: os de núcleo quente e de núcleo frio. Os vórtices de núcleo quente, também conhecidos como anticiclônicos, são formados dos processos de instabilidade na corrente de contorno, já os de núcleo frio, ou ciclônicos, são caracterizados pela presença de águas mais frias no seu interior. No Hemisfério Sul (HS) os vórtices ciclônicos (frios) giram no sentido horário e os vórtices anticiclônicos (quentes) giram no sentido anti-horário.

Desde 1970 tornou-se claro que vórtices de mesoescala são uma parte importante da circulação oceânica. Essas estruturas desempenham papel fundamental na distribuição de calor e sal no Oceano Global, como por exemplo, os vórtices desprendidos da CA que transportam calor do Oceano Índico para o leste do Oceano Atlântico.

O mecanismo de dissipação dos vórtices ainda não é totalmente compreendido, mas pode em virtude da perda de energia pela radiação, contato com as águas circunvizinhas, dissipação por movimentos de menor escala ou devido ao atrito do fundo do oceano (caso o vórtice se estenda até o fundo).

Legeckis e Gordon (1982) identificaram através de imagens de satélite 20 vórtices quentes desprendidos da CB entre setembro de 1975 e abril de 1976. Esses vórtices tinham uma forma elíptica com diâmetro de 180 km e 120 km para o eixo maior e eixo menor, respectivamente e se deslocaram para o sul com velocidade variando entre 4 e 35 km por dia.

Olson et al. (1988) apresentaram a figura (Figura 2.5) de um vórtice quente desprendido da CB com cerca de 400 km e 200 km nos seus eixos maior e menor, respectivamente. Os autores também apresentaram as primeiras descrições lagrangeanas de um vórtice quente da CB.

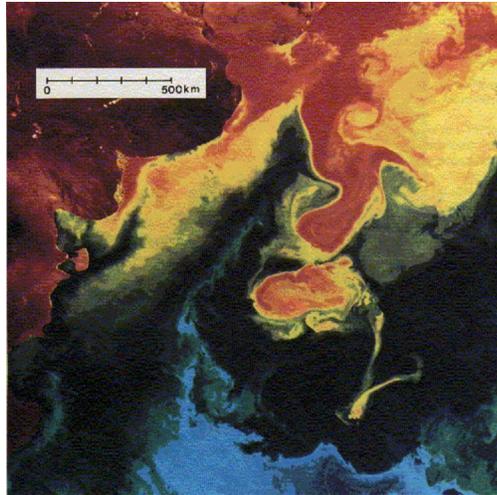


Figura 2.5 – Imagem de TSM da região da CBM em fevereiro de 1985. A imagem ilustra a formação de um vórtice quente que se desprende das águas da CB (vermelho). Fonte: Olson et al. (1988).

Lentini et al. (2002) estudaram vórtices quentes desprendidos da CB entre os anos de 1993 e 1998 através de imagens de satélites. Os autores mapearam 43 vórtices ao longo do período de estudo, resultando numa média de aproximadamente 7 vórtices desprendidos por ano. Esses vórtices, segundo o estudo realizado, possuem um tempo de vida médio de 35 dias.

Souza et al. (2006) descreveram um vórtice quente desprendido da CB que se encontrava numa região onde predominam águas da CM. Esse vórtice possuía um volume aproximado de  $1,37 \times 10^{12} \text{ m}^3$ , quantidade de sal de  $1,37 \times 10^{12} \text{ kg}$  e um conteúdo de calor de  $4,24 \times 10^{18} \text{ J}$  e foi reabsorvido pela corrente mãe 64 dias após o seu desprendimento o que, segundo os autores, não é uma característica comum dos vórtices que se desprendem da CB.

## 3 DADOS E METODOLOGIA

### 3.1 Fluxos de calor sobre o oceano

Os termos de fluxos de calor através da interface oceano-atmosfera são estimados por um conjunto de fórmulas, conhecidas como *bulk fórmulas*, baseadas em parametrizações de coeficientes de transferência turbulenta de calor, estabelecidas empiricamente (SATO, 2009). O esquema proposto por Fairall et al. (1996), que foi originalmente desenvolvido para ser utilizado no Pacífico Equatorial segue o esquema de Liu et al. (1979) que é baseado na teoria da Similaridade de Monin-Obukhov, vem sendo utilizado em trabalhos recentes no Atlântico Sul (PEZZI et al., 2005, 2009).

O fluxo de calor sensível está associado à transferência mecânica de energia por condução entre dois corpos a temperaturas diferentes e está relacionado a parâmetros que são influenciados pela diferença de temperatura entre a superfície do mar e do ar e a velocidade do vento. Já o fluxo de calor latente está associado à mudança de fase de uma substância e os fatores que influenciam a variabilidade do fluxo de calor latente, são primariamente, a velocidade do vento e a umidade relativa (SATO, 2009). As estimativas dos fluxos de calor sensível ( $Q_S$ ) e latente ( $Q_L$ ) são dadas da seguinte forma:

$$Q_S = \rho C_p C_h U (TSM - \theta_{ar}) \quad (3.1)$$

$$Q_L = \rho L_e C_e U (q_s - q_{ar}) \quad (3.2)$$

onde  $C_h$ ,  $C_e$ , e  $C_p$  são, respectivamente, os coeficientes de transferência de calor, umidade e *momentum*,  $\theta_{ar}$  é a temperatura potencial do ar próximo a superfície do mar,  $q_s$  é a umidade específica ao nível do mar,  $q_{ar}$  é a umidade específica no nível de 10 metros,  $TSM$  é a temperatura da superfície do mar (temperatura de balde) e  $U$  é a velocidade média do vento na superfície do mar.

A umidade específica ao nível do mar pode ser calculada com base na seguinte equação:

$$q_s = 0.98q_{sat}(TSM) \quad (3.3)$$

Uma das limitações desse algoritmo era que o alto número de iterações impossibilitava seu uso em modelos atmosféricos. Fairall et al. (2003) apresentam uma nova versão para o algoritmo que, entre outras mudanças, diminuiu o número de iterações, inclui novos perfis de estabilidade baseados na camada de gelo do Ártico e expande o intervalo de velocidade do vento nos quais o algoritmo é válido.

Com dados do INTERCONF, no entanto, Acevedo et al. (2010) sinalizaram que essa parametrização pode ser falha em casos de extrema estabilidade da CLA. Apesar de suas limitações, no entanto, as *bulk fórmulas* ainda representam a melhor opção para se estimar o fluxo de calor turbulento sobre os oceanos (SATO, 2009).

### 3.2 Climatologia dos fluxos de calor: projeto OAFlux e reanálise

O projeto OAFlux (*Objectively Analyzed air-sea Fluxes*) tem por objetivo desenvolver melhores estimativas globais de fluxos de calor e *momentum* na interface oceano-atmosfera, visando estabelecer uma fonte de dados confiável de energia para a superfície do oceano global. O projeto centra-se em esforços para melhorar a quantificação de interações físicas e mecanismos de retroalimentação entre o oceano e a atmosfera e, dessa forma, melhorar a compreensão do papel desses processos no oceano global, ciclo da água, circulação oceânica e atmosférica e, clima da Terra.

O projeto OAFlux aplica a abordagem de análise objetiva levando em conta erros de dados no desenvolvimento de campos de fluxo global, utilizando o processo de síntese e medições/estimativas de várias fontes. Esse processo reduz o erro em cada fonte de dados de entrada e produz uma estimativa mais confiável das variáveis meteorológicas, as quais são utilizadas no cálculo do fluxo global, através de parametrizações do tipo *bulk*.

Atualmente, o projeto estima séries temporais de fluxos de calor latente e sensível do oceano global, evaporação do oceano e fluxos relacionados a meteorologia de superfície desde 1958, e mantém atualização da base de dados duas vezes por ano. Na análise global, baseada em satélites de alta resolução da superfície do oceano, têm sido desenvolvidos

campos de vento para o período a partir de julho de 1987. Todos os conjuntos de dados estão disponíveis gratuitamente no endereço eletrônico <<http://oaflux.who.edu>>.

Os dados possuem uma resolução espacial de 1° e uma resolução temporal de 1 dia. Para realizar as estimativas de fluxos de calor é utilizado o algoritmo COARE 2.6a (FAIRALL et al. 2003). As variáveis meteorológicas utilizadas no algoritmo são obtidas através de dados de satélite, reanálise atmosférica e observações do tempo realizadas por navios voluntários.

Yu et al. (2006) utilizaram dados do projeto para obter uma climatologia dos fluxos de calor em superfície entre os anos de 1988 e 1999 e estudar o papel desses fluxos na evolução sazonal da TSM no Oceano Atlântico Tropical. Para os autores, os fluxos de calor em superfície são o mecanismo forçante para a evolução sazonal da TSM na maior parte do OAT.

Para esse trabalho, uma climatologia anual, sazonal e mensal para o Oceano Atlântico Subtropical foi elaborada utilizando-se dados do OAFflux entre os anos de 1980 a 2009. Para gerar essa climatologia, foram utilizadas as médias mensais dos dados originais do projeto. A partir dessa climatologia, para estudar a variabilidade da região da CBM, foram extraídos valores de fluxo ao longo de um transecto hipotético cruzando a região da CBM entre os pontos 48° W, 33° S e 60° W, 45° S. Este transecto foi escolhido por representar de forma significativa os gradientes entre a CB e CM da região de estudo e coincidir espacialmente com o trajeto ideal médio do navio utilizado para colher os dados *in situ* do programa INTERCONF.

O projeto reanálise (versão 1) (KALNAY et al., 1996) é resultado da colaboração entre o *National Centers of Environmental Prediction* e o *National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) e utiliza-se de uma técnica de assimilação de dados para produzir um número relativamente grande de variáveis climáticas e meteorológicas em vários níveis da atmosfera. Primeiramente, dados de observação são analisados e assimilados em modelos de circulação geral. O modelo é colocado em funcionamento com os dados observados e a saída da simulação do modelo são variáveis climáticas interpoladas para todo o globo, inclusive em regiões em que não é possível coletar informações do tempo. Através deste processo são disponibilizados dados que variam numa frequência temporal de 4 vezes ao dia, médias mensais e diárias desde 1948.

Por ser uma fonte de dados muito utilizada em estudos meteorológicos, foi realizada nesse trabalho uma comparação entre as estimativas provenientes da reanálise e do projeto OAFflux. Como os dados de reanálise possuem uma resolução espacial de 2.5°, exceto para dados de fluxos de calor que possuem uma resolução de 1.875°, para realizar a comparação

com os dados do projeto OAFlex ao longo do transecto hipotético, os dados do projeto OAFlex foram interpolados para os pontos de grade utilizados na reanálise.

### 3.3 Imagens de satélite

As imagens de satélite utilizadas ao longo deste trabalho são dos sensores *Advanced Microwave Scanning Radiometer* (AMSR-E) e *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR), utilizados para gerar campos de TSM. Para verificar a velocidade do vento no oceano foram usados dados do QuikScat. As imagens são utilizadas na maior parte do tempo apenas para auxiliar na caracterização do estado sinótico do oceano e atmosfera quando as medidas tomadas *in situ* neste trabalho foram tomadas.

O sensor AMSR-E foi lançado em maio de 2002 a bordo do satélite Aqua deixando de operar em outubro de 2011. Sobre os oceanos o AMSR-E é uma importante fonte de medida de vários parâmetros geofísicos como por exemplo: TSM, velocidade do vento e vapor d'água. O AMSR-E é um radiômetro de microondas passivo com oito canais e que tem a capacidade de funcionar sem sofrer a contaminação de nuvens, proporcionando assim, uma visão ininterrupta dos campos de TSM e velocidade do vento sobre os oceanos. Os dados de TSM do AMSR-E estão disponíveis em <<http://www.ssmi.com>>. São disponibilizados dados diários, mensais e médias de 3 e 7 dias com uma resolução espacial de 25 km.

O AVHRR é um radiômetro imageador lançado a bordo dos satélites da série NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). Esses satélites possuem uma órbita quase-polar, sol-síncrona e estão posicionados a uma altura de aproximadamente 833 km. A base de dados é constituída de uma série desde 1985 com uma resolução espacial de 4 km. A resolução temporal varia entre dados diários, médias de 5 dias, 8 dias, mensal e anual. As imagens estão disponíveis no endereço eletrônico <<http://www.nodc.noaa.gov/sog/pathfinder4km/available.html>>.

Para resgatar a estimativa histórica da TSM no local de lançamento de cada radiossonda durante a OP28, foi construída uma climatologia do mês de novembro entre os anos de 1985 e 2009 utilizando-se de imagens mensais de TSM derivadas do AVHRR.

O QuikScat é um escaterômetro de microondas que foi lançada em junho de 1999 com a missão de realizar medidas de vento próximo a superfície do oceano. O escaterômetro é um radar que emite pulsos de microondas até a superfície terrestre e em seguida, mede a potência

que retorna ao equipamento. Essa potência que retorna está relacionada com a rugosidade e, para superfícies de água a rugosidade está diretamente relacionada com a velocidade do vento em superfície. Os dados, que estão disponíveis até novembro de 2009, possuem uma resolução espacial de 25 km e são disponibilizados dados diários, média de 3 dias, média de 7 dias e médias mensais no endereço eletrônico <<http://www.ssmi.com>>.

### 3.4 O Programa INTERCONF

O programa INTERCONF (Interação Oceano-Atmosfera na Região da Confluência Brasil-Malvinas) tem sido financiado pelo PROANTAR desde 2002, quando foi parte integrante do projeto SOS-Climate (Southern Ocean Studies for Understanding Global Climate Issues). O programa atualmente integra o projeto INCT da Criosfera (Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Criosfera). Na sua fase inicial, o INTERCONF foi também financiado pela FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo) através do projeto OCAT-BM (Observações *in situ* da interação oceano-atmosfera na região da Confluência Brasil-Malvinas) Como objetivo geral, o programa visa o estudo da dinâmica oceânica e atmosférica do Oceano Atlântico Sudoeste, em especial na região da CBM, assim como a sua relação com os processos oceânicos e atmosféricos dos ambientes de altas latitudes no OAS e Oceano Austral.

Para cumprir seu objetivo, o projeto vale-se de espaço a bordo do NApOc. Ary Rongel (Figura 3.1), pertencente a Marinha do Brasil. O navio é equipado pelo INTERCONF para realizar medidas simultâneas do oceano e da atmosfera na região da CBM. A cada ano no início de cada Operação Antártica (OP), usualmente no mês de outubro ou novembro, o navio parte do porto de Rio Grande (RS) em direção a Antártica. Durante seu percurso, o navio desloca-se até a região dos intensos gradientes termais horizontais da região da CBM e realiza medidas da temperatura da água do mar em função da profundidade, valendo-se de sondas do tipo XBT (*Expendable Bathy-Thermograph*), e medidas da atmosfera através de radiossondagens (Figura 3.2). Ao mesmo tempo em que os dados de radiossondas são adquiridos, o navio também realiza observações meteorológicas de bordo, incluindo medidas de TSM tipo “balde”, que também são úteis para o teste de solo (*ground check*) das medidas das radiossondas antes de seu lançamento.

As radiossondas (Vaisala RS80 e RS90) realizam medidas a cada 2 segundos e possibilitam a obtenção de dados de pressão, temperatura do ar, umidade relativa, temperatura do ponto de orvalho e intensidade e direção do vento. Outras variáveis meteorológicas podem ser decompostas a partir destas variáveis, como por exemplo a temperatura potencial e a razão de mistura.



Figura 3.1 – Navio de Apoio Oceanográfico Ary Rongel.

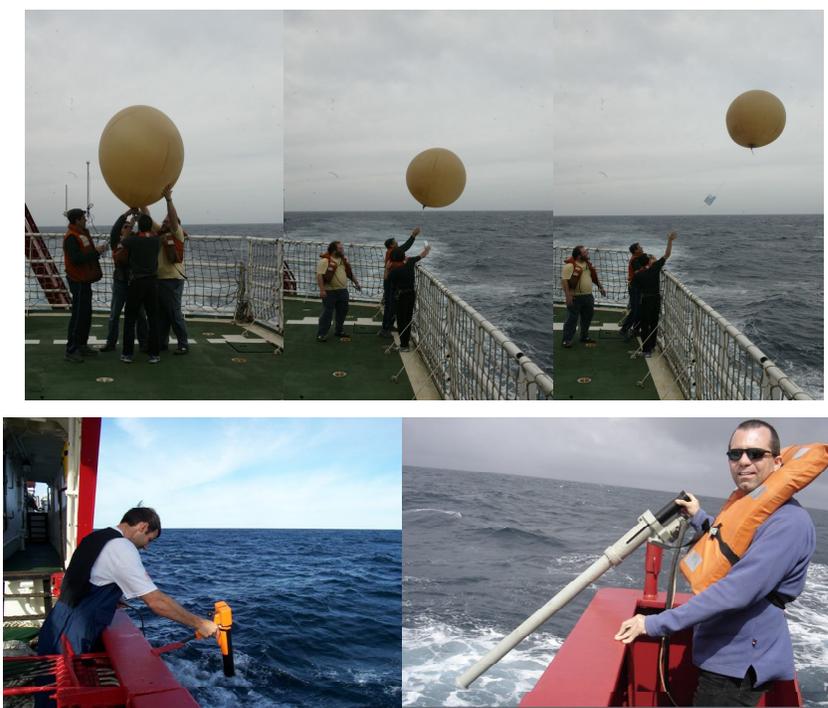


Figura 3.2 – Operação de lançamento de radiossondas e XBTs pelo projeto INTERCONF a bordo do NApOc. Ary Rongel.

Desde 2004 durante a Operação Antártica 23 (OP23), o INTERCONF realiza levantamento de campo na região da CBM. Pezzi et al. (2009) apresentam uma descrição detalhada da situação sinótica predominante durante cada expedição realizada pelo INTERCONF até o ano de 2007. De acordo com a climatologia sinótica da região da CBM demonstrada por Acevedo et al. (2010), as OPs 24 (2005) e 27 (2008) foram realizadas em situações pré-frontais, acarretando em advecção quente na região. A OP 23 (2004), realizada durante a passagem da frente, é caracterizada por fraca advecção fria, enquanto as OPs 24 e 27 realizadas em situação pós-frontal se caracterizaram por advecção fria na área de estudo. O presente estudo vale-se dessas medidas adquiridas desde a OP23 até a Operação Antártica 28 (2009). A Tabela 3.1 indica as datas durante as Operações Antárticas nas quais o programa INTERCONF realizou suas medidas.

Tabela 3.1 – Datas de obtenção de medidas de atmosfera e oceano na região da CBM durante as diversas OPs.

Nome	Data	Lat/Lon	
		Início Transecto	Fim Transecto
OP 23	2 – 3 de novembro de 2004	38.12° S / 53.55° W	40.01° S / 54.30° W
OP 24	28 – 29 de outubro de 2005	38.54° S / 52.51° W	40.54° S / 54.03° W
OP 25	27 – 28 de outubro de 2006	38.51° S / 53.51° W	39.81° S / 55.57° W
OP 26	16 – 17 de outubro de 2007	39.65° S / 54.59° W	40.11° S / 55.15° W
OP 27	14 – 16 de outubro de 2008	36.85° S / 52.40° W	38.62° S / 55.05° W
OP 28	2 – 4 de novembro de 2009	37.97° S / 52.46° W	44.67° S / 52.50° W
OP 29	13 – 16 de abril de 2011	49.65° S / 61.12° W	35.52° S / 55.01° W

Imagens de TSM provenientes do AMSR-E foram geradas para cada Operação Antártica em que o INTERCONF realizou medidas *in situ* com o objetivo de determinar a posição do lançamento de cada radiossonda e posteriormente ordená-las nos seguintes grupos: CB, CM e um vórtice quente que foi amostrado pelo INTERCONF durante a OP28.

A Tabela 3.2 mostra todas as posições de lançamento das radiossondas do INTERCONF que serão utilizadas nesse trabalho. Todos os lançamentos foram realizados a partir do Navio de Apoio Oceanográfico (NApOc.) Ary Rongel durante as Operações Antárticas 23 e 28, entre os anos de 2004 e 2009. A partir dos dados originais das radiossondas, foram realizadas médias dos perfis atmosféricos de umidade específica, umidade relativa, temperatura potencial e das componentes u e v da velocidade do vento.

Tabela 3.2 – Localização e grupo em que foram inseridas as sondagens.

<b>OP / número da sonda</b>	<b>Lat /Lon</b>	<b>Grupo</b>	<b>OP / número da sonda</b>	<b>Lat/Lon</b>	<b>Grupo</b>
23 – 01	38.12° S / 53.55° W	CB	26 – 05	40.11° S / 55.15° W	CM
23 – 02	38.43° S / 53.68° W	CB	27 – 01	36.85° S / 52.40° W	CB
23 – 03	39.00° S / 53.89° W	CB	27 – 02	36.77° S / 52.41° W	CB
23 – 04	39.54° S / 54.11° W	CM	27 – 03	37.03° S / 52.66° W	CB
23 – 05	40.01° S / 54.30° W	CM	27 – 04	37.20° S / 52.91° W	CB
24 – 01	38.54° S / 52.51° W	CB	27 – 05	37.36° S / 53.10° W	CB
24 – 02	38.76° S / 52.68° W	CB	27 – 06	37.53° S / 53.40° W	CB
24 – 03	38.95° S / 52.82° W	CB	27 – 07	37.69° S / 53.64° W	CB
24 – 04	39.13° S / 52.93° W	CB	27 – 08	37.85° S / 53.87° W	CM
24 – 05	39.42° S / 53.15° W	CB	27 – 09	38.04° S / 54.17° W	CM
24 – 06	39.60° S / 53.26° W	CM	27 – 10	38.18° S / 54.38° W	CM
24 – 07	39.77° S / 53.36° W	CM	27 – 11	38.33° S / 54.61° W	CM
24 – 08	40.00° S / 53.50° W	CM	27 – 12	38.49° S / 54.84° W	CM
24 – 09	40.09° S / 53.52° W	CM	27 – 13	38.62° S / 55.05° W	CM
24 – 10	40.18° S / 53.61° W	CM	27 – 14	37.80° S / 53.78° W	CB
24 – 11	40.35° S / 53.82° W	CM	28 – 01	37.97° S / 52.46° W	CB
24 – 12	40.54° S / 54.03° W	CM	28 – 02	38.52° S / 52.47° W	CB
25 – 01	39.68° S / 55.26° W	CM	28 – 03	38.92° S / 52.49° W	CB
25 – 02	39.81° S / 55.57° W	CM	28 – 04	40.37° S / 52.48° W	CB
25 – 03	38.51° S / 53.51° W	CB	28 – 05	40.94° S / 52.50° W	CM
25 – 04	38.73° S / 53.00° W	CB	28 – 06	41.45° S / 52.51° W	CM
25 – 05	38.94° S / 53.53° W	*	28 – 07	41.95° S / 52.57° W	CM
25 – 06	39.14° S / 53.99° W	CM	28 – 08	42.47° S / 52.50° W	V
25 – 07	39.23° S / 54.20° W	CM	28 – 09	42.88° S / 52.49° W	V
25 – 08	39.40° S / 54.60° W	CM	28 – 10	43.28° S / 52.49° W	V
25 – 09	39.55° S / 54.95° W	CM	28 – 11	43.66° S / 52.50° W	CM
26 – 01	39.53° S / 54.50° W	CB	28 – 12	44.02° S / 52.50° W	CM
26 – 02	39.68° S / 54.62° W	CB	28 – 13	44.35° S / 52.50° W	CM
26 – 03	39.81° S / 54.77° W	CB	28 - 14	44.64° S / 52.50° W	CM
26 – 04	39.93° S / 54.91° W	*	*não utilizadas.		

Na tabela 3.3 estão descritas as posições de lançamentos de XBTs do projeto INTERCONF entre as OPs 23 e 28.

Tabela 3.3 – Localização em que foram realizados os lançamentos de XBTs do projeto INTERCONF.

(continua)

<b>OP / n° da XBT</b>	<b>Lat / Lon</b>	<b>OP / n° da XBT</b>	<b>Lat / Lon</b>	<b>OP / n° da XBT</b>	<b>Lat / Lon</b>
<b>23 – 01</b>	34.50° S / 52.36° W	<b>24 – 13</b>	40,50° S / 53.98° W	<b>27 – 05</b>	37.53° S / 53.10° W
<b>23 – 02</b>	35.28° S / 52.41° W	<b>24 – 14</b>	40.67° S / 54.17° W	<b>27 – 06</b>	37,68° S / 53.39° W
<b>23 – 03</b>	35.57° S / 52.53° W	<b>24 – 15</b>	41.63° S / 54.61° W	<b>27 – 07</b>	37.85° S / 54.00° W
<b>23 – 04</b>	35.92° S / 52.66° W	<b>24 – 16</b>	42.70° S / 54.66° W	<b>27 – 08</b>	38.04° S / 54.15° W
<b>23 – 05</b>	36.08° S / 52.73° W	<b>24 – 17</b>	43.58° S / 54.70° W	<b>27 – 09</b>	38.18° S / 54.37° W
<b>23 – 06</b>	36.37° S / 52.85° W	<b>24 – 18</b>	44.65° S / 54.75° W	<b>27 – 10</b>	38.33° S / 53.63° W
<b>23 – 07</b>	36.60° S / 52.95° W	<b>24 – 19</b>	45.69° S / 54.80° W	<b>27 – 11</b>	38.50° S / 54.60° W
<b>23 – 08</b>	36.85° S / 53.05° W	<b>24 – 20</b>	46.67° S / 54.86° W	<b>27 – 12</b>	38.62° S / 54.86° W
<b>23 – 09</b>	37.15° S / 53.16° W	<b>24 – 21</b>	47.67° S / 54.91° W	<b>27 – 13</b>	37.80° S / 55.05° W
<b>23 – 10</b>	37.38° S / 53.26° W	<b>24 – 22</b>	48.60° S / 54.98° W	<b>28 – 01</b>	35.00° S / 52.41° W
<b>23 – 11</b>	37.70° S / 53.38° W	<b>24 – 23</b>	49.50° S / 55.01° W	<b>28 – 02</b>	36.00° S / 52.43° W
<b>23 – 12</b>	37.97° S / 53.48° W	<b>24 – 24</b>	50.49° S / 55.06° W	<b>28 – 03</b>	37.35° S / 52.45° W
<b>23 – 13</b>	38.18° S / 53.58° W	<b>24 – 25</b>	51.51° S / 55.10° W	<b>28 – 04</b>	37.96° S / 52.45° W
<b>23 – 14</b>	38.42° S / 53.66° W	<b>25 – 01</b>	38.48° S / 55.46° W	<b>28 – 05</b>	38.91° S / 54.46° W
<b>23 – 15</b>	38.70° S / 53.76° W	<b>25 – 02</b>	38.75° S / 52.98° W	<b>28 – 06</b>	39.50° S / 52.43° W
<b>23 – 16</b>	38.98° S / 53.88° W	<b>25 – 03</b>	38.97° S / 53.58° W	<b>28 – 07</b>	40.01° S / 52.48° W
<b>23 – 17</b>	39.25° S / 54.00° W	<b>25 – 04</b>	39.23° S / 53.45° W	<b>28 – 08</b>	40.50° S / 52.48° W
<b>23 – 18</b>	39.42° S / 54.06° W	<b>25 – 05</b>	39.25° S / 53.98° W	<b>28 – 09</b>	41.01° S / 52.50° W

Tabela 3.3 – Localização em que foram realizados os lançamentos de XBTs do projeto INTERCONF.

(conclusão)

<b>OP / n° da XBT</b>	<b>Lat / Lon</b>	<b>OP / n° da XBT</b>	<b>Lat / Lon</b>	<b>OP / n° da XBT</b>	<b>Lat / Lon</b>
<b>23 – 19</b>	39.52° S / 54.10° W	<b>25 – 06</b>	39.42° S / 55.31° W	<b>28 – 10</b>	41.50° S / 52.50° W
<b>23 – 20</b>	39.63° S / 54.15° W	<b>25 – 07</b>	39.50° S / 54.81° W	<b>28 – 11</b>	41.75° S / 52.51° W
<b>23 – 21</b>	39.72° S / 54.16° W	<b>25 – 08</b>	39.70° S / 55.80° W	<b>28 – 12</b>	42.05° S / 52.55° W
<b>23 – 22</b>	40.10° S / 54.28° W	<b>25 – 09</b>	39.75° S / 54.98° W	<b>28 – 13</b>	42.25° S / 52.53° W
<b>23 – 24</b>	40.82° S / 54.93° W	<b>25 – 10</b>	39.85° S / 54.66° W	<b>28 – 14</b>	42.53° S / 52.53° W
<b>24 – 01</b>	38.48° S / 52.98° W	<b>26 – 01</b>	39.51° S / 54.50° W	<b>28 – 15</b>	42.75° S / 52.48° W
<b>24 – 02</b>	38.53° S / 52.51° W	<b>26 – 02</b>	39.56° S / 54.49° W	<b>28 – 16</b>	43.01° S / 52.48° W
<b>24 – 03</b>	38.60° S / 52.55° W	<b>26 – 03</b>	39.69° S / 54.63° W	<b>28 – 17</b>	43.35° S / 52.50° W
<b>24 – 04</b>	38.63° S / 52.58° W	<b>26 – 04</b>	39.83° S / 54.79° W	<b>28 – 18</b>	43.70° S / 52.50° W
<b>24 – 05</b>	38.68° S / 52.26° W	<b>26 – 05</b>	39.96° S / 54.94° W	<b>28 – 19</b>	44.00° S / 52.50° W
<b>24 – 06</b>	39.00° S / 52.85° W	<b>26 – 06</b>	40.11° S / 55.13° W	<b>28 – 20</b>	44.06° S / 52.50° W
<b>24 – 07</b>	39.03° S / 52.88° W	<b>26 – 07</b>	40.00° S / 55.48° W	<b>28 – 21</b>	44.50° S / 52.50° W
<b>24 – 08</b>	39.25° S / 53.00° W	<b>26 – 08</b>	41.37° S / 57.20° W	<b>28 – 22</b>	44.75° S / 52.50° W
<b>24 – 09</b>	39.45° S / 53.00° W	<b>27 – 01</b>	36.78° S / 53.78° W	<b>28 – 23</b>	46.08° S / 52.75° W
<b>24 – 10</b>	39.75° S / 53.35° W	<b>27 – 02</b>	37.02° S / 52.42° W	<b>28 – 24</b>	47.01° S / 52.93° W
<b>24 – 11</b>	40.00° S / 53.51° W	<b>27 – 03</b>	37.20° S / 52.63° W	<b>28 – 25</b>	48.16° S / 53.23° W
<b>24 – 12</b>	40.17° S / 53.61° W	<b>27 – 04</b>	37.35° S / 52.89° W	<b>28 – 26</b>	49.06° S / 53.43° W

### 3.5 Comissão Trans-Atlântica

A Comissão Trans-Atlântica (também conhecida como Comissão BR1) foi um projeto de colaboração entre a comunidade científica, o Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação (MCTI) e a Marinha do Brasil que objetivou estudar vários aspectos oceanográficos do OAS incluindo o acoplamento sinótico entre oceano e atmosfera ao longo da Frente Subtropical. O Navio Hidroceanográfico (NHo) Cruzeiro do Sul da Marinha partiu de Niterói (RJ) no dia 10 de outubro de 2009 e rumou em direção a África, ao longo da latitude de 30° S, onde atracou no dia 16 de novembro de 2009. Ao longo desse percurso foram realizadas radiossondagens e tomados perfis de XBTs utilizando a metodologia empregada habitualmente no INTERCONF. A Figura 3.3 e a Tabela 3.4 descrevem as posições de lançamento das radiossondas e na Tabela 3.5 estão descritas as posições de lançamento dos XBTs utilizados na Comissão BR1.

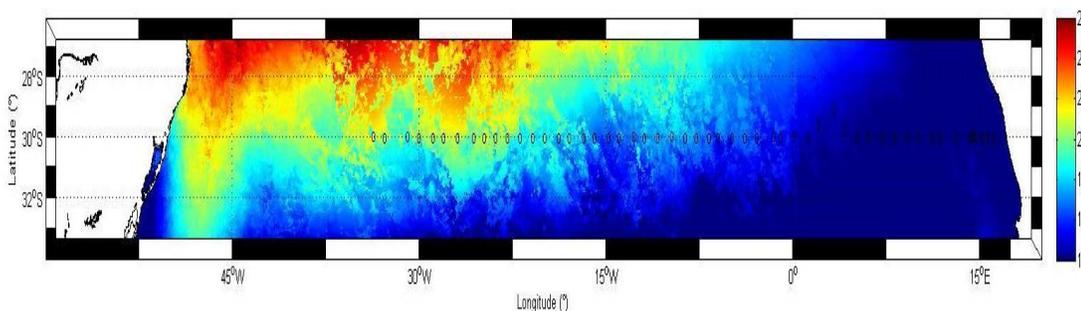


Figura 3.3 – TSM média de outubro de 2009 com os locais de lançamento das radiossondas da I Comissão Trans-Atlântica.

Imagens de TSM do sensor AVHRR foram usados para localizar as sondagens e XBTs da Comissão BR1 ao longo do paralelo de 30° S com o objetivo de verificar se o lançamento havia sido realizado sobre águas mais quentes ou mais frias que as águas circunvizinhas.

Através dos dados obtidos na I Comissão Trans-Atlântica foram estimados os fluxos de calor com base no algoritmo de Fairall et al. (1996). Além disso, durante a expedição BR1 um meandro frio foi amostrado ao longo da CSA e, já próximo a costa africana, a intrusão de

águas quentes da CA foi observada. A transferência de energia entre oceano e atmosfera em função da presença destas estruturas também foi estudada.

Tabela 3.4 – Número das sondagens do BR1 com sua posição espacial e temporal.

<b>Sonda</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>	<b>Data</b>	<b>Sonda</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>	<b>Data</b>
<b>1</b>	29.98° S	33.81° W	23/10/2009	<b>29</b>	30.00° S	6.16° W	02/11/2009
<b>2</b>	30.00° S	32.92° W	23/10/2009	<b>30</b>	30.00° S	5.02° W	03/11/2009
<b>3</b>	30.00° S	32.00° W	24/10/2009	<b>31</b>	30.00° S	4.02° W	03/11/2009
<b>4</b>	30.00° S	30.99° W	25/10/2009	<b>32</b>	30.00° S	3.07° W	03/11/2009
<b>5</b>	30.00° S	30.16° W	25/10/2009	<b>33</b>	29.97° S	1.69° W	04/11/2009
<b>6</b>	30.00° S	29.03° W	26/10/2009	<b>34</b>	30.00° S	1.08° W	04/11/2009
<b>7</b>	30.00° S	28.13° W	26/10/2009	<b>35</b>	29.96° S	0.02° W	04/11/2009
<b>8</b>	30.00° S	27.09° W	26/10/2009	<b>36</b>	30.00° S	1.09° E	05/11/2009
<b>9</b>	30.00° S	25.77° W	27/10/2009	<b>37</b>	29.54° S	1.89° E	05/11/2009
<b>11</b>	30.00° S	24.00° W	28/10/2009	<b>38</b>	29.02° S	3.17° E	06/11/2009
<b>12</b>	30.00° S	23.04° W	28/10/2009	<b>39</b>	29.77° S	4.01° E	06/11/2009
<b>13</b>	30.00° S	22.04° W	28/10/2009	<b>40</b>	30.00° S	5.00° E	07/11/2009
<b>14</b>	30.00° S	21.05° W	28/10/2009	<b>41</b>	29.96° S	5.92° E	07/11/2009
<b>15</b>	30.00° S	20.09° W	29/10/2009	<b>42</b>	30.00° S	7.05° E	08/11/2009
<b>16</b>	30.00° S	18.96° W	29/10/2009	<b>43</b>	30.00° S	8.00° E	08/11/2009
<b>17</b>	30.00° S	18.13° W	29/10/2009	<b>44</b>	30.00° S	9.08° E	09/11/2009
<b>18</b>	30.00° S	16.90° W	30/10/2009	<b>45</b>	30.00° S	9.90° E	09/11/2009
<b>19</b>	30.00° S	16.07° W	30/10/2009	<b>46</b>	30.00° S	11.06° E	09/11/2009
<b>20</b>	30.01° S	14.97° W	30/10/2009	<b>47</b>	30.00° S	11.66° E	10/11/2009
<b>21</b>	30.01° S	14.13	31/10/2009	<b>48</b>	30.00° S	12.95° E	10/11/2009
<b>22</b>	29.97° S	12.91	31/10/2009	<b>49</b>	30.00° S	14.10° E	11/11/2009
<b>23</b>	30.00° S	12.10	01/11/2009	<b>50</b>	29.96° S	14.32° E	11/11/2009
<b>24</b>	30.00° S	11.03	01/11/2009	<b>51</b>	29.97° S	14.67° E	11/11/2009
<b>25</b>	29.99° S	9.87	01/11/2009	<b>52</b>	30.00° S	15.05° E	12/11/2009
<b>26</b>	30.00° S	8.79	02/11/2009	<b>53</b>	30.00° S	15.49° E	12/11/2009
<b>27</b>	30.00° S	7.88	02/11/2009	<b>54</b>	30.00° S	16.00° E	12/11/2009
<b>28</b>	30.00° S	6.88	02/11/2009				

Tabela 3.5 – Número dos XBTs do BR1 com sua posição de lançamento.

<b>XBT</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>	<b>XBT</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>	<b>XBT</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>
<b>1</b>	23.65° S	42.28° W	<b>46</b>	30.00° S	19.48° W	<b>91</b>	30.00° S	3.66° W
<b>2</b>	24.32° S	41.41° W	<b>47</b>	30.00° S	19.18° W	<b>92</b>	29.99° S	3.054° W
<b>3</b>	24.97° S	40.55° W	<b>48</b>	30.00° S	18.91° W	<b>93</b>	30.00° S	2.76° W
<b>4</b>	25.59° S	39.74° W	<b>49</b>	29.99° S	18.31° W	<b>94</b>	30.00° S	2.57° W
<b>5</b>	26.28° S	38.83° W	<b>50</b>	29.99° S	18.03° W	<b>95</b>	29.99° S	2.28° W
<b>6</b>	26.90° S	38.01° W	<b>51</b>	29.99° S	17.73° W	<b>96</b>	29.99° S	1.99° W
<b>7</b>	27.54° S	37.15° W	<b>52</b>	29.99° S	17.48° W	<b>97</b>	29.99° S	1.39° W
<b>8</b>	28.84° S	35.41° W	<b>53</b>	29.99° S	17.18° W	<b>98</b>	30.00° S	1.09° W
<b>9</b>	29.50° S	34.52° W	<b>54</b>	29.99° S	16.59° W	<b>99</b>	29.99° S	0.87° W
<b>10</b>	30.00° S	33.15° W	<b>55</b>	30.00° S	16.32° W	<b>100</b>	29.99° S	0.59° W
<b>11</b>	30.00° S	32.93° W	<b>56</b>	29.99° S	16.02° W	<b>101</b>	29.99° S	0.31° W
<b>12</b>	30.00° S	32.63° W	<b>57</b>	30.00° S	15.73° W	<b>102</b>	29.99° S	0.29° W
<b>13</b>	30.00° S	32.33° W	<b>58</b>	30.00° S	15.44° W	<b>103</b>	30.00° S	0.57° W
<b>14</b>	30.00° S	31.73° W	<b>59</b>	30.00° S	14.86° W	<b>104</b>	30.00° S	1.14° E
<b>15</b>	30.00° S	31.48° W	<b>60</b>	30.00° S	14.56° W	<b>105</b>	29.99° S	1.41° E
<b>16</b>	30.00° S	30.87° W	<b>61</b>	29.99° S	14.03° W	<b>106</b>	29.55° S	1.90° E
<b>17</b>	30.00° S	30.60° W	<b>62</b>	30.00° S	13.73° W	<b>107</b>	29.43° S	2.18° E
<b>18</b>	30.00° S	30.04° W	<b>63</b>	30.00° S	13.18° W	<b>108</b>	29.22° S	2.61° E
<b>19</b>	30.00° S	29.64° W	<b>64</b>	29.99° S	12.62° W	<b>109</b>	29.11° S	2.90° E
<b>20</b>	30.00° S	29.19° W	<b>65</b>	29.99° S	12.35° W	<b>110</b>	29.19° S	3.39° E
<b>21</b>	30.00° S	28.90° W	<b>66</b>	30.00° S	12.01° W	<b>111</b>	29.33° S	3.63° E
<b>22</b>	30.00° S	28.32° W	<b>67</b>	29.98° S	11.53° W	<b>112</b>	29.65° S	3.82° E
<b>23</b>	30.00° S	28.07° W	<b>68</b>	30.00° S	11.26° W	<b>113</b>	29.79° S	4.05° E
<b>24</b>	30.01° S	27.82° W	<b>69</b>	30.00° S	11.00° W	<b>114</b>	29.92° S	4.28° E
<b>25</b>	30.00° S	26.61° W	<b>70</b>	30.00° S	10.66° W	<b>115</b>	29.99° S	4.81° E
<b>26</b>	30.00° S	26.39° W	<b>71</b>	30.00° S	10.39° W	<b>116</b>	29.99° S	5.09° E
<b>27</b>	30.00° S	26.10° W	<b>72</b>	29.99° S	9.86° W	<b>117</b>	29.97° S	5.35° E
<b>28</b>	30.00° S	25.47° W	<b>73</b>	29.99° S	9.58° W	<b>118</b>	29.93° S	5.62° E
<b>29</b>	30.00° S	25.22° W	<b>74</b>	29.99° S	9.25° W	<b>119</b>	29.96° S	5.93° E
<b>30</b>	30.00° S	24.93° W	<b>75</b>	29.99° S	8.96° W	<b>120</b>	29.99° S	6.56° E
<b>31</b>	30.00° S	24.26° W	<b>76</b>	30.00° S	8.65° W	<b>121</b>	30.00° S	6.84° E
<b>32</b>	30.00° S	24.05° W	<b>77</b>	29.99° S	8.09° W	<b>122</b>	29.99° S	7.16° E
<b>33</b>	30.00° S	23.74° W	<b>78</b>	29.99° S	7.82° W	<b>123</b>	29.99° S	7.42° E
<b>34</b>	30.00° S	23.43° W	<b>79</b>	30.00° S	7.49° W	<b>124</b>	29.99° S	7.70° E
<b>35</b>	30.00° S	23.17° W	<b>80</b>	30.00° S	7.18° W	<b>125</b>	29.99° S	8.30° E
<b>36</b>	30.00° S	22.87° W	<b>81</b>	30.00° S	6.90° W	<b>126</b>	29.99° S	8.57° E
<b>37</b>	30.00° S	22.60° W	<b>82</b>	30.00° S	6.37° W	<b>127</b>	29.99° S	9.13° E
<b>38</b>	30.00° S	22.31° W	<b>83</b>	29.99° S	6.09° W	<b>128</b>	30.00° S	9.42° E
<b>39</b>	30.00° S	21.78° W	<b>84</b>	29.99° S	5.89° W	<b>129</b>	30.00° S	9.94° E
<b>40</b>	30.00° S	21.51° W	<b>85</b>	30.00° S	5.60° W	<b>130</b>	30.00° S	10.26° E
<b>41</b>	30.00° S	21.20° W	<b>86</b>	29.99° S	5.32° W	<b>131</b>	29.99° S	10.83° E
<b>42</b>	30.00° S	20.93° W	<b>87</b>	29.99° S	4.77° W	<b>132</b>	29.99° S	11.09° E
<b>43</b>	30.00° S	20.64° W	<b>88</b>	30.00° S	4.46° W	<b>133</b>	30.00° S	11.71° E
<b>44</b>	30.00° S	20.06° W	<b>89</b>	30.00° S	4.21° W	<b>134</b>	30.00° S	12.00° E
<b>45</b>	30.00° S	19.77° W	<b>90</b>	29.99° S	3.92° W			

### 3.6 Energia sobre Estruturas Oceânicas de Mesoescala

Com base em uma análise prévia dos dados obtidos pelo INTERCONF e pela Comissão BR1, três estruturas oceânicas de mesoescala despertaram interesse especial. Durante a OP28 um vórtice quente desprendido da CB foi amostrado (Figura 3.4b) e, ao longo do transecto do NHo Cruzeiro do Sul, um meandro frio e, próximo a costa africana, a intrusão de águas mais quentes provenientes da CA no Oceano Índico foram observados e serão analisados sob o ponto de vista meteorológico (Figura 3.4c,d). A estimativa da energia transferida entre essas estruturas e a atmosfera pode ser feita baseando-se nos dados das radiossondas tomadas sobre e nas vizinhanças das mesmas.

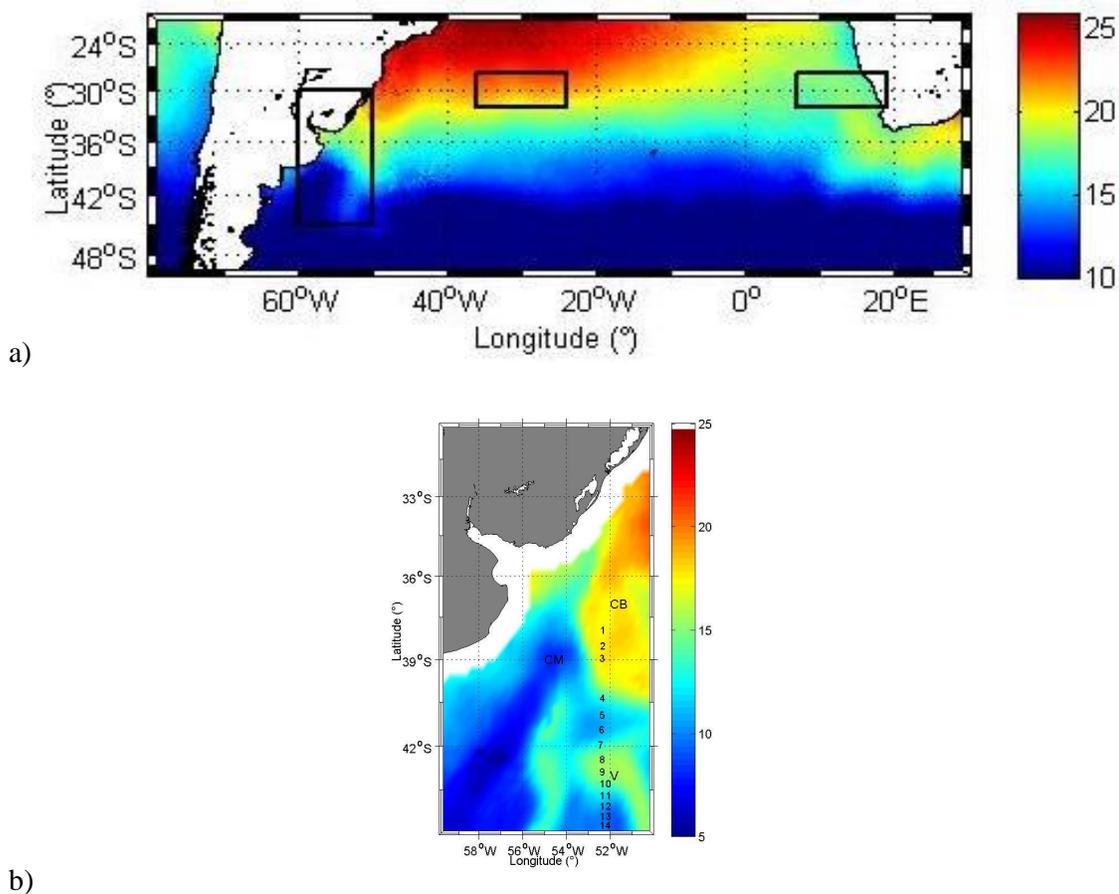


Figura 3.4 – Imagem de TSM derivada do sensor a) AVHRR do mês de novembro de 2009. b) AMSR-E, média de três dias centrada no dia 3 de novembro de 2009. c) AVHRR do dia 25 de outubro de 2009. d) AVHRR do dia 10 de novembro de 2009. Os números correspondem aos locais de lançamentos das radiossondas dos projetos INTERCONF e BR1.

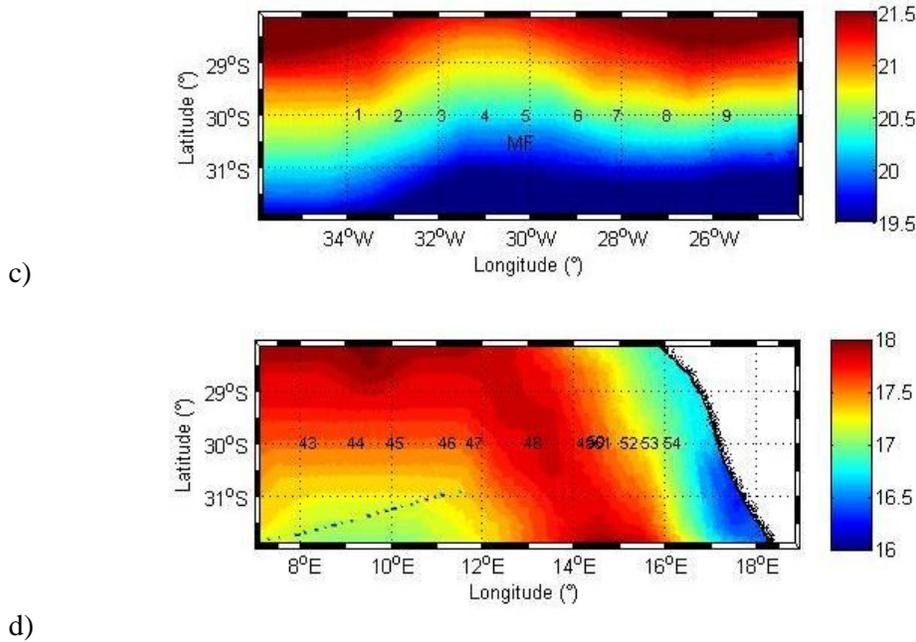


Figura 3.4 – Continuação.

Para realizar a estimativa da energia trocada entre o oceano e atmosfera em virtude da presença dessas estruturas, foi usado o método do balanço integrado na camada limite, descrito em Acevedo et al. (2004). Nesse trabalho, os autores consideraram que a evolução temporal de um dado escalar  $Q$  em um dado ponto pode ser descrita por:

$$\frac{\partial \bar{Q}}{\partial t} = -\bar{U} \frac{\partial \bar{Q}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{w'Q'}}{\partial z} + S \quad (3.4)$$

(1)          (2)          (3)      (4)

O termo (1) representa a evolução local, ou o armazenamento de  $Q$ ; termo (2) é a advecção (transporte horizontal) pelo vento médio; termo (3) é a convergência do fluxo turbulento vertical de  $Q$ ; e o termo (4) inclui as fontes e sumidouros de  $Q$ . Na equação (3.4),  $x$  é a direção da média do vetor vento horizontal, e o fluxo turbulento é negligenciado na direção horizontal. Se os efeitos de advecção também forem negligenciados e não houverem outras fontes ou sumidouros na camada, a evolução temporal da concentração média é dada por  $\frac{\partial \bar{Q}}{\partial t} \approx -\frac{\partial F_0}{\partial z}$  onde  $F_0 \equiv \overline{w'Q'}$  é o fluxo em superfície de  $Q$  dado por:

$$F_0 - F_h \approx \int_0^h \frac{\partial \bar{Q}}{\partial t} dz = h_a \frac{\partial \bar{Q}}{\partial t} \quad (3.5)$$

onde  $h_a$  representa a altura de acumulação. Não é o mesmo que o topo da integração  $h$ , porque  $\frac{\partial \bar{Q}}{\partial t}$  não é necessariamente constante com a altura. A altura  $h_a$  é uma altura equivalente na qual a acumulação poderia ocorrer se fosse constante em todos os níveis.

A diferença da metodologia que será utilizada para estimar a energia transferida pelas estruturas oceânicas consiste no fato de que, enquanto Acevedo et al. (2004) realizaram as amostragens em um lugar fixo com variação no tempo, a amostragem de dados desse trabalho teve variação no tempo e espaço. Como consequência disso, o resultado da integral não será o fluxo de calor mas sim o total de energia transferida durante o experimento de campo.

Desta forma, a estimativa da energia transferida pelo vórtice quente para a atmosfera durante a OP28 será feita com base na comparação entre uma sondagem realizada sobre águas do vórtice e outra sobre águas da CM. A diferença entre estes perfis é proporcional à energia calorífica liberada pelo vórtice. A energia liberada na forma de calor sensível e calor latente pode ser estimada através de:

$$HE = (\overline{T_2 - T_1}) * h * C_p * \rho * A \quad (3.6)$$

$$LE = (\overline{q_2 - q_1}) * h * L_v * \rho * A \quad (3.7)$$

onde  $HE$  e  $LE$  são respectivamente a energia calorífica (em Joules) na forma sensível e latente,  $(\overline{T_2 - T_1})$  e  $(\overline{q_2 - q_1})$  é a diferença média de temperatura e umidade entre os dois perfis,  $h$  é a altura da camada de mistura,  $C_p$  e  $L_v$  são respectivamente o calor específico do ar à pressão constante (J/kgK) e calor latente de evaporação (J/kg),  $\rho$  ( $\text{kg/m}^3$ ) é a densidade do ar e  $A$  ( $\text{m}^2$ ) é a área do vórtice estimada através das imagens de satélite.

Souza et al. (2006) descrevem um método para computar a energia calorífica contida em um vórtice desprendido da CB. No trabalho desses autores, um vórtice quente típico desprendido da CB com um volume aproximado de  $1,37 \times 10^{12} \text{ m}^3$  continha uma energia calorífica de  $4,24 \times 10^{18} \text{ J}$ . Segundo os autores, essa energia é típica para vórtices quentes encontrados na região da CBM. A estimativa da energia contida no vórtice observado durante a OP28 foi realizada utilizando a equação que segue (SOUZA et al. 2006):

$$Hc = \rho * C_p * T * V \quad (3.8)$$

onde  $\rho$  é a densidade da água do mar no interior do vórtice,  $C_p$  é o calor específico da água do mar,  $T$  é a temperatura média do vórtice e  $V$  é o volume do vórtice.

A estimativa da energia trocada entre oceano e atmosfera no meandro frio da CSA e na presença de águas mais quentes da CA pode ser feita com base nas equações (3.6) e (3.7) com a restrição de que, como o meandro não é uma estrutura fechada, a estimativa ficará em função da área e não do volume da estrutura. A integração deve ser feita comparando as diferenças entre um perfil tomado sobre essas estruturas e o perfil médio de duas sondagens de referência.

Uma relação entre transferência de energia entre o meandro e atmosfera pode ser realizada utilizando, para o meandro frio, a mesma equação utilizada para estimar a energia contida no vórtice quente da CB e descrita em Souza et al. (2006). A exceção nesse caso é que, como o meandro não é uma estrutura fechada, a equação será somente multiplicada pela profundidade da influência do meandro. Desta forma, analogamente ao que ocorre para a estimativa de energia das sondagens, a energia do meandro ficará descrita em função da área.

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados deste trabalho serão descritos seguindo a seguinte disposição:

- Estimativas de fluxo de calor entre o oceano e a atmosfera baseadas em dados de satélite;
  - Fluxos de calor na região subtropical do Oceano Atlântico Sul;
  - Fluxos de calor na região da Confluência Brasil-Malvinas.
- Estimativas baseadas nos dados coletados *in situ*;
  - Fluxos de calor na região da Confluência Brasil-Malvinas;
  - Modulação da Camada Limite Atmosférica na região da Confluência Brasil-Malvinas;
  - Fluxos de calor ao longo da Corrente Sul Atlântica.
- Transferência de energia calorífica entre o oceano e a atmosfera sobre estruturas oceânicas de mesoescala;
  - Transferência de energia sobre um vórtice quente desprendido da Corrente do Brasil;
  - Transferência de energia sobre um meandro frio da Corrente Sul Atlântica;
  - Transferência de energia sobre um vórtice quente da Corrente das Agulhas.

### 4.1 Estimativas de fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera baseadas em dados de satélites

#### 4.1.1 Fluxos de calor na região subtropical do Oceano Atlântico Sul

A climatologia anual dos fluxos de calor latente e sensível oriunda de dados do projeto OAFlex, entre os anos de 1980 e 2009, no OAS está apresentada na Figura 4.1. A figura demonstra que os processos de interação entre o oceano e a atmosfera, resultantes do contraste lateral termal entre as distintas massas de água na região da CBM, são evidentes a partir da distribuição horizontal dos fluxos de calor latente e sensível. A distribuição horizontal dos

fluxos de calor latente e sensível demonstra claramente a influência dos contrastes termais superficiais típicos do encontro entre as Correntes do Brasil e das Malvinas na região da CBM nos fluxos de calor no Atlântico Sudoeste (muito evidente nas longitudes próximas a 54° W da Figuras 4.1).

No lado norte da frente oceanográfica, as águas quentes da CB aumentam os fluxos de calor latente ( $150 \text{ W/m}^2$ ) e sensível ( $50 \text{ W/m}^2$ ). Em contrapartida, no lado sul da frente oceanográfica as águas frias da CM fazem com que os fluxos de calor sejam menores ou negativos (da atmosfera para o oceano – calor latente:  $10 \text{ W/m}^2$  e calor sensível:  $-20 \text{ W/m}^2$ ). Trabalhos recentes baseados em dados *in situ* na região da CBM confirmam o aumento dos fluxos de calor sobre as águas mais quentes da CB (PEZZI et al., 2005, 2009; ACEVEDO et al., 2010).

Um processo semelhante ocorre na porção leste do OAS (longitudes aproximadas de 18° E), onde a provável influência dos processos de mesoescala associados à extensão dos vórtices quentes oriundos da CA para dentro do Oceano Atlântico é bem marcada (calor latente:  $180 \text{ W/m}^2$  e calor sensível:  $50 \text{ W/m}^2$ ). Rouault et al. (2000) demonstraram com base em dados *in situ* essa mesma característica de aumento dos fluxos de calor na costa oeste da África. Outra característica visível é que os fluxos de calor possuem uma oscilação ao longo da CSA. Isso pode ser verificado ao longo do paralelo de 30° S, neste caso é notável que os fluxos de calor respondem a característica meandrante da CSA.

Wainer et al. (2003) realizaram uma comparação anual e sazonal de quatro fontes distintas de estimativas de fluxos de calor no OAS com dados de modelagem oceânica. As fontes utilizadas para comparação com o modelo oceânico de circulação global CCSM (Paleoclimate Community Climate System Model) do NCAR foram: a climatologia elaborada por Da Silva et al. (1994) entre os anos de 1945 e 1993, climatologia do NCEP/NCAR entre os anos de 1957 e 1996, climatologia mensal de Esbensen-Kushnir entre 1946 e 1979 e a climatologia do Southampton Oceanography Center entre os anos de 1980 e 1993.

Nesse trabalho, as fontes de dados apresentadas pelos autores demonstram valores de fluxo de calor latente variando entre  $130 \text{ W/m}^2$  e  $80 \text{ W/m}^2$  sobre as águas da CB. Os valores máximos de fluxo de calor latente nas fontes apresentadas pelos autores são próximos a  $130 \text{ W/m}^2$  e são encontrados sobre as águas quentes da CB. No entanto, as fontes apresentadas pelos autores indicam ganho de energia da atmosfera em todo OAS contrastando com os valores negativos de fluxos de calor em latitudes próximas à 50° S da climatologia elaborada no presente trabalho.

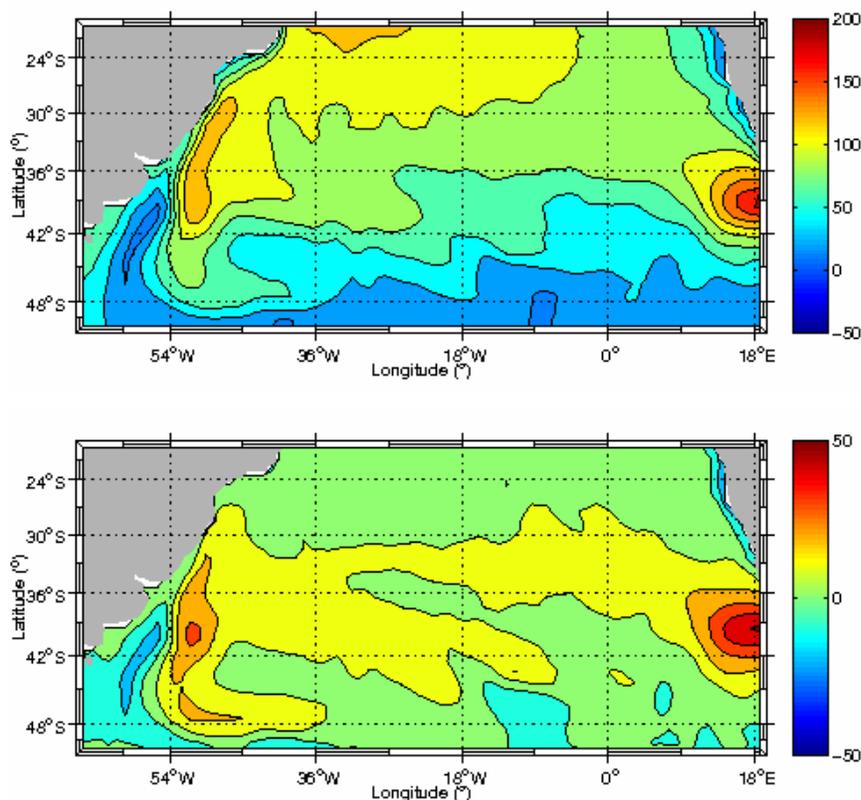


Figura 4.1 – Climatologia anual dos fluxos de calor latente (painel superior) e sensível (painel inferior) no OAS em  $\text{W/m}^2$ .

Ao observarmos a variação sazonal dos fluxos de calor, nota-se a intensificação dos fluxos de calor do oceano para a atmosfera nos meses mais frios do ano no HS (junho, julho e agosto) para todo o OAS. Nesses meses os valores de fluxo de calor latente (Figura 4.2) são maiores que  $100 \text{ W/m}^2$  acima do paralelo de  $36^\circ \text{ S}$  enquanto que nos meses mais quentes do ano (dezembro, janeiro e fevereiro) os valores de fluxo de calor na mesma faixa de latitude são, quase que em sua maioria, menores que  $100 \text{ W/m}^2$ . A mesma característica pode ser notada em mais altas latitudes onde, nos meses de verão do HS, o fluxo de calor latente da atmosfera para o oceano é mais intenso (valores negativos de fluxo de calor).

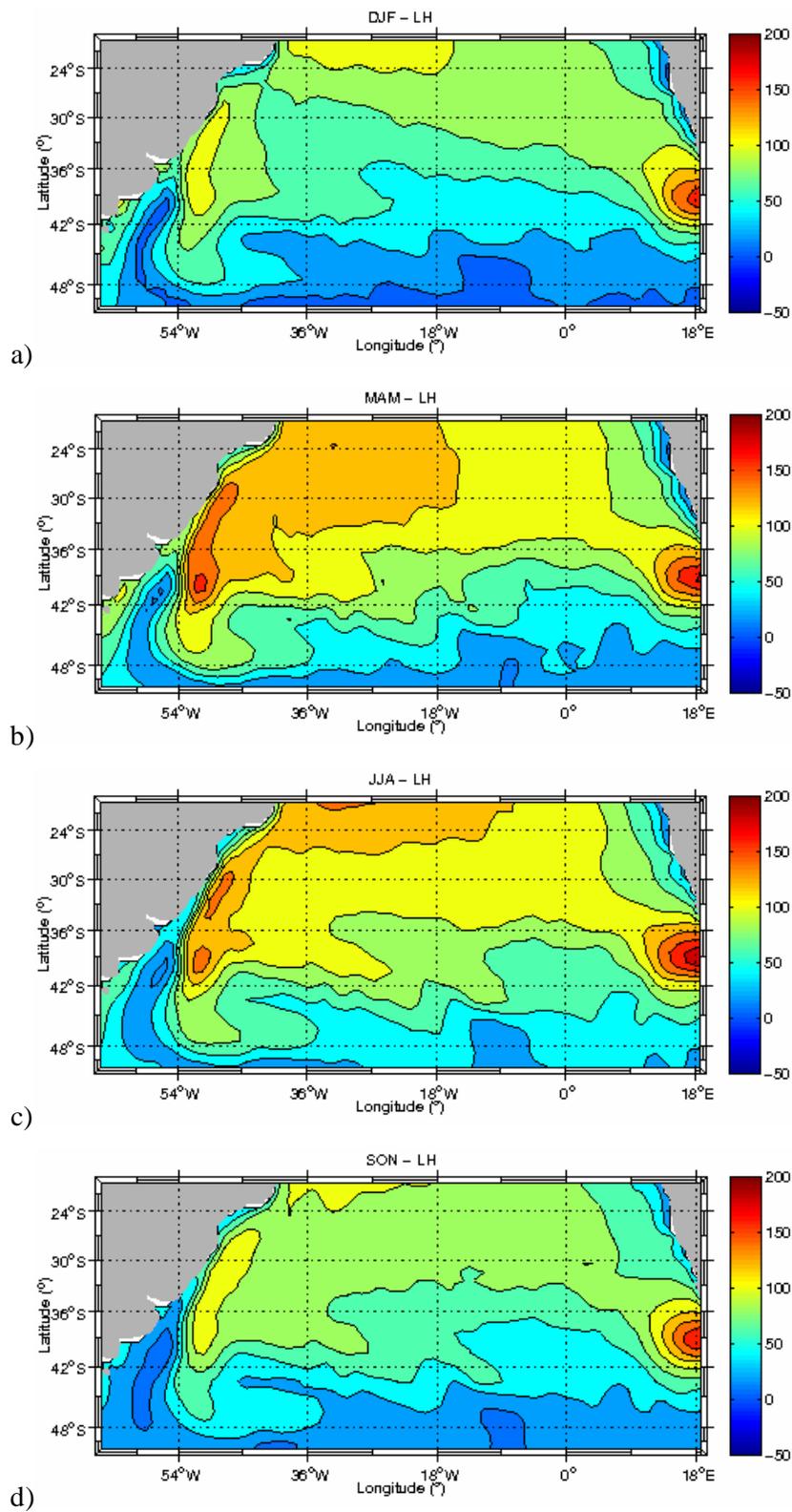


Figura 4.2 – Climatologia sazonal dos fluxos de calor latente no OAS em  $\text{W/m}^2$ : a) Verão. b) Outono. c) Inverno. d) Primavera.

A climatologia dos fluxos de calor sensível (Figura 4.3) demonstra que, durante os meses quentes no HS, a maior parte da parte subtropical do OAS é caracterizada por um fluxo de calor sensível nulo ou muito próximo de zero em médias latitudes. Em latitudes mais altas a atmosfera perde calor sensível para o oceano e, somente sobre as águas da CB na região da CBM e na porção leste do OAS onde águas quentes provenientes da CA exercem influência, a transferência de calor na forma sensível é positiva.

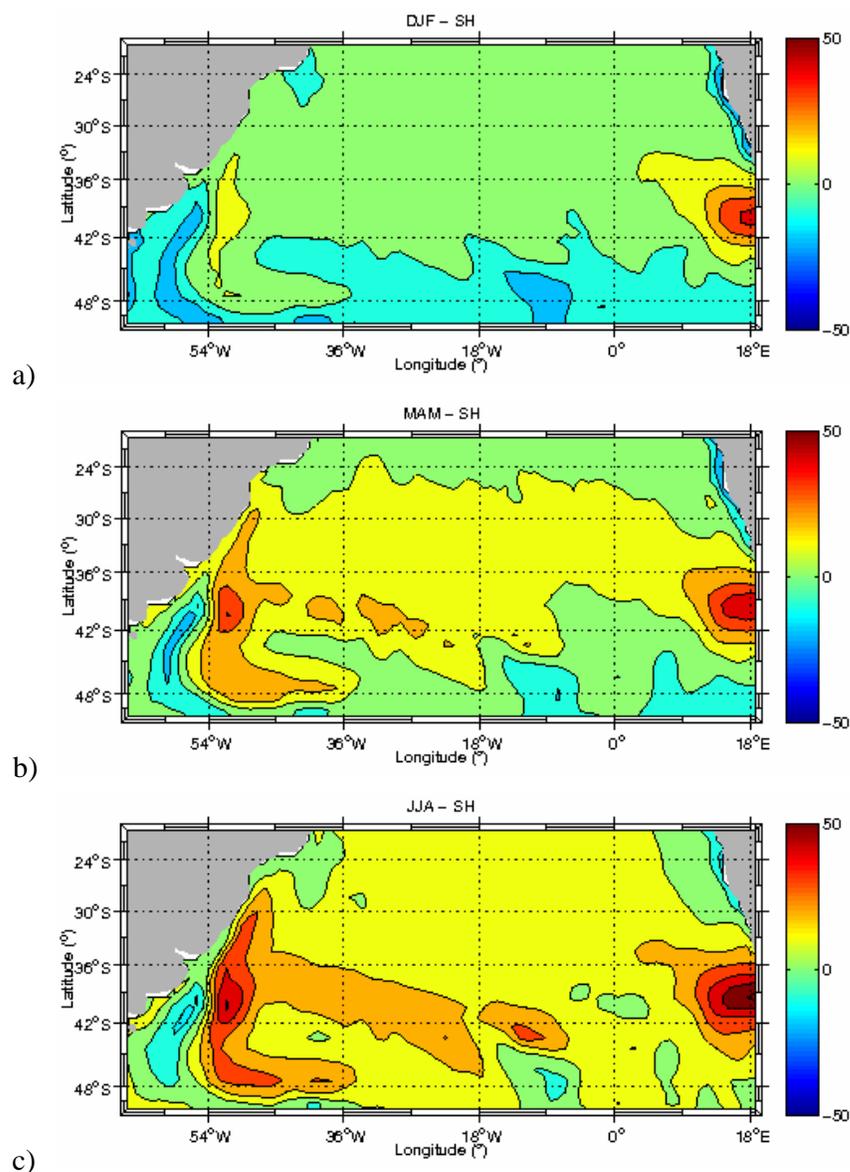


Figura 4.3 – Climatologia sazonal dos fluxos de calor sensível no OAS em  $W/m^2$ : a) Verão. b) Outono. c) Inverno. d) Primavera.

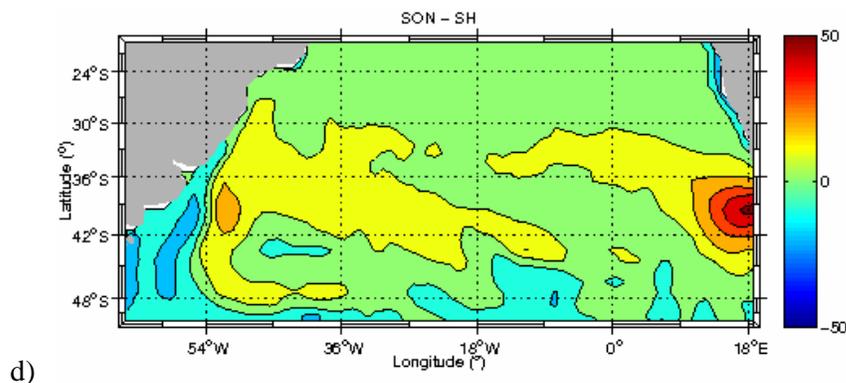


Figura 4.3 – Continuação.

Através da climatologia sazonal dos fluxos de calor na parte subtropical do OAS, observa-se que as regiões que apresentam variação dos fluxos de calor ao longo do ano são a região da CBM e a costa leste do OAS onde os fluxos de calor aumentam durante os meses de inverno no HS. A região da CBM é considerada uma região chave para o entendimento entre os processos de teleconexão entre o continente Antártico e a América do Sul e, por esse motivo, na próxima seção serão discutidas as variações dos fluxos de calor ao longo do ano na região da CBM.

#### 4.1.2 Fluxos de calor na região da Confluência Brasil-Malvinas

Analisando a variação mensal da climatologia dos fluxos de calor na região da CBM (Figura 4.4 e 4.5), nota-se que a intensidade dos fluxos de calor dos dois lados (quente e frio) da CBM aumenta durante os meses de maio, junho e julho. Em seu estudo climatológico, Tokinaga et al. (2005) demonstram uma maior variabilidade dos ventos sobre a CB. No trabalho desses autores, também pode-se observar que os meses de maior intensidade do vento coincidem com os meses em que os fluxos de calor são maiores sobre a CB e no qual a diferença entre TSM e temperatura do ar é maior em ambos os lados da CBM.

Nos meses de maio, junho e julho os valores de fluxo de calor latente (sensível) são próximos à  $200 \text{ W/m}^2$  ( $40 \text{ W/m}^2$ ) sobre águas da CB enquanto que nos meses de dezembro e janeiro esses fluxos são próximos à  $100 \text{ W/m}^2$  ( $20 \text{ W/m}^2$ ) sobre a mesma região. A

intensificação dos fluxos de calor nos meses de maio, junho e julho também é observada sobre águas da CM.

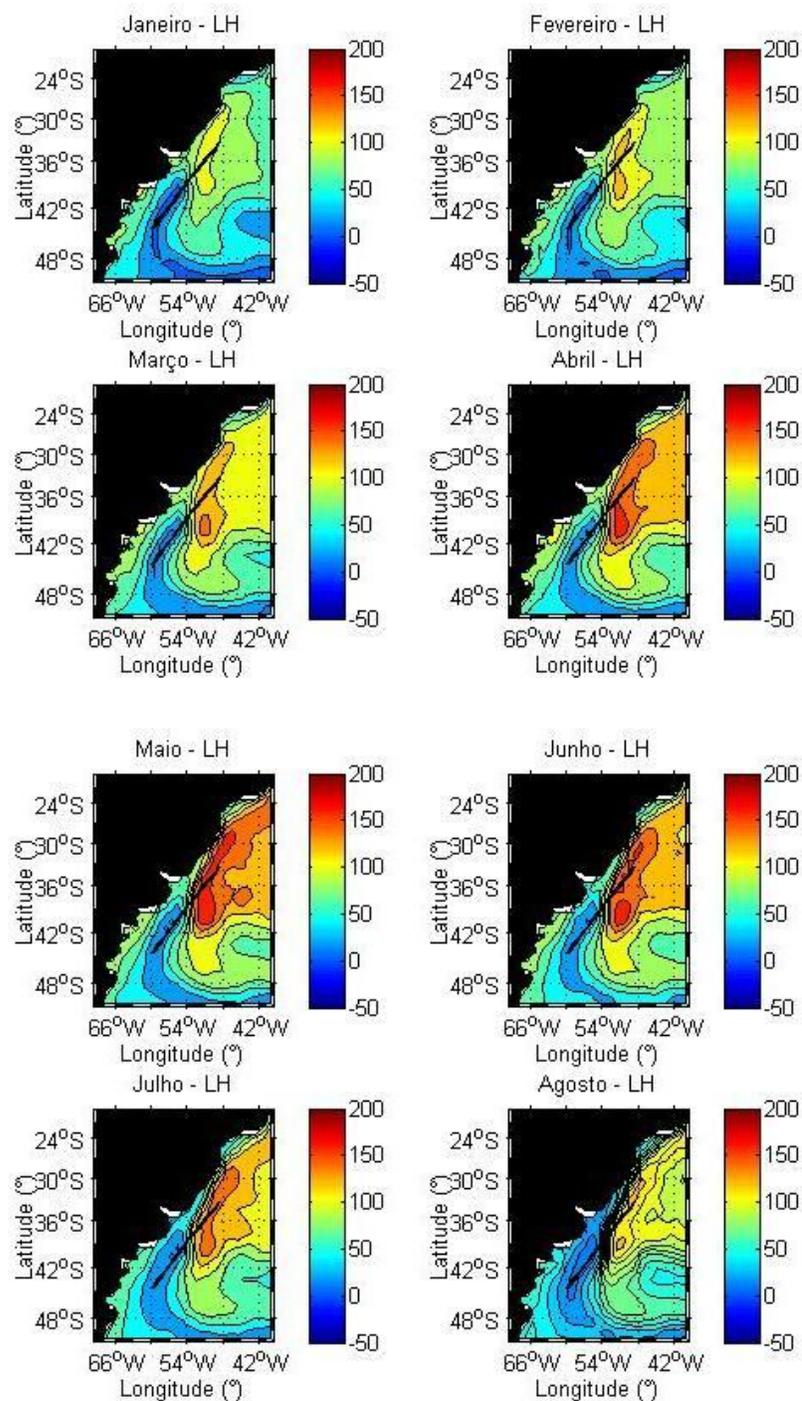


Figura 4.4 – Climatologia dos fluxos de calor latente (LH), em  $W/m^2$ , na região da CBM. A linha preta sólida representa um transecto hipotético cruzando a CBM.

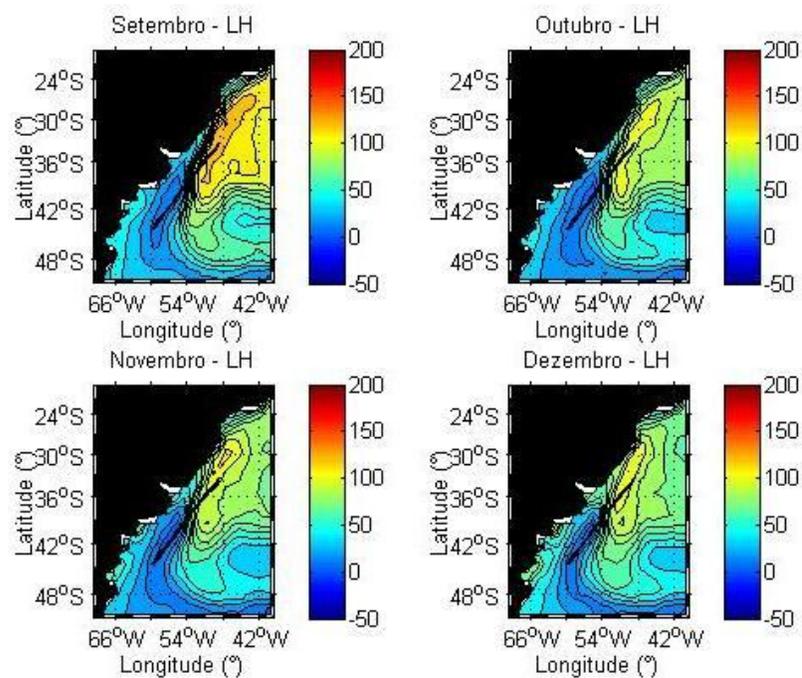


Figura 4.4 – Continuação.

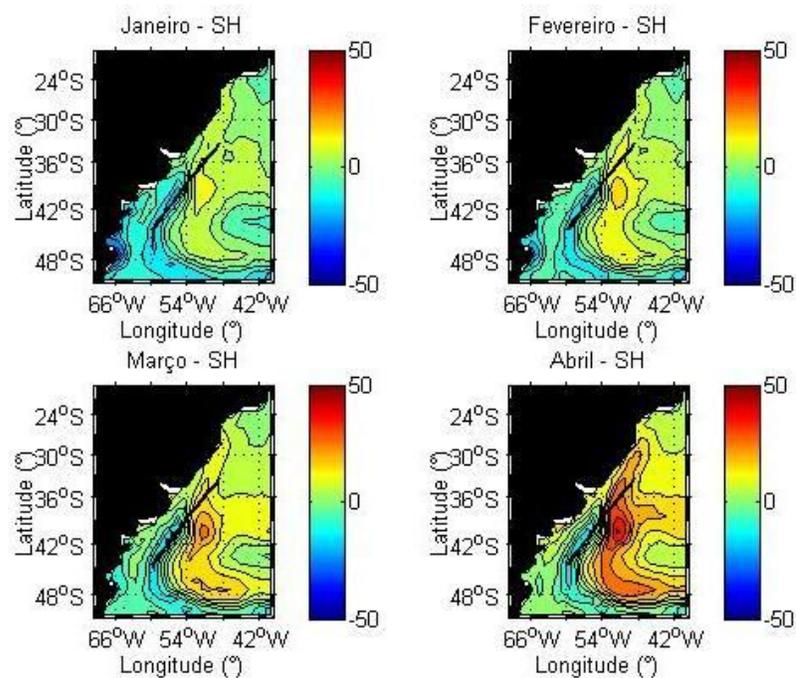


Figura 4.5 – Climatologia dos fluxos de calor sensível (SH), em  $\text{W/m}^2$ , na região da CBM. A linha preta sólida representa um transecto hipotético cruzando a CBM.

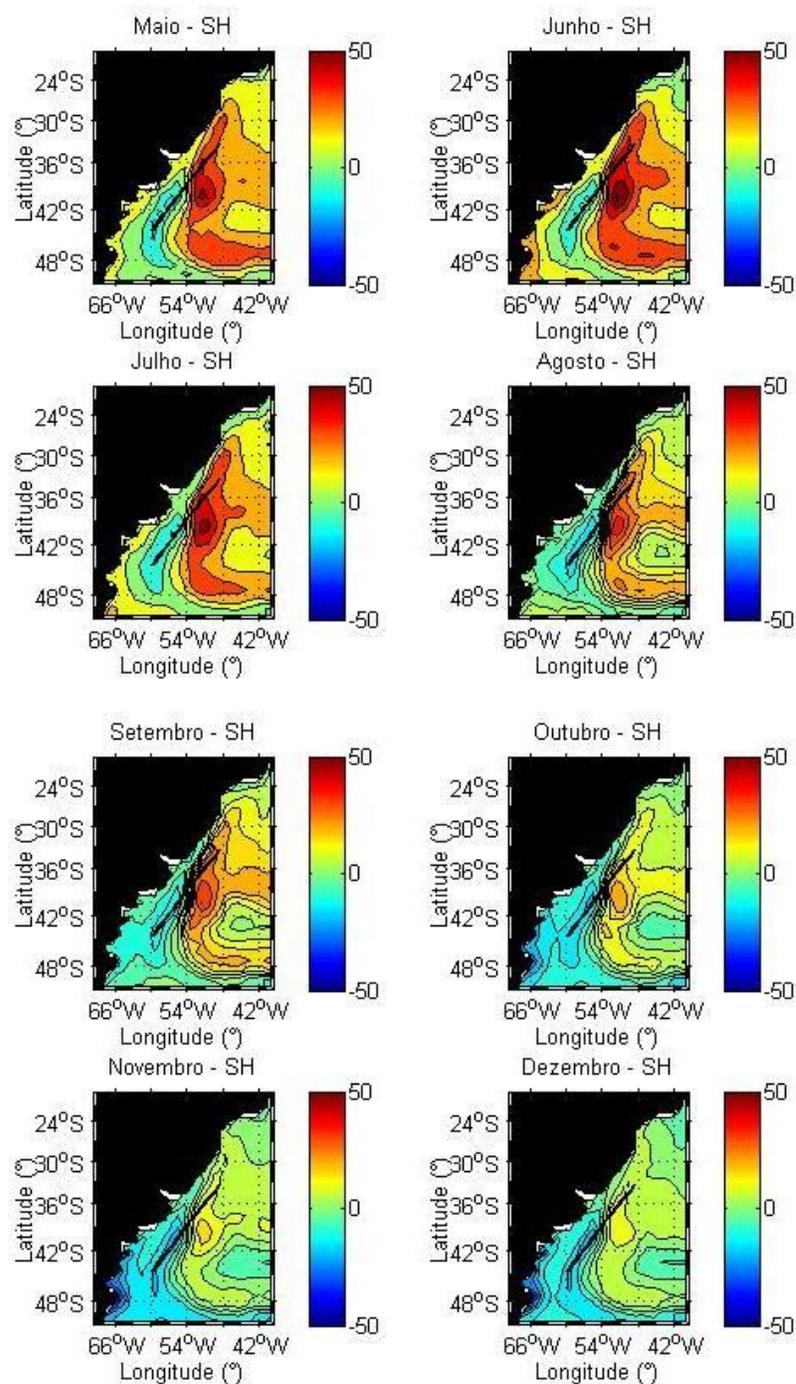


Figura 4.5 – Continuação.

Uma característica muito bem documentada da região da CBM é a oscilação da região da frente oceanográfica ao longo do ano como resposta da variação sazonal da Alta Subtropical do Atlântico Sul. Durante o inverno do HS a frente oceanográfica se desloca para

o norte e durante o verão a sua posição é encontrada mais ao sul. Reid et al. (1977) demonstraram que a posição média da CBM varia entre 36° S e 39° S entre o inverno e o verão respectivamente. Legeckis e Gordon (1982) decreveram as latitudes de 38° S e 46° S como as latitudes máximas onde poderiam ser encontradas águas da CB no Oceano Atlântico Sudoeste durante o inverno e verão, respectivamente.

No entanto, ao observarmos a variação sazonal dos fluxos de calor com base da climatologia baseada em dados do projeto OAFlux nota-se que, embora a magnitude dos fluxos de calor sofra alterações ao longo do ano, a posição da região de maior contraste dos fluxos de calor na região da CBM permanece inalterada. A climatologia dos dados de TSM do projeto OAFlux (Figura 4.6), demonstra que os dados do TSM do projeto representam a variação sazonal da frente oceanográfica, no entanto, as climatologia da estabilidade do ar (TSM-Tar) com base nos dados do projeto (Figura 4.7) apresenta a região de maior contraste com uma mesma latitude ao longo do ano. Essa característica pode explicar o fato da região de maior contraste das estimativas dos fluxos de calor não oscilar latitudinalmente ao longo do ano na região da CBM.

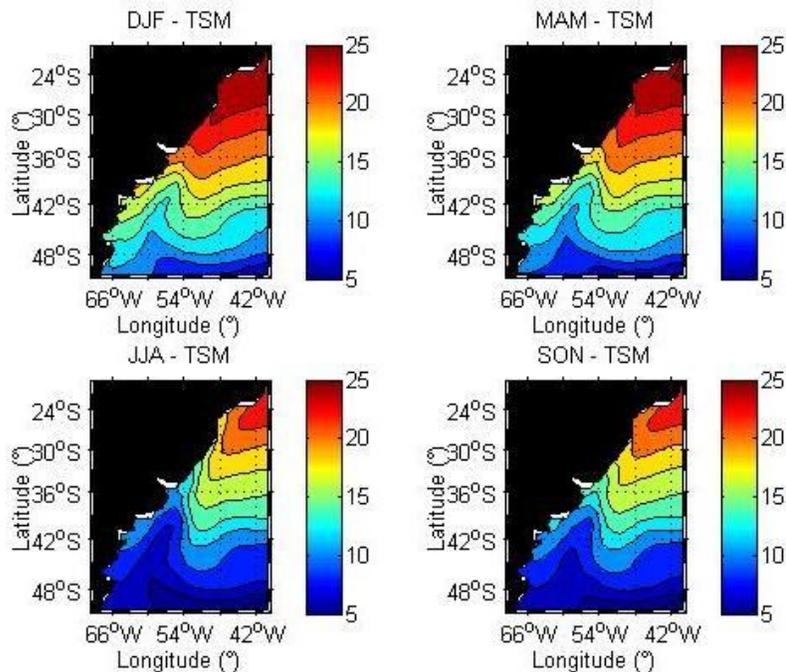


Figura 4.6 – Climatologia da TSM na região da CBM.

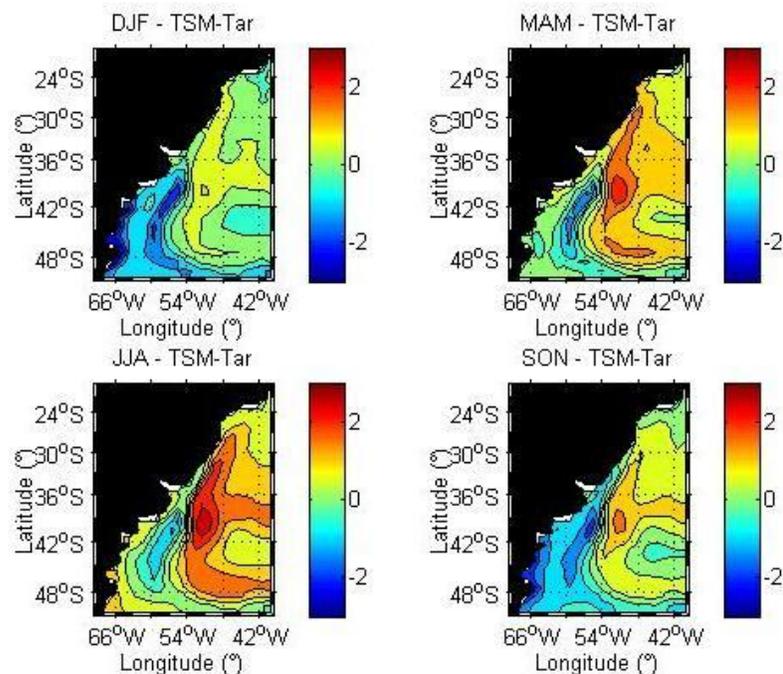


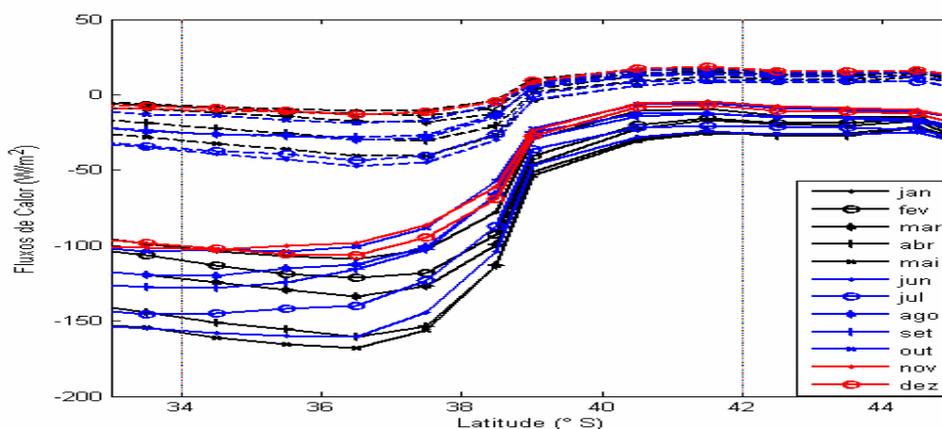
Figura 4.7 – Climatologia da estabilidade do ar (TSM - Tar) na região da CBM.

Os dados da reanálise do modelo do NCEP são amplamente utilizados em estudos meteorológicos. Embora possa oferecer a mesma resolução temporal a reanálise, no entanto, possui baixa resolução espacial quando comparada a bases de dados oceânicos, como a do projeto OAFlux. A climatologia dos fluxos de calor baseada nos dados do projeto OAFlux foi comparada com a climatologia dos dados de reanálise NCEP ao longo de um transecto hipotético próximo àquele percorrido pelo navio para a tomada de dados *in situ* do INTERCONF que cruza meridionalmente a região da CBM (vide Figura 4.4).

Por serem visualmente semelhantes aos mapas de fluxos de calor na região da CBM com base nos dados do projeto OAFlux, os mapas da climatologia dos dados de reanálise não serão apresentados e será somente mostrada a comparação entres as duas fontes ao longo do transecto. Os resultados, apresentados na Figura 4.8, demonstram que as duas fontes de dados representam bem o gradiente de fluxos de calor em função da diferença de TSM existente na região da CBM. A Figura 4.8 mostra também que as estimativas são comparáveis com aquelas realizadas a partir de dados *in situ* descritas em Pezzi et al. (2009). Nessa figura, o eixo de referência foi alterado para facilitar a comparação com o trabalho de Pezzi et al. (2009) e, neste caso, valores negativos indicam fluxo de calor do oceano para a atmosfera.

Da comparação entre o gradiente de fluxos de calor ao longo da frente oceanográfica na região da CBM das estimativas baseadas em dados do projeto OAFlux e estimativas baseadas em dados coletados *in situ* apresentadas em Pezzi et al. (2009) nota-se que: com exceção das estimativas de fluxos de calor latente da OP25 (Figura 4.8c), na qual o fluxo de calor latente varia em torno de  $190 \text{ W/m}^2$  ao longo da frente oceanográfica, para as outras OPs nas quais o INTERCONF realizou experimentos de campo (não demonstradas), a variação latitudinal de fluxos de calor da climatologia baseada em dados de satélite se assemelha a variação encontrada nos cruzeiros do INTERCONF onde o fluxo de calor latente varia em torno de  $100 \text{ W/m}^2$  ao longo da frente oceanográfica.

No entanto na comparação entre estimativas do projeto OAFlux e reanálise e, tomando como verdade referencial as estimativas do projeto OAFlux por possuírem uma maior resolução espacial em comparação aos dados de reanálise, notam-se que as maiores diferenças entre as estimativas baseadas em dados de reanálise e do projeto OAFlux (reanálise superestima os dados do OAFlux) ocorrem sobre o lado frio da CBM, ao sul da região onde os maiores contrastes de calor sensível e latente ocorrem por conta da localização da frente oceanográfica entre a CB e a CM. Essa diferença é mais notável durante os meses quentes do ano no HS (novembro a março). A Tabela 4.1 apresenta os valores das estimativas de fluxos de calor com base em dados do projeto OAFlux e da reanálise e a relação percentual entre esses dados. Na relação percentual é demonstrado em quantas vezes as estimativas da reanálise superestimam/subestimam as estimativas do projeto OAFlux.



a)

Figura 4.8 – Climatologia dos fluxos de calor com base em dados do a) projeto OAFlux. b) Reanálise NCEP/NCAR. c) Estimativas com base em dados tomados *in situ* em novembro de 2006 descrita em Pezzi et al. (2009): nessa figura, a linha vertical delimita a posição da frente oceanográfica entre a CB e a CM. As linhas inteiras indicam o calor latente; as linhas tracejadas indicam o calor sensível.

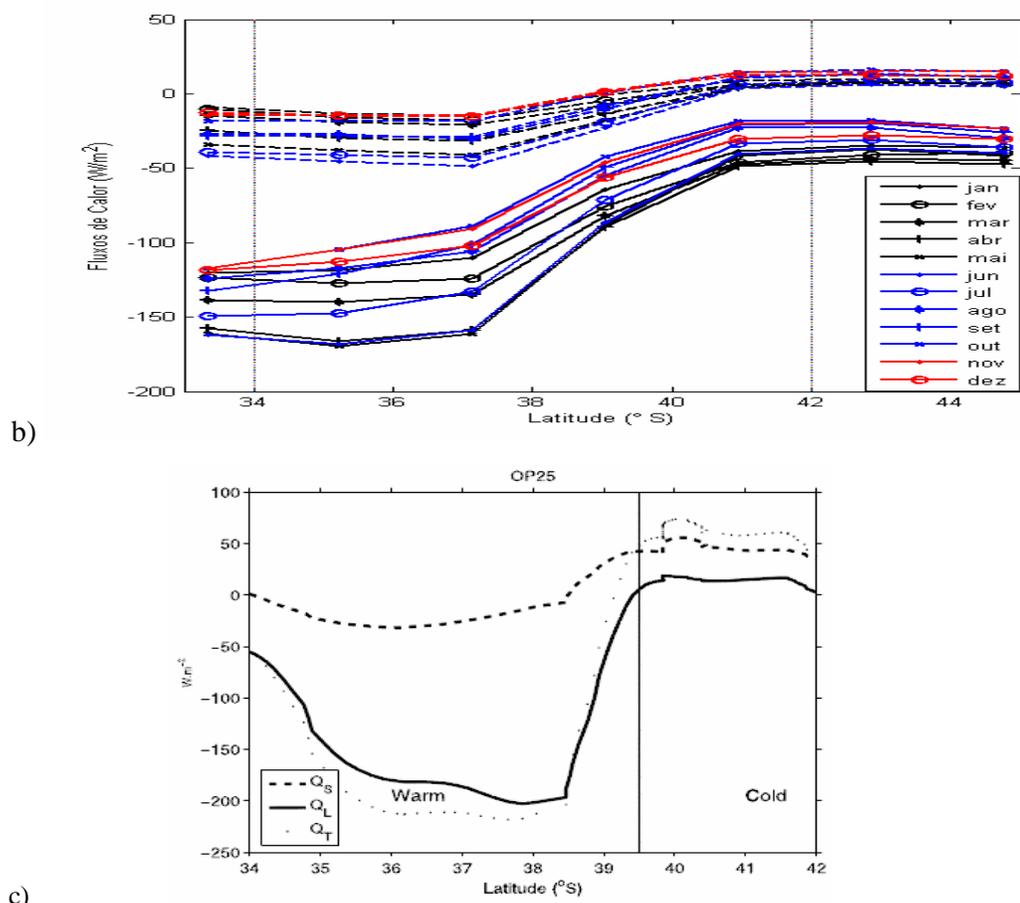


Figura 4.8 – Continuação.

Considerando que as diferenças encontradas entre as estimativas do projeto OAFlux e dos dados de reanálise na parte fria da CBM poderia estar relacionada com a intensidade do vento, que é uma variável de entrada para a estimativa dos fluxos de calor, analisou-se uma série de 10 anos (2000 a 2009) de dados de intensidade de vento na região da CBM de reanálise e do satélite QuikScat (Figura 4.9). Observou-se que os dados de reanálise tendem a subestimar a intensidade do vento na região da CBM, principalmente na parte norte da confluência onde se encontram as águas da CB. Isso poderia ser um indicativo de porque as estimativas de fluxos de calor do NCEP são mais altas que as do projeto OAFlux.

Tabela 4.1 – Estimativas de fluxo de calor latente e sensível ao longo do transecto hipotético dos projetos OAFlux e reanálise e a relação percentual entre as duas fontes de dados.

latitude/mês		Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
<b>OAFlux (W/m<sup>2</sup>)</b>													
33,33° S	Ql	98	105	119	143	154	154	145	119	127	103	101	98
	Qs	6	6	9	18	28	34	34	23	23	12	9	7
35,24° S	Ql	106	117	128	154	164	159	143	116	125	104	100	105
	Qs	9	11	14	25	35	42	39	27	27	16	11	10
37,14° S	Ql	105	119	129	156	160	150	129	105	107	93	91	99
	Qs	10	13	18	30	40	46	42	29	27	18	12	12
39,05° S	Ql	51	64	70	79	81	83	59	43	46	38	40	46
	Qs	-4	0	4	8	14	15	12	3	3	-1	-3	-3
40,95° S	Ql	10	18	20	27	28	27	21	12	13	6	5	8
	Qs	-17	-15	-13	-11	-7	-7	-9	-14	-13	-16	-18	-18
42,86° S	Ql	14	19	20	27	26	26	21	15	15	9	8	11
	Qs	-15	-13	-13	-10	-8	-8	-9	-13	-12	-14	-16	-16
44,76° S	Ql	19	21	23	26	25	28	26	20	19	13	12	16
	Qs	-14	-13	-13	-12	-10	-7	-7	-10	-10	-14	-15	-14
<b>Reanálise (W/m<sup>2</sup>)</b>													
33,33° S	Ql	121	123	138	158	161	162	149	124	133	117	117	118
	Qs	9	10	15	24	34	42	39	27	29	19	14	12
35,24° S	Ql	118	127	140	166	169	168	147	117	121	105	105	113
	Qs	13	16	19	30	38	45	41	27	28	18	14	15
37,14° S	Ql	110	124	135	158	161	159	133	106	102	89	91	102
	Qs	14	18	21	31	41	49	43	30	29	18	15	15
39,05° S	Ql	64	76	82	89	88	86	71	55	49	42	46	56
	Qs	1	5	7	13	18	23	19	10	7	-1	-2	-1
40,95° S	Ql	38	46	47	49	42	40	33	23	21	18	20	30
	Qs	-9	-6	-6	-5	-4	-4	-6	-11	-11	-15	-15	-12
42,86° S	Ql	35	41	43	45	37	36	31	23	19	18	19	28
	Qs	-10	-8	-8	-8	-7	-6	-9	-14	-13	-16	-15	-13
44,76° S	Ql	36	39	45	47	42	40	36	30	26	23	23	30
	Qs	-9	-7	-6	-7	-7	-5	-7	-11	-11	-15	-15	-12
<b>Relação Percentual (reanálise/OAFlux)*100% (%)</b>													
33,33° S	Ql	123	117	117	110	105	105	103	104	104	114	116	121
	Qs	64	52	48	56	67	72	102	105	109	109	103	81
35,24° S	Ql	112	108	109	108	103	106	103	101	96	101	104	107
	Qs	65	60	63	80	88	78	102	107	113	112	96	81
37,14° S	Ql	105	104	104	101	101	106	103	101	95	96	100	103
	Qs	52	43	42	43	58	54	70	83	81	89	82	70
39,05° S	Ql	126	118	117	112	109	119	120	127	108	111	114	122
	Qs	-16	7899	214	156	126	148	163	324	228	65	78	40
40,95° S	Ql	379	253	238	181	148	151	157	184	155	297	407	399
	Qs	137	134	117	104	101	107	103	103	107	104	120	131
42,86° S	Ql	250	217	218	165	144	140	143	152	131	188	240	258
	Qs	146	149	140	120	107	108	105	103	105	111	125	141
44,76° S	Ql	190	191	197	181	168	143	139	146	140	177	190	192
	Qs	154	159	155	136	123	122	116	115	124	149	154	174

Nota-se também que, enquanto os dados de intensidade do vento do QuikScat representam corretamente o gradiente norte-sul encontrado na região da CBM ou seja, ventos mais intensos no lado quente (norte) da frente oceanográfica e ventos mais brandos no lado frio (sul), os dados da reanálise indicam ventos mais intensos no lado sul da frente onde predominam águas da CM. O perfil latitudinal ao longo da região da CBM demonstra que a intensidade do vento estimada pelo QuikScat sofre uma redução de 8 m/s para 6 m/s ao passar das águas da CB para as águas da CM, o perfil com base em dados da reanálise no entanto, apresenta uma intensificação dos ventos que passam de 2 m/s para 4 m/s.

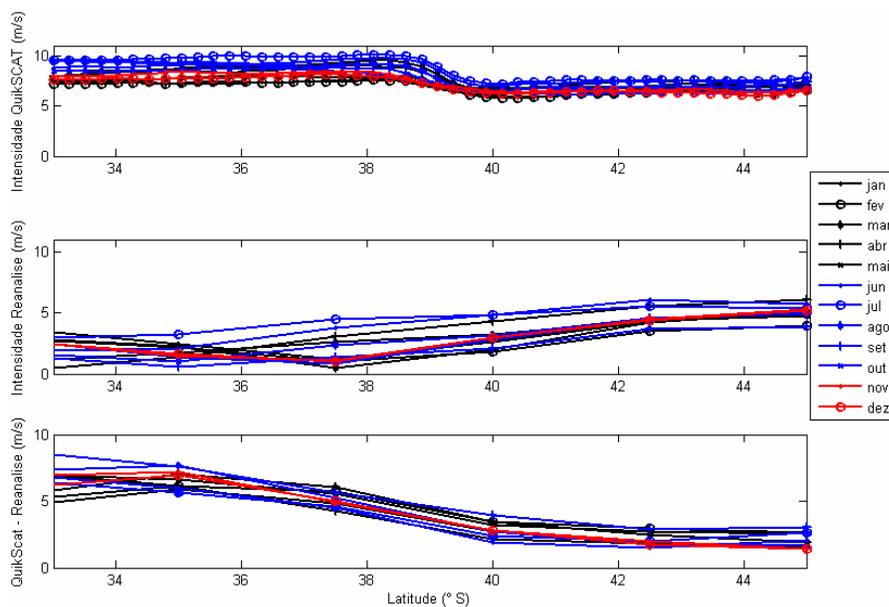


Figura 4.9 – Climatologia da intensidade do vento com base em dados do a) sensor QuikScat b) Reanálise NCEP/NCAR. c) QuikScat - Reanálise.

## 4.2 Estimativas baseadas nos dados coletados *in situ*.

### 4.2.1 Fluxos de calor na região da Confluência Brasil-Malvinas

Utilizando dados meteorológicos e oceanográficos medidos *in situ* durante cruzeiros do INTERCONF que cruzaram a região de estudo entre os anos de 2003 a 2009 foram

estimados os fluxos turbulentos de calor seguindo o esquema proposto por Fairall et al. (1996). Os resultados encontrados (Figura 4.10) demonstram que no lado quente (norte) da frente oceanográfica entre a CB e a CM os fluxos médios de calor latente ( $62 \text{ W/m}^2$ ) e calor sensível ( $0,6 \text{ W/m}^2$ ) indicam um intenso fluxo de calor do oceano para a atmosfera e uma CLA instável. Por outro lado, no lado frio (sul) da frente valores mais baixos de calor latente ( $5,8 \text{ W/m}^2$ ) e sensível ( $-13,8 \text{ W/m}^2$ ) caracterizam uma CLA mais estável. A análise da intensidade do vento nos dois lados da frente indica ventos mais intensos sobre águas mais quentes. Sobre águas da CB os ventos possuem uma intensidade média de  $8,5 \text{ m/s}$ , enquanto que sobre a CM, a sua intensidade baixa para  $6,9 \text{ m/s}$ .

A análise dos fluxos de calor médios para os diversos anos nos quais os dados foram coletados mostra claramente que no lado norte da frente a atmosfera é mais instável, resultando em ventos mais fortes e numa intensa troca de energia entre o oceano e a atmosfera. Esses resultados corroboram outros estudos baseados em dados do programa INTERCONF. Pezzi et al. (2005, 2009) e Acevedo et al. (2010), por exemplo, demonstraram que na escala sinótica no lado quente da frente oceanográfica os ventos e os fluxos de calor são mais intensos que no lado frio.

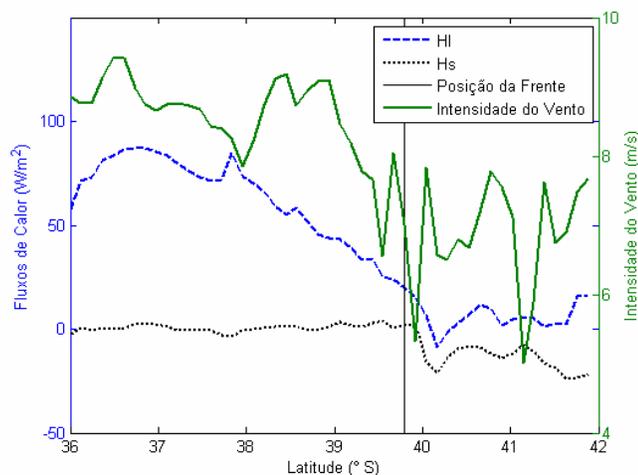


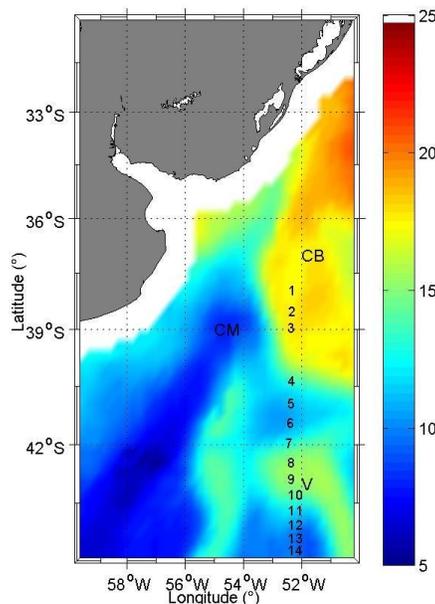
Figura 4.10 – Perfil latitudinal médio da intensidade do vento ( $\text{m/s}$ ), fluxo de calor latente (HI) e sensível (Hs) baseados em dados das Operações Antárticas 23-28 (anos de 2004 a 2009). A linha vertical delimita a posição da frente oceanográfica.

As estimativas de fluxos de calor com base em dados *in situ* do projeto INTERCONF são condizentes com estudos anteriores baseados em outras fontes de dados como estimativas de satélite e modelagem numérica. Tokinaga et al. (2005) apresentaram na sua climatologia

anual, ventos próximos a 8 m/s sobre águas da CB e ventos mais brandos (6 m/s) sobre águas da CM. Wainer et al. (2003) demonstram fluxos de calor mais intensos no lado quente da frente oceanográfica da CBM contrastando com fluxos mais baixos no lado frio.

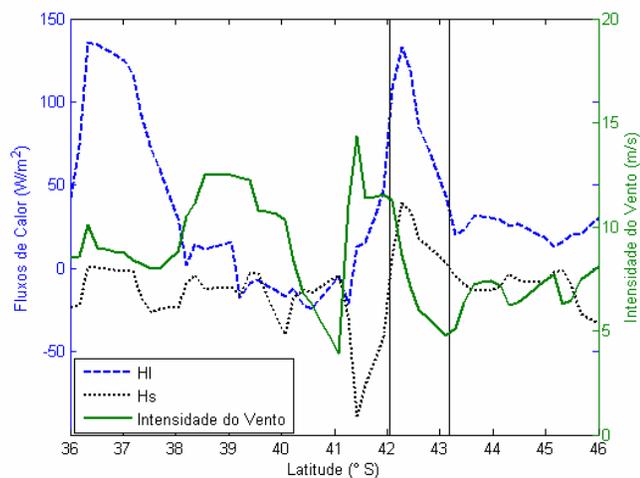
No ano de 2009 (OP28), pela primeira vez no INTERCONF, o NApOc Ary Rongel teve a oportunidade de cruzar um vórtice quente despreendido da CB e presente na região dominada por águas mais frias da região de influência da CM. Esse vórtice foi previamente mapeado em imagens de satélite (Figura 4.11a), que serviram para dirigir o navio até o local onde ele se encontrava na época. Estruturas oceânicas de mesoescala como meandros e vórtices podem ser responsáveis por intensas trocas de calor entre oceano e atmosfera (LINDZEN e NIGAM, 1987; TOKINAGA et al., 2005; SMALL et al., 2008).

As estimativas de calor latente e sensível realizadas com os dados observados durante a OP28 sobre a CBM confirmam a hipótese desses autores. Na Figura 4.11b nota-se claramente o aumento dos fluxos de calor, do oceano para a atmosfera, sobre o vórtice quente que, na época do experimento de campo, esteve situado entre 42° S e 43° S. Os valores de fluxo de calor latente sobre o vórtice ( $88 \text{ W/m}^2$ ) tem magnitude comparável as encontradas sobre as águas da CB e muito maiores que os valores encontrados em águas circunvizinhas, que são características da CM.



a)

Figura 4.11 – a) Imagem de TSM do sensor AMSR-E média de 3 dias, centrada no dia 3 de novembro de 2009, com os locais de lançamentos de radiossondas. O vórtice quente (V) está localizado entre cerca de 42 e 43 ° S, 51 a 54 ° W. b) Intensidade do vento e fluxos de calor sensível (Hs) e latente (HI) em  $\text{W/m}^2$  estimados para a OP28 na região da CBM. As linhas verticais delimitam a posição aproximada do vórtice.



b)

Figura 4.11 – Continuação.

No entanto, ao observarmos a intensidade do vento medida no navio durante a OP28, nota-se que a intensidade do vento diminui sobre o vórtice. Uma provável explicação para o ocorrido, é que no momento que o navio cruzou o vórtice, o mesmo se encontrava sob a influência de um sistema de grande escala de alta pressão, como demonstrado na Figura 4.12.

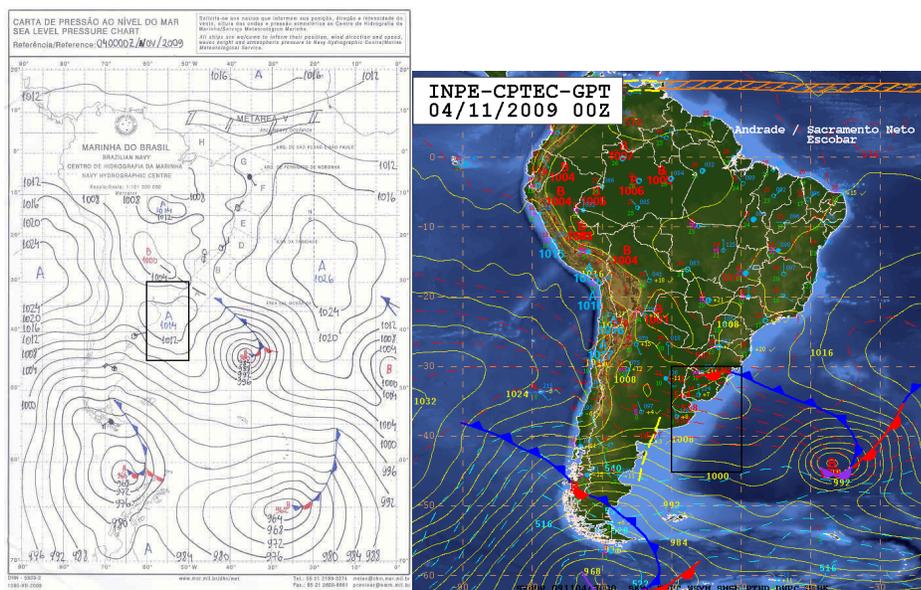


Figura 4.12 – Cartas sinóticas de pressão ao nível do mar para o dia 4 de novembro no horário das 00 UTC. O retângulo delimita a região da CBM. Fonte: Marinha do Brasil (esq.) e CPTEC/INPE (dir.).

#### 4.2.2 Modulação da Camada Limite Atmosférica na região da Confluência Brasil-Malvinas

As figuras 4.13 e 4.14 representam a estrutura da CLA com base nas sondagens realizados pelo INTERCONF e separadas em grupos através das imagens de satélite de acordo com sua posição na região de estudo: (i) lado quente (norte) e (ii) lado frio (sul). Os perfis representam perfis médios tomados in situ entre 2004 e 2009. Os perfis referentes ao vórtice quente são derivados de dados tomados apenas em 2009. A Figura 4.13 apresenta nos seus painéis do lado esquerdo os perfis de temperatura potencial em função da altura (perfis médios no painel superior e de mediana no painel inferior). No lado direito da Figura 4.13 são apresentados os perfis de umidade específica em função da altura. Na Figura 4.14 podem-se observar os perfis das componentes U (lado esquerdo) e V (lado direito) do vento em função da altura.

Através dessas duas figuras podemos observar a importância dos gradientes de TSM na modulação da CLA. Os perfis médios de temperatura potencial demonstram que no lado quente (norte) da frente oceanográfica a CLA é mais quente e mais bem desenvolvida que o lado frio (sul) da frente, região essa que é caracterizada por uma CLA mais estável. Os perfis das sondagens realizadas sobre o vórtice mostram uma camada de mistura bem desenvolvida com altura próxima a 600 m de altura.

Observa-se nos perfis de umidade específica que no lado quente (norte) da frente encontra-se uma atmosfera com uma camada de mistura mais bem desenvolvida com altura aproximada de 300 m. Esse maior desenvolvimento da CLA sobre águas mais quentes está associado aos fluxos de calor mais intensos que ocorrem sobre essas águas.

Os perfis das componentes zonal e meridional do vento demonstram predomínio da componente zonal nos três perfis. Sobre o vórtice e águas frias os ventos são predominantemente de leste. Um maior cisalhamento do vento próximo a superfície também é observado sobre águas da CM. Esse comportamento já havia sido destacado, para a região da CBM, por Pezzi et al. (2009) e está de acordo com o mecanismo de mistura vertical proposto por Wallace et al. (1989).

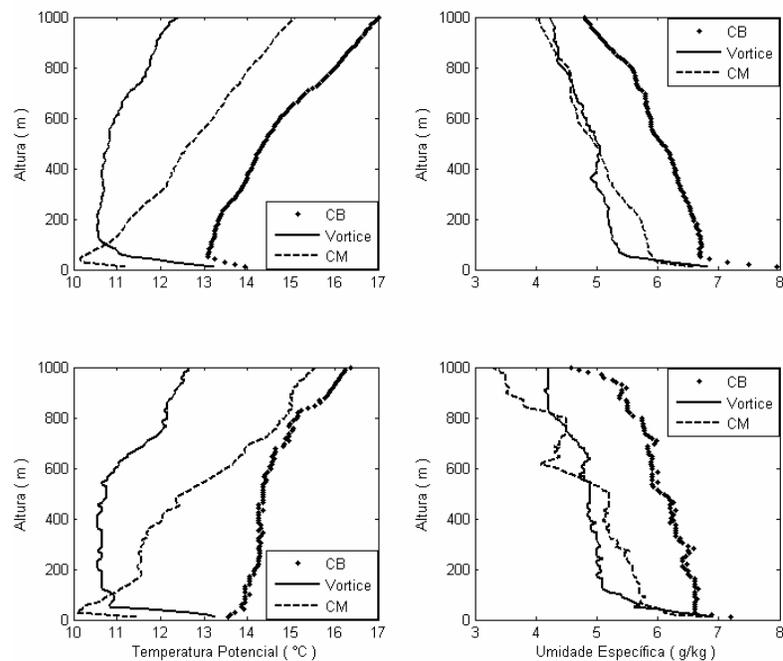


Figura 4.13 – Perfis médios (painéis superiores) e de mediana (inferiores) de temperatura potencial (esquerda) e umidade específica (direita) das sondagens realizadas sobre águas da CB, CM e sobre o vórtice quente desprendido da CB.

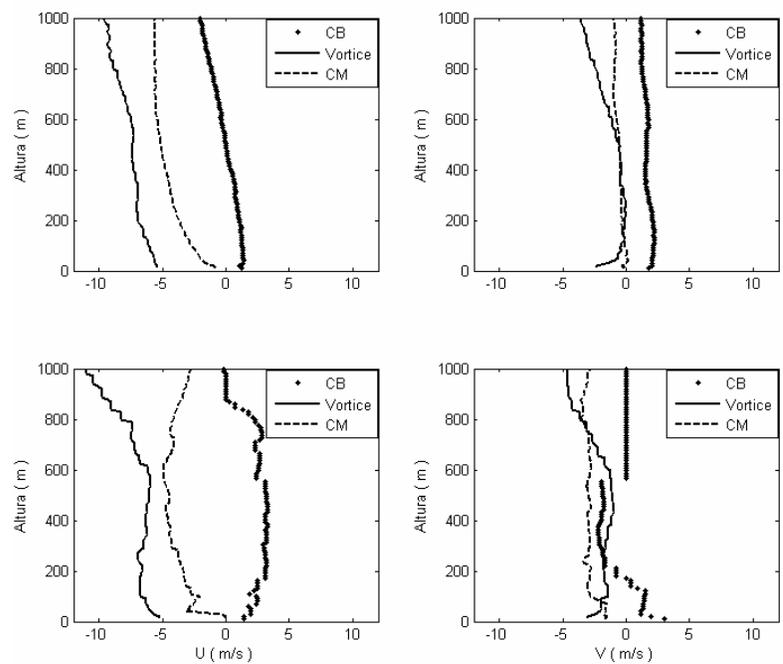


Figura 4.14 – Perfis médios (painéis superiores) e de mediana (inferiores) das componentes U (esquerda) e V do vento (direita) das sondagens realizadas sobre águas da CB, CM e sobre o vórtice quente desprendido da CB.

### 4.2.3 Fluxos de calor ao longo da Corrente Sul Atlântica

Ao longo do paralelo 30° S, nota-se um comportamento dos fluxos de calor associado à distribuição espacial dos meandros da CSA (Figura 4.15). Os fluxos de calor seguem uma oscilação longitudinal a cada 4° de longitude que corresponde a um comprimento de onda de aproximadamente 380 km na latitude de 30° S, numa escala espacial típica de fenômenos de mesoescala oceânica. Essa variação ao longo do paralelo de 30° S está associada a combinação entre a intensidade do vento, TSM e diferença entre TSM e Tar.

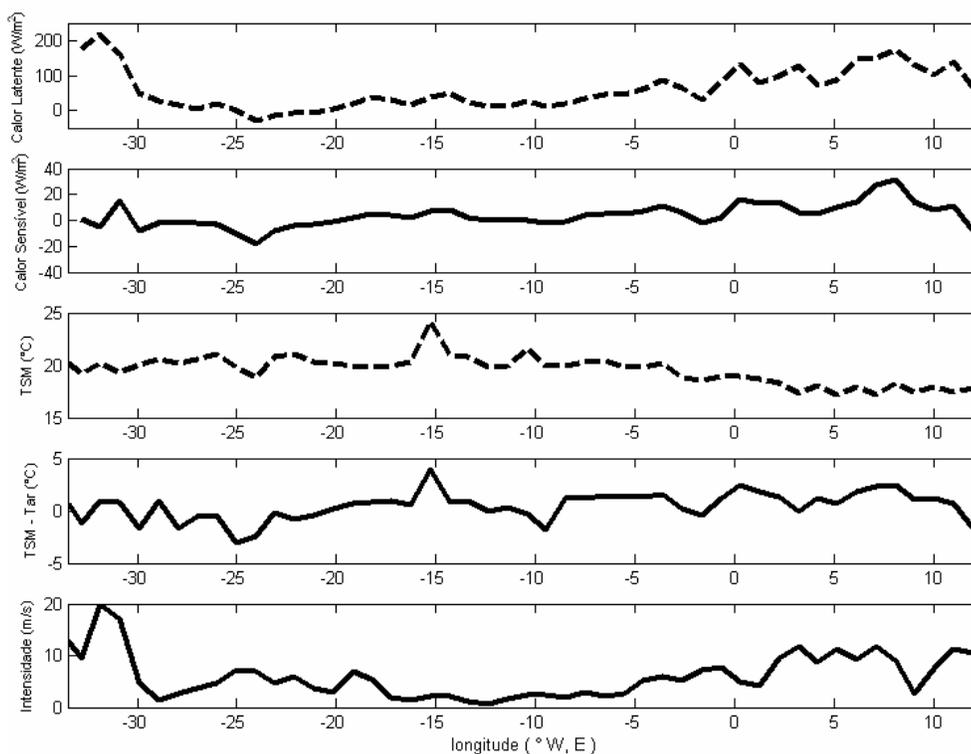


Figura 4.15 – Fluxos de calor sensível ( $H_s$ ) e latente ( $H_l$ ) em  $W/m^2$ , TSM ( $^{\circ}C$ ), TSM - Tar ( $^{\circ}C$ ) e intensidade do vento ( $m/s$ ) ao longo da CSA.

Observando a variação longitudinal dos fluxos de calor, nota-se que o primeiro gradiente encontra-se próximo à 30° W. Nesse local, nota-se a presença de um pequeno meandro frio e, além dessa pequena queda na TSM, nota-se uma rápida desintensificação do vento e um padrão negativo de estabilidade ( $Tar > TSM$ ) o que faz com que o fluxo de calor

latente (sensível) diminua de  $240 \text{ W/m}^2$  para  $-30 \text{ W/m}^2$  ( $17 \text{ W/m}^2$  para  $-16 \text{ W/m}^2$ ). Próximo a longitude de  $15^\circ \text{ W}$  o fluxo de calor sofre uma leve intensificação associado a um aumento na TSM e, conseqüentemente, um aumento na instabilidade do ar ( $\text{TSM} > \text{Tar}$ ) embora a intensidade do vento seja muito baixa.

Os fluxos de calor seguiram oscilando a medida que o navio se aproximou da costa leste do OAS, porém é notada uma intensificação geral nos padrões de fluxos de calor quando comparados aos valores encontrados no interior da bacia atlântica. Nesse local, embora a TSM seja mais baixa, os fluxos são mais intensos devido ao aumento da instabilidade ( $\text{TSM} > \text{Tar}$ ) e intensificação dos ventos.

Os resultados aqui apresentados complementam os trabalhos pioneiros de Pezzi et al. (2010) e Souza et al. (2010), também baseados nos dados da Comissão BR1, que demonstram que o acoplamento entre oceano e atmosfera encontrado ao longo da CSA se assemelha ao observado na região da CBM. Nessa região, assim como na CBM, a presença de águas mais quentes desestabiliza a CLA e intensifica os fluxos de calor em superfície enquanto que a presença de águas mais frias torna a CLA mais estável inibindo a mistura vertical.

### **4.3 Transferência de energia calorífica entre o oceano e a atmosfera sobre estruturas oceânicas de mesoescala**

#### **4.3.1 Transferência de energia sobre um vórtice quente despreendido da Corrente do Brasil**

As figuras 4.16 e 4.17 apresentam, respectivamente, os perfis verticais de temperatura potencial e umidade específica das sondagens realizadas pelo INTERCONF durante a OP28. Com base na Figura 3.4 percebe-se que as sondas de números 8, 9 e 10 foram tomadas sobre águas do vórtice quente despreendido da CB. No entanto, embora as sondagens realizadas sobre o vórtice apresentem uma camada de mistura mais desenvolvida quando comparadas com sondagens realizadas sobre águas da CM, o aquecimento e maior umidificação da CLA em virtude da presença do vórtice não é facilmente observado. Uma explicação para esse fato está na latitude de lançamento das radiossondas. Como as sondas lançadas sobre o vórtice encontram-se em latitudes mais altas, onde climatologicamente a temperatura é menor, a observação do sinal da presença do vórtice nos perfis originais foi dificultada.

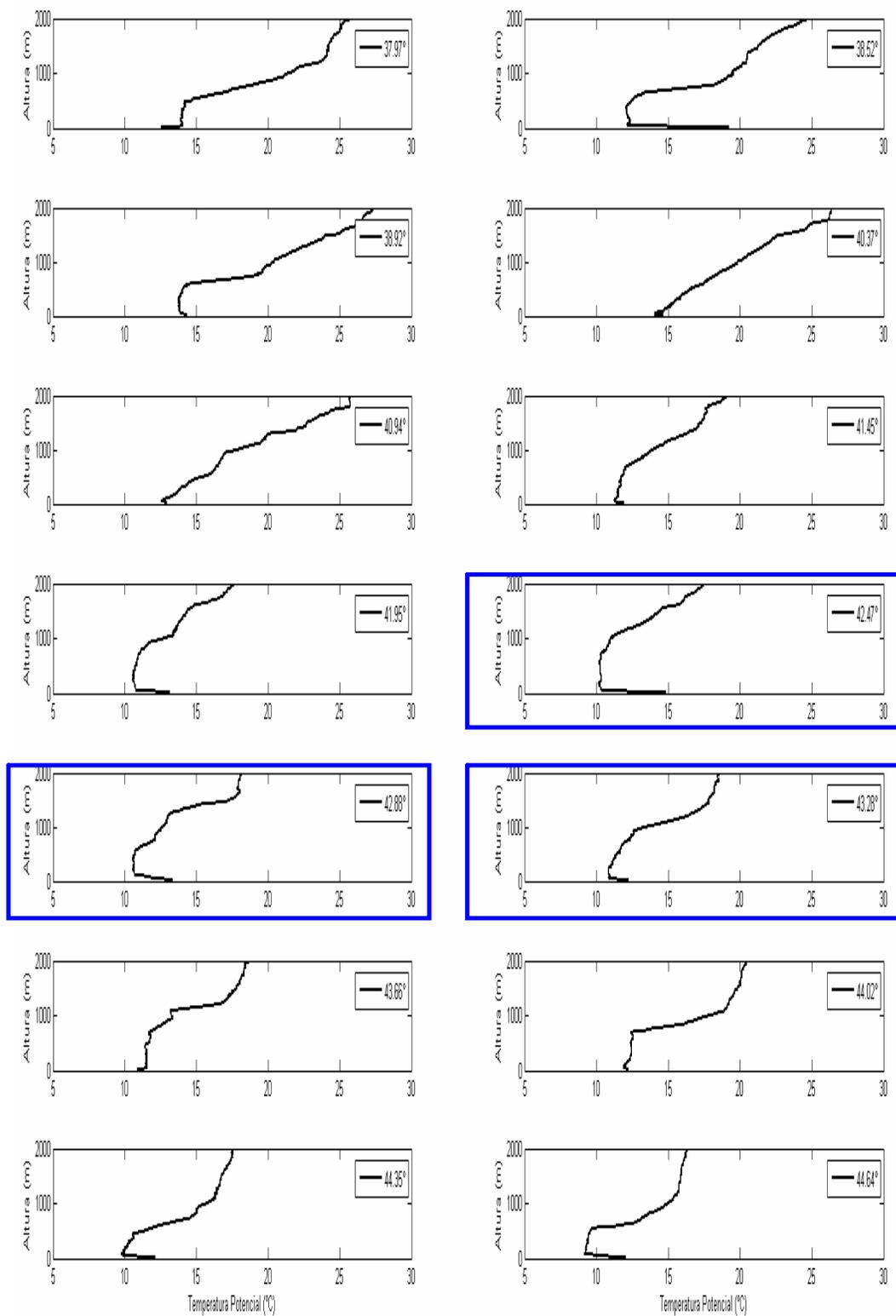


Figura 4.16 – Perfis verticais de temperatura potencial (°C) das sondagens realizadas pelo INTERCONF durante a OP28. Os retângulos azuis indicam as sondagens tomadas sobre o vórtice.

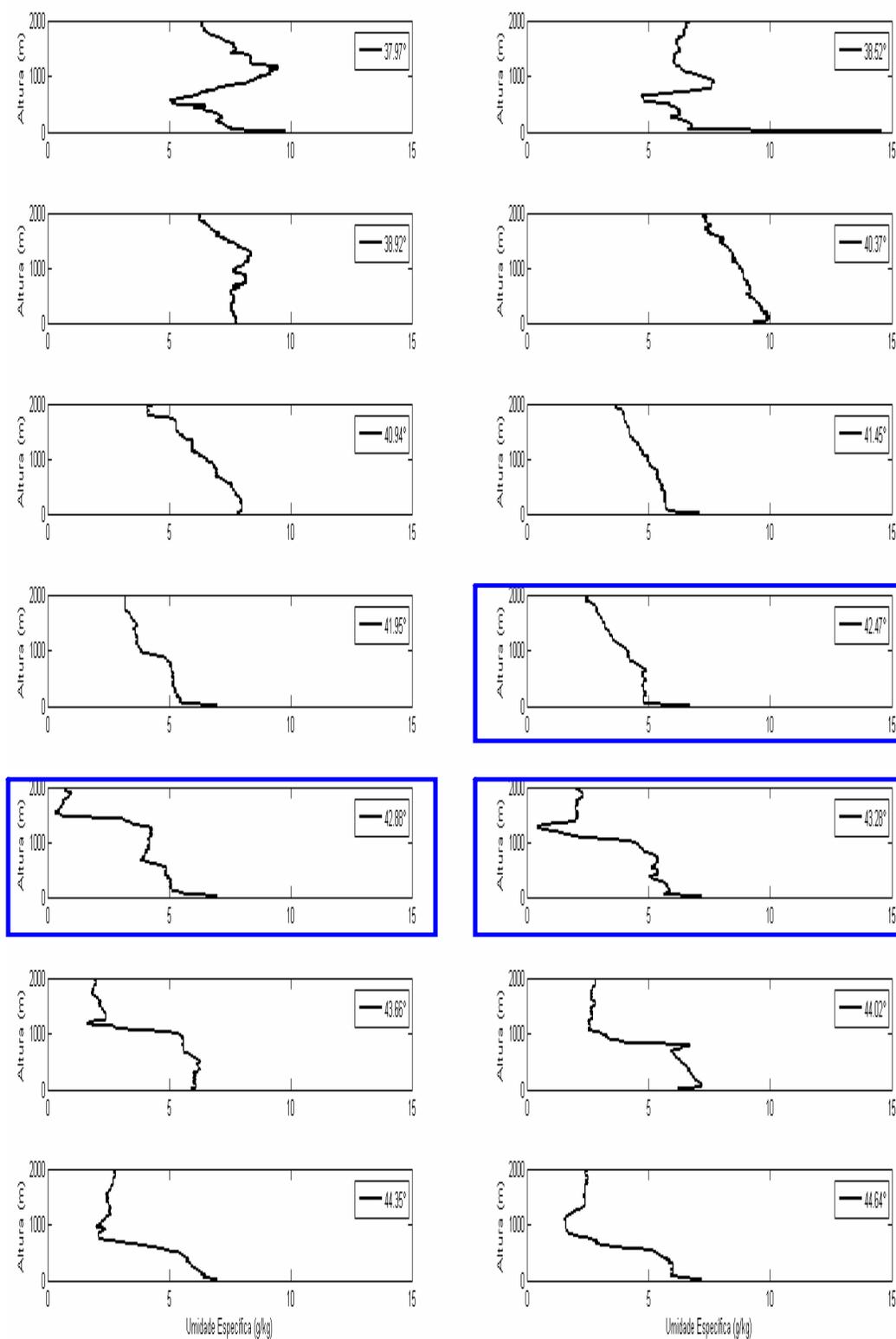


Figura 4.17 – Perfis verticais de umidade específica (g/kg) das sondagens realizadas pelo INTERCONF durante a OP28. Os retângulos azuis indicam as sondagens tomadas sobre o vórtice.

Para anular a influência da latitude nas sondagens e poder estimar a energia calorífica disponível para a atmosfera em função da presença de um vórtice quente da CB amostrado pelo INTERCONF durante a OP28 os valores da climatologia de TSM nos locais das sondagens foram inicialmente subtraídos dos perfis de temperatura potencial do ar. A correção para a umidade específica foi realizada através do cálculo da umidade de saturação, utilizando como base a TSM extraída da climatologia elaborada para o local de lançamento de cada sondagem. A Figura 4.18 mostra os perfis de temperatura potencial perturbados em relação a média climatológica da TSM.

Uma vez que o vórtice só exerce influência na CLA e determinando a altura da CLA em 1500 m, para estimar a energia calorífica liberada pelo vórtice quente foi assumido que as diferenças entre os perfis acima de 1500 m se devem aos padrões de advecção. Se essa hipótese estiver correta, a temperatura na camada imediatamente acima da CLA deve ser proporcional à magnitude da advecção térmica. Com o intuito de verificar essa possibilidade, foi estimada a advecção em quatro camadas diferentes (superfície e 2000 m, 500 m e 2000 m, 1000 m e 2000 m, 1500 m e 2000 m) para cada sondagem, a partir da rotação do vetor vento com a altura, de acordo com a definição de vento térmico (BLUESTEIN,1992):

$$-V_g \nabla(T) = \frac{f}{g} * \frac{\pi}{180} * V_g^2 * T \left( \frac{\partial \theta_d}{\partial z} \right) \quad (4.1)$$

onde  $-V_g \nabla(T)$  é a advecção na camada que é dada em K/s,  $f$  é o parâmetro de Coriolis,  $g$  é a aceleração da gravidade ( $m/s^2$ ),  $V_g$  é o vento geostrófico (m/s),  $T$  é a temperatura média da camada em K e  $\left( \frac{\partial \theta_d}{\partial z} \right)$  é o cisalhamento do vento ( $^{\circ}/m$ ) entre os níveis de interesse ( Figura 4.19). O cisalhamento vertical do vento define o tipo de advecção: giro ciclônico (horário no HS) do vento com a altura representa advecção fria e giro anticiclônico (anti-horário no HS) representa advecção quente.

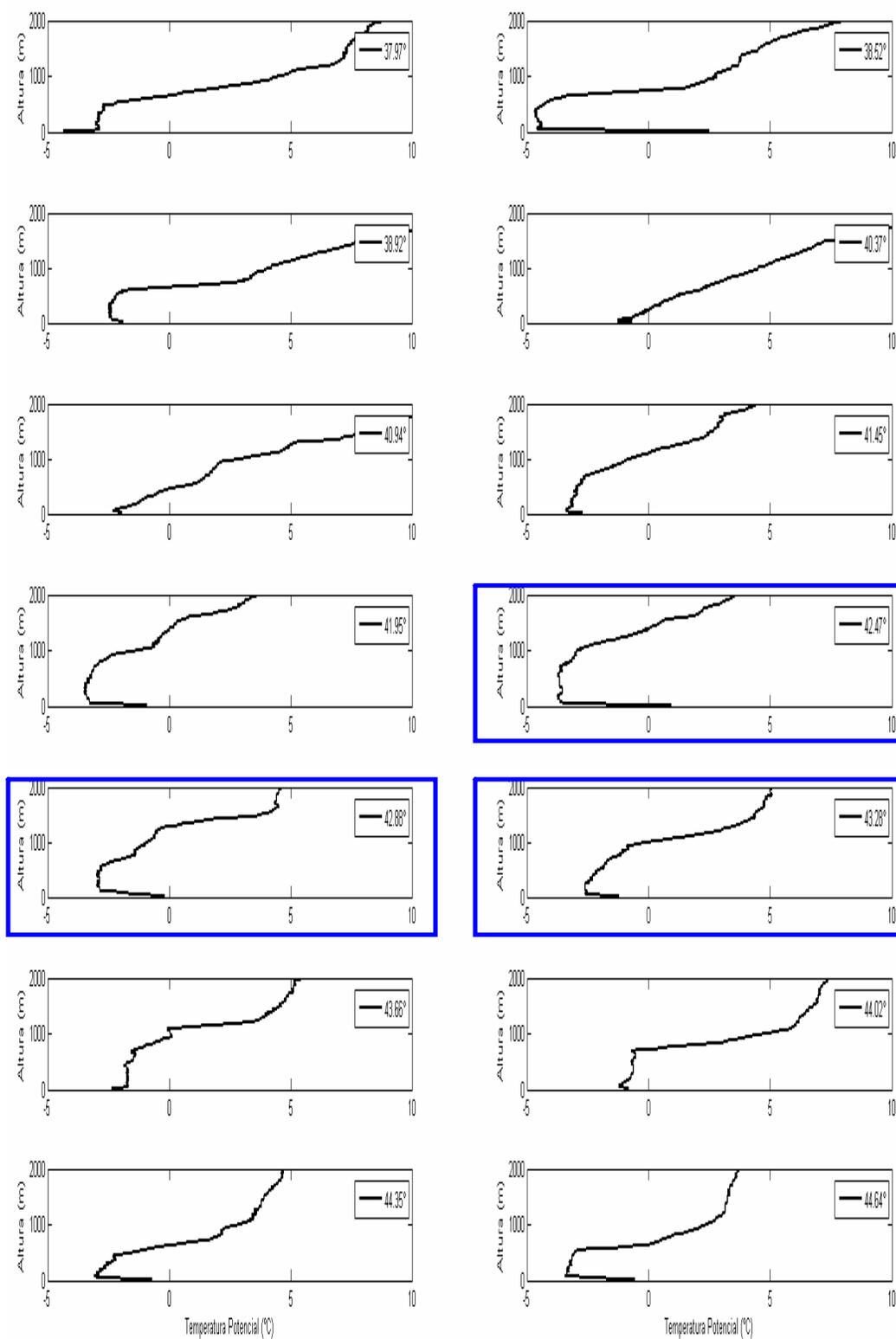


Figura 4.18 – Perfis de temperatura potencial das sondagens realizadas pelo INTERCONF durante a OP 28 perturbados em relação a média climatológica da TSM. Os retângulos azuis indicam as sondagens tomadas sobre o vórtice.

Tomando como exemplo a sonda de número 9 (Figura 4.19), observamos que nos primeiros níveis da atmosfera (entre a superfície e 500 m), o giro do vento é no sentido horário, caracterizando uma advecção fria. No entanto, nos níveis superiores o giro torna-se anti-horário e uma advecção quente é notada.

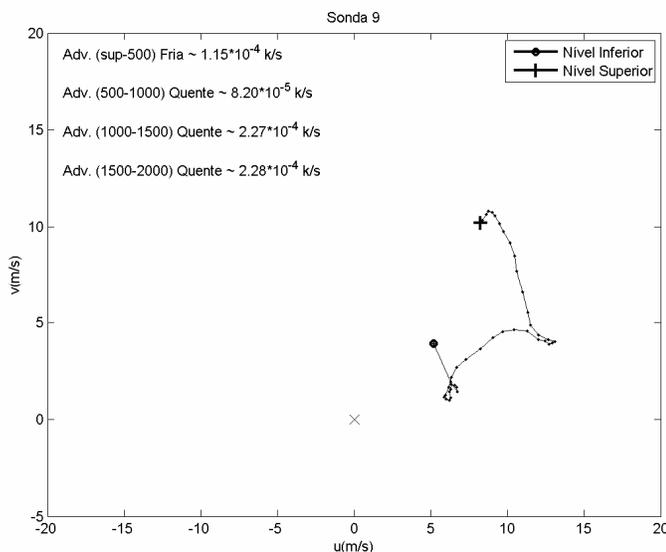


Figura 4.13 – Exemplo do cálculo da advecção com base no cisalhamento do vento para a sonda de número 9 lançada durante a OP28.

Embora a equação acima assuma que o vento é geostrófico, as estimativas foram feitas com os dados de vento das radiossondagens. Essa opção mostra que os resultados são meras aproximações e como tal devem ser consideradas. Acevedo et al. (2010) mostraram que esta equação pode ser usada para estimar a advecção térmica na região da CBM, identificando com precisão padrões pós e pré-frontais.

As estimativas de advecção foram comparadas com a temperatura atmosférica média entre 1500 m e 2000 m, tanto dos perfis originais de temperatura potencial como dos perfis perturbados em relação à TSM climatológica. A escolha da camada de temperatura entre 1500 m e 2000 m deve-se ao fato de que teoricamente, como mencionado anteriormente, acima desta camada o vórtice não exerce ou exerce influência mínima na atmosfera.

Os valores dos coeficientes de correlação linear entre a advecção e a temperatura média da camada entre 1500 m e 2000 m estão dispostos na Tabela 4.2. Nesta tabela, podemos notar que o maior coeficiente entre a temperatura média da camada entre 1500 m e

2000 m e advecção ocorre quando relacionamos a advecção entre a superfície e 2000 m com a temperatura perturbada em relação a climatologia entre 1500 m e 2000 m.

Tabela 4.2 – Coeficiente de correlação linear entre advecção e temperatura média da camada localizada entre 1500 m e 2000 m.

Correlação: Advecção vs. Temperatura	Temperatura	Temperatura Perturbada
Adv. 0 m – 2000 m	0,78	0,82
Adv. 500 m – 2000 m	0,52	0,57
Adv. 1000 m – 2000 m	0,36	0,43
Adv. 1500 m – 2000 m	0,38	0,34

A Figura 4.20 apresenta a relação entre a temperatura média da camada entre 1500 m e 2000 m, já perturbada em relação à média climatológica, e a advecção média da temperatura entre a superfície e 2000 m para cada sondagem. O coeficiente da correlação linear entre estas variáveis é de 0,82. Se excluirmos a sondagem de número 5 desta relação, o valor do coeficiente sobe para 0,90.

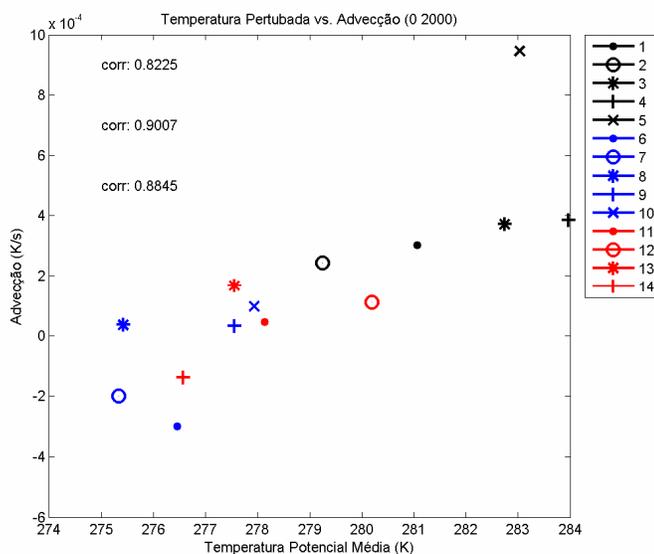


Figura 4.4 – Relação entre a temperatura potencial média da camada entre 1500 m e 2000 m perturbada em relação a média climatológica a advecção entre a superfície e 2000 m. Os marcadores correspondem aos números das radiossondas.

Durante a OP28, os dados da sondagem de número 5 podem ser excluídos da estimativa de advecção por essa sonda, aparentemente, pode ter sido afetada pela passagem de uma frente fria na região de estudo no horário do seu lançamento. A Figura 4.21 apresenta os campos de pressão ao nível do mar e geopotencial entre 1000 e 500 mb, onde se observa a presença de um cavado na região da CBM no dia em que foi realizado o experimento. Na Figura 4.22, que apresenta dados meteorológicos medidos na estação do navio durante a OP28, pode-se perceber que a intensificação dos ventos e uma pressão menor no momento do lançamento da sonda de número 5.

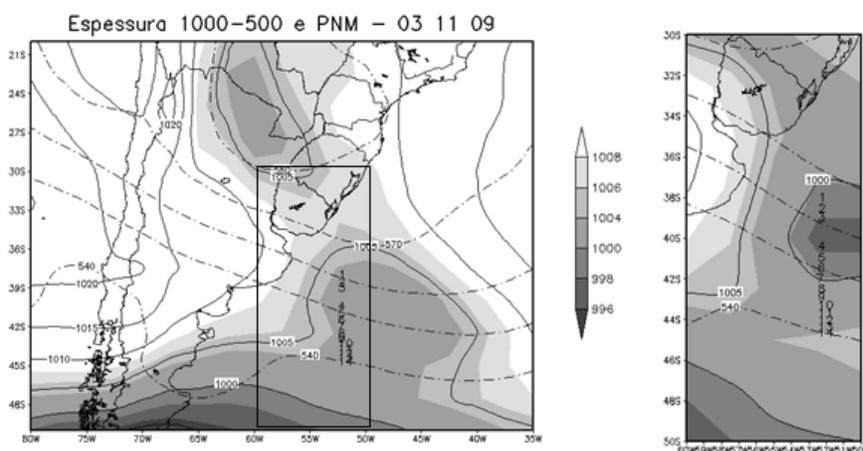


Figura 4.5 – Espessura entre 1000 e 500 mb (linhas pontilhadas) e pressão ao nível do mar (linhas sólidas e sombreamento) no dia 3 de novembro de 2009. Os números demonstram o local de lançamento das radiossondas. No retângulo, o detalhe na região da CB.

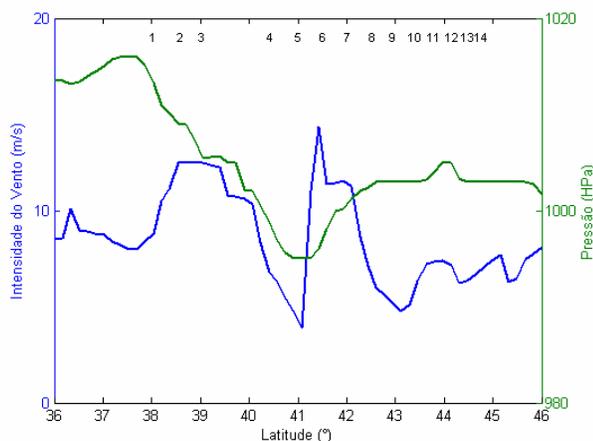
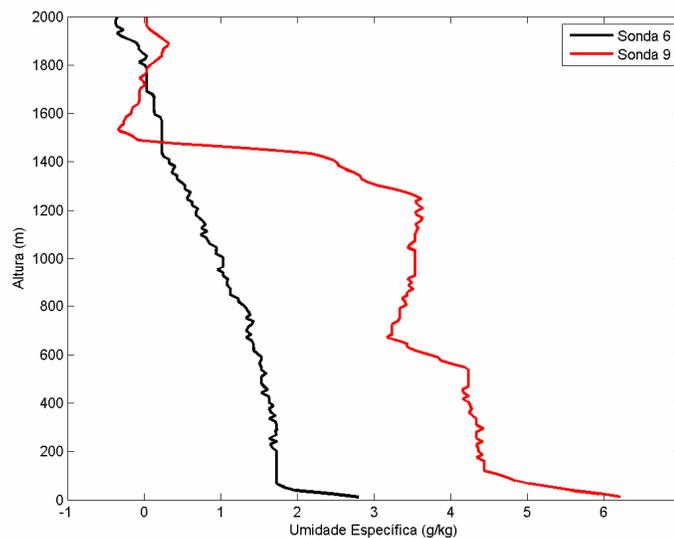


Figura 4.6 – Dados de intensidade do vento e pressão em superfície medidos pela estação do NApOc. Ary Rongel durante a OP28. Os números correspondem aos locais de lançamentos das radiossondas do projeto INTERCONF vistos na Figura 4.10a.

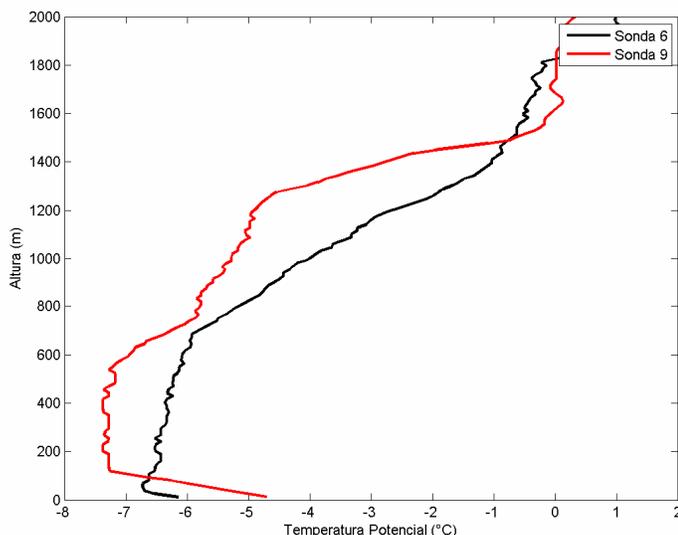
Os altos valores de correlação linear entre as variáveis (advecção e temperatura média da camada entre 1500 m e 2000 m) confirmam a hipótese de que a diferença entre os perfis das radiosondagens acima de 1500 m deve-se à advecção. Assim, como simplificação, assume-se que esta advecção é verticalmente uniforme entre a superfície e 2000 m de altura. Com isso, pode-se subtrair a temperatura média da camada entre 1500 m e 2000 m em todo perfil vertical das radiosondagens, para desconsiderar as variações devidas à advecção. Esse procedimento faz com que os perfis verticais acima de 1500 m sejam coincidentes e a diferença entre os perfis abaixo de 1500 m, portanto, deve ser devido somente aos fluxos superficiais associados à presença do vórtice. Esse é um método inovador e apresentado nesse trabalho em primeira mão, pois a metodologia nunca foi antes proposta pelo que sem tem conhecimento na literatura atual.

A estimativa da energia calorífica transferida pelo vórtice utilizando-se os perfis perturbados nas equações (3.6) e (3.7) e uma altura de camada de mistura de 1500 m é uma energia na forma de calor latente de  $1,6 \times 10^{17}$  J (Figura 4.23a). No entanto, a energia na forma de calor sensível (Figura 4.23b) é negativa, ou seja, da atmosfera para o oceano com valores próximos a  $-2,8 \times 10^{16}$  J.



a)

Figura 4.7 – Perfis perturbados de: a) umidade b) temperatura para as sondagens 6 e 9.



b)

Figura 4.23 – Continuação.

O volume do vórtice oceânico foi estimado através da área tomada a partir de imagens de satélite e dos perfis verticais da temperatura da água do mar obtidos através de dados de batitermógrafos descartáveis (XBTs) disponíveis na OP28 (Figura 4.24). A base do vórtice quente é considerada como o topo da termoclina na coluna de água do mar dentro do vórtice que, nesse caso, foi de 300 m.

A área estimada para o vórtice foi de  $1,6 \times 10^{10} \text{ m}^2$  e, com uma profundidade de 300 m, o vórtice possui um volume aproximado de  $4,7 \times 10^{12} \text{ m}^3$ . Através da equação proposta em Souza et al. (2006), o conteúdo de energia aproximado estimado para o vórtice da OP28 (objeto desse estudo) é de  $1,4 \times 10^{21} \text{ J}$ . Para esse cálculo os seguintes valores foram utilizados:  $\rho = 1026 \text{ kg/m}^3$ ,  $C_p = 1005 \text{ J/kgK}$  e  $T = 15 \text{ }^\circ\text{C}$  onde:  $\rho$  é a densidade da água do mar,  $C_p$  é a capacidade térmica da água e  $T$  é a temperatura média do vórtice. Portanto, a energia transferida na forma de calor latente para a atmosfera corresponde a aproximadamente 0,011 % da energia calorífica total do vórtice da OP28.

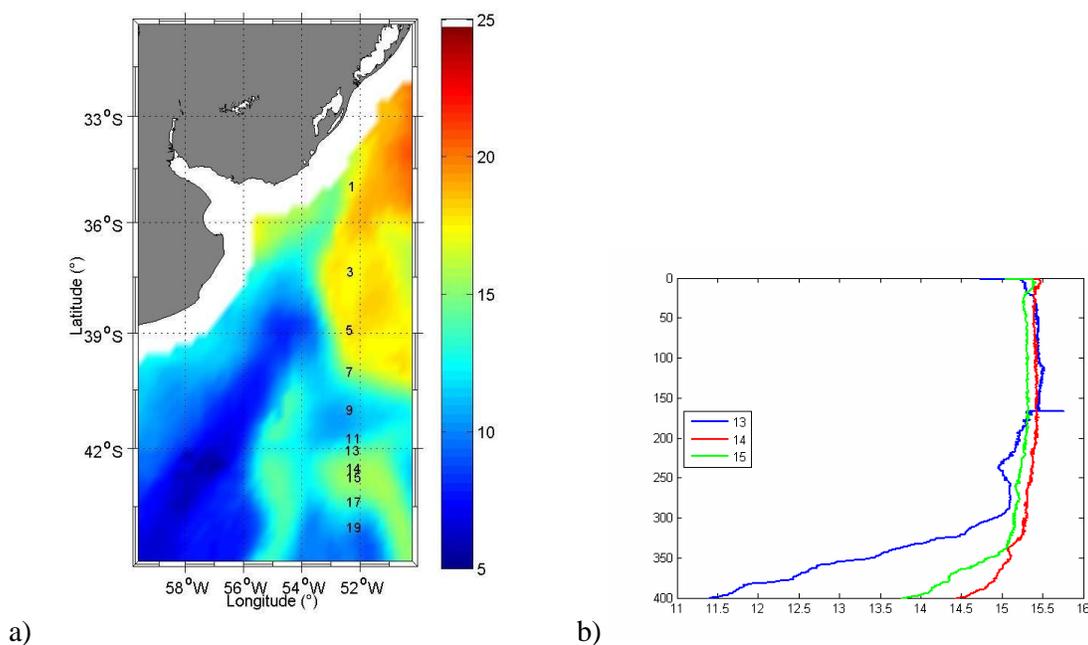


Figura 4.8 – a) Imagem de TSM do sensor AMSR-E média de 3 dias, centrada no dia 3 de novembro de 2009, com os locais de lançamentos das XBTs. b) Perfis verticais da temperatura da água do mar tomados no vórtice.

Podemos, com base nesses valores e utilizando a estimativa de fluxos de calor sobre o vórtice, estimar quantas vezes essa energia é renovada dentro da atmosfera acima do vórtice da seguinte forma:

- Multiplicamos a estimativa de fluxo de calor latente dentro do vórtice pela sua área, para obter a potência total na superfície do vórtice:

$$\circ 88 \frac{W}{m^2} \times 1,6 \times 10^{10} m^2 = 1,4 \times 10^{12} W$$

- Dividimos esse valor pelo calor latente de evaporação, para estimar a massa de água evaporada na superfície do vórtice por unidade de tempo.

$$\circ \frac{1,4 \times 10^{12} \frac{J}{s}}{2,5 \times 10^6 \frac{J}{kg}} = 5,6 \times 10^5 \frac{kg}{s}$$

- Dividindo a energia na forma latente pelo calor latente de evaporação, podemos estimar a quantidade de vapor d'água na CLA sobre o vórtice.

$$\circ \frac{1,6 \times 10^{17} J}{2,5 \times 10^6 \frac{J}{kg}} = 6,4 \times 10^{10} kg$$

- A razão entre o conteúdo de vapor d'água na atmosfera do vórtice e a taxa de transferência resulta no tempo em que a atmosfera sobre vórtice demora para se renovar, ou o tempo médio de residência de uma molécula de vapor d'água evaporada sobre o vórtice. Este é o tempo no qual são evaporados os 0,011 % da energia total do vórtice.

$$\circ \frac{6,4 \times 10^{10} \text{ kg}}{5,6 \times 10^5 \text{ kg/s}} = 1,1 \times 10^5 \text{ s}$$

- Finalmente, com base nesse valor e no tempo de vida médio de uma estrutura com essas características na região da CBM, que conforme Souza et al. (2006) é de cerca de 3 meses, podemos estimar a energia total transferida pelo vórtice para a atmosfera durante seu ciclo de vida em relação à energia contida nele.

$$\circ ET = \frac{7776000 \text{ s} \times 0,011\%}{1,1 \times 10^5 \text{ s}} = 0,78\%$$

Estudos prévios demonstram que estruturas deste tipo possuem um sinal quase permanente na região da CBM (SOUZA et al. 2006). Outros autores salientam o fato do Atlântico Sudoeste ser uma região favorável a ciclogênese (GAN et al., 1991) e que a energia transferida do oceano para a atmosfera é importante no desenvolvimento dos mesmos (PIVA et al. 2008). A estes trabalhos, junta-se o fato de que a simulação numérica é sensível a assimilação de dados (RUSSO, 2009), demonstrando a importância que a compreensão da energia disponibilizada por tais estruturas tem no desenvolvimento de modelos meteorológicos para previsão do tempo na América do Sul.

#### 4.3.2 Transferência de energia sobre um meandro frio da Corrente Sul Atlântica

Para estimar o provável déficit de energia calorífica na atmosfera em virtude da presença de um meandro frio da CSA amostrado ao longo do transecto da Comissão BR1, o passo inicial foi classificar as sondagens que apresentavam massa de ar com características semelhantes. Essa classificação pode ser feita através de um gráfico que relacione temperatura potencial e umidade específica. A Figura 4.25 apresenta essa relação para as sondagens 2 a 9 realizadas na região de um meandro frio presente na área de estudo durante a Comissão BR1.

Nessa figura, observa-se que as sondagens de número 3 e 4 apresentam um padrão semelhante entre si, assim como as sondagens 2 e 7. Desta forma, as sondagens 2 e 7 foram usadas como referências de regiões cobertas por águas mais quentes, enquanto a sondagem de número 4 foi usada como sendo uma sondagem realizada sobre um meandro frio da CSA.

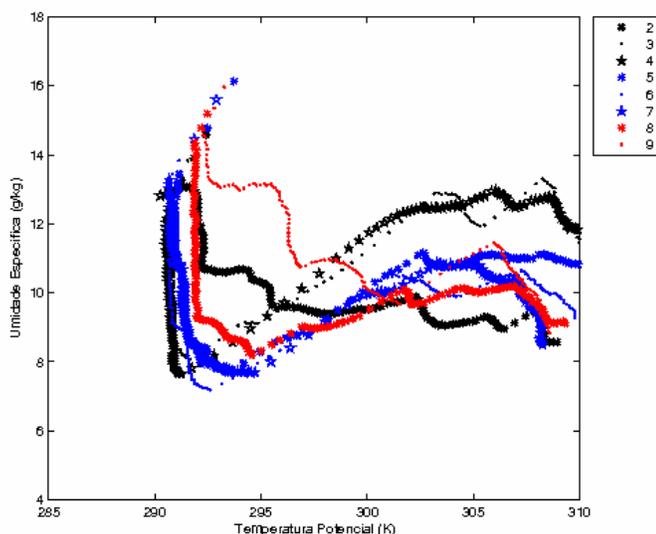


Figura 4.9 – Relação entre a temperatura potencial e umidade específica para as sondagens realizadas pela Comissão BR1 próximas ao meandro frio.

Para anular os efeitos de advecção e fazer com que os dados de temperatura potencial das sondagens coincidissem acima de 1500 m, no caso das sondagens da Comissão BR1 foram testados 4 (quatro) padrões de advecção para serem relacionados com a temperatura média da camada entre 1500 e 3000 m. São eles: superfície e 2000 m, superfície e 3000 m, 1500 m e 3000, 2000 m e 3000m. A relação que apresentou o maior coeficiente de correlação (0.61) foi a que levou em conta a advecção entre 1500 m e 3000 m (Figura 4.26). Por isso, todas as sondagens da Comissão BR1 terão descontados de seus perfis os valores médios entre 1500 m e 3000 m, somente acima de 1500 m.

Assim sendo, a estimativa do déficit de energia calorífica em função da presença de um meandro frio na CSA ao longo da Frente Subtropical utilizando os perfis perturbados nas equações (3.6) e (3.7) é de um déficit de energia de aproximadamente  $-1,4 \times 10^6 \text{ J/m}^2$  para a energia na forma latente e de  $-5,4 \times 10^5 \text{ J/m}^2$ , ou seja, a atmosfera perde energia para o oceano.

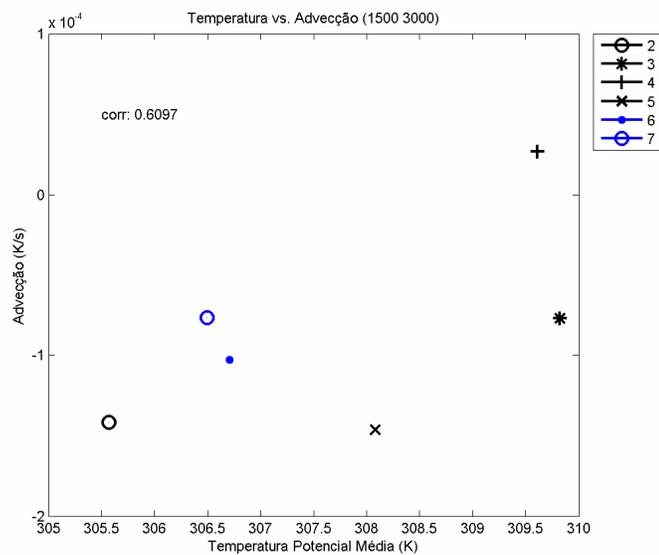
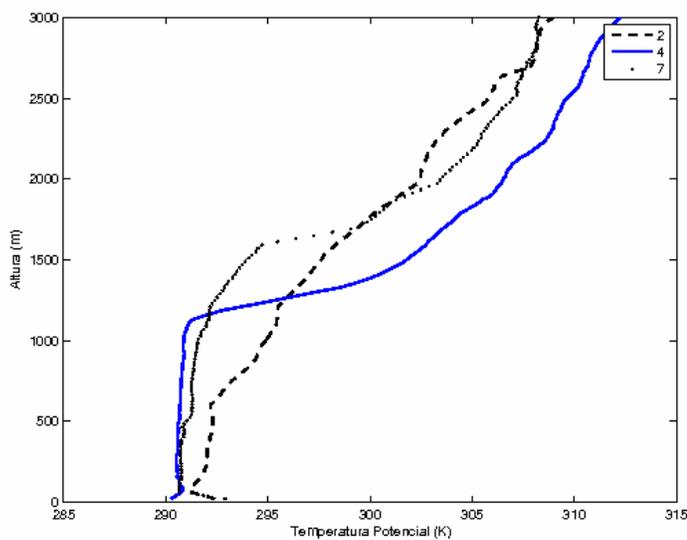


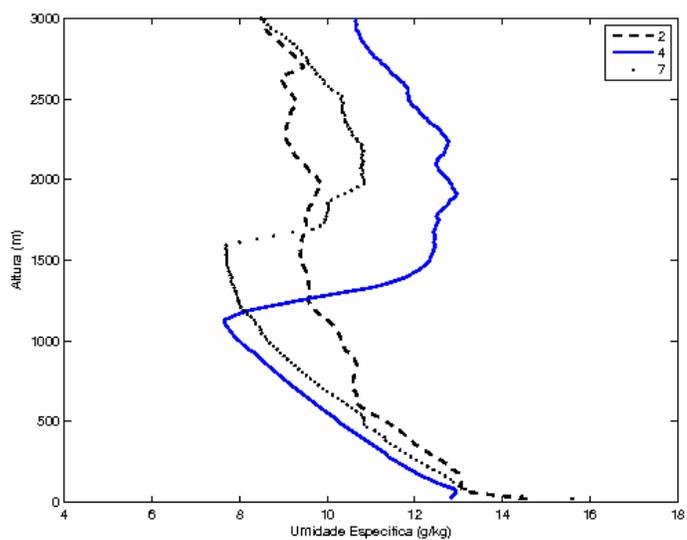
Figura 4.10 – Relação entre a temperatura potencial média da camada entre 1500 m e 3000 e a advecção entre a 1500 m e 3000 m. Os marcadores correspondem aos números das radiosondagens.

A Figura 4.27 apresenta os perfis de temperatura potencial e umidade específica das sondagens 2, 4 e 7 e na Figura 4.28 podem-se observar os perfis de umidade específica e temperatura potencial, já corrigidos acima de 1500 m, da sondagem de número 4 e a comparação com o perfil médio das sondagens de referência.



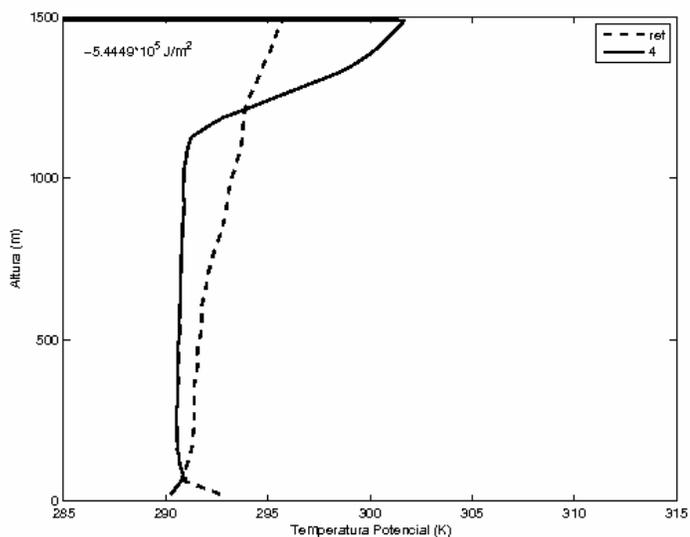
a)

Figura 4.11 – Perfis de a) Temperatura Potencial e b) Umidade Específica para as sondas de número 2, 4 e 7.



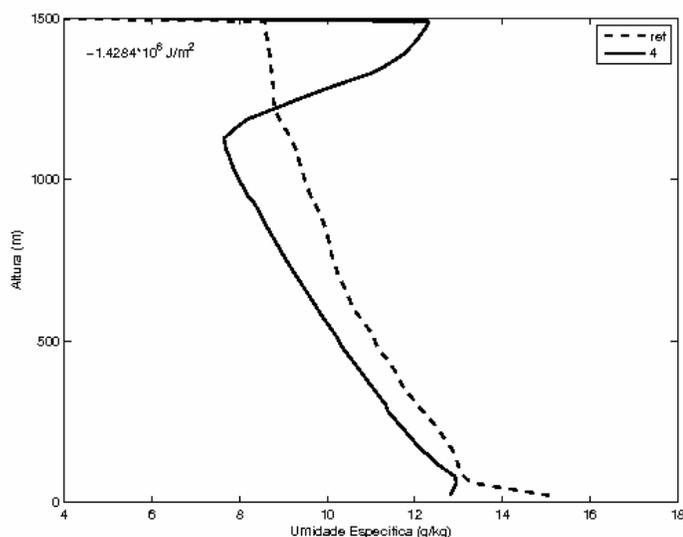
b)

Figura 4.27 – Continuação.



a)

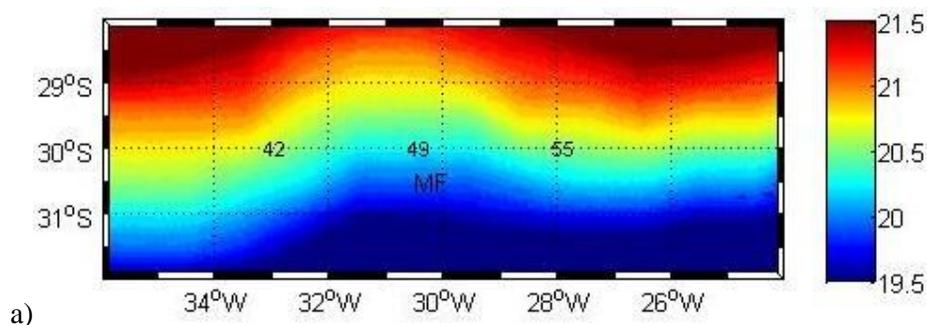
Figura 4.28 – Perfis Perturbados de a) Temperatura Potencial e b) Umidade Específica para a sonda de número 4 e a comparação com a média dos perfis 2 e 7.



b)

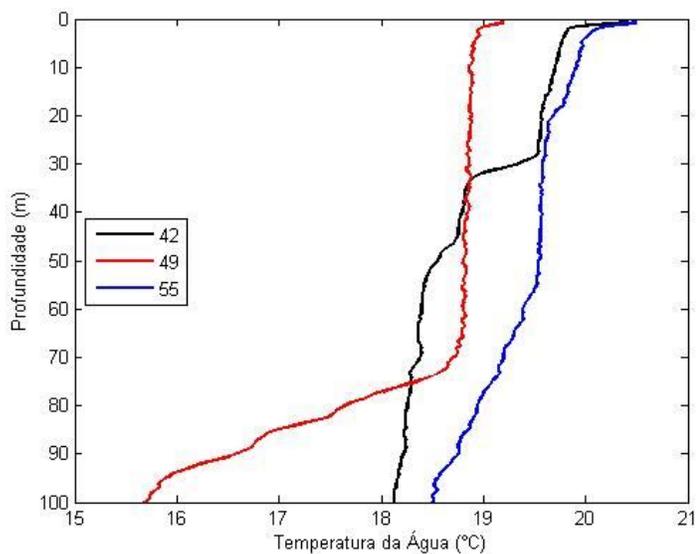
Figura 4.28 – Continuação.

A estimativa da energia do meandro foi feita com base na equação de Souza et al. (2006) e com base nos seguintes valores:  $\rho = 1026 \text{ kg/m}^3$ ,  $C_p = 1005 \text{ J/kgK}$  e  $T = 19 \text{ }^\circ\text{C}$ . A profundidade do topo da termoclina do meandro frio (Figura 4.29b) é de 70 m, isso resulta numa energia de aproximadamente  $6,6 \times 10^{10} \text{ J/m}^2$  contida no meandro. Portanto, a energia transferida na forma de calor latente e sensível da atmosfera para o oceano corresponde a, respectivamente, 0.022 % e 0.0008 % da energia do meandro.



a)

Figura 4.29 – a) Imagem de TSM derivada do sensor AVHRR do dia 25 de outubro de 2009. Os números correspondem aos locais de lançamentos das XBTs. b) Perfis de temperatura da água do mar obtidos por XBTs de número 42, 49 e 55 durante a Comissão BR1.



b)

Figura 4.29 – Continuação.

#### 4.3.3 Transferência de energia sobre um vórtice quente da Corrente das Agulhas

Para estimar a energia resultante da interação entre águas quentes provenientes da CA em contraste com águas relativamente mais frias da CSA na porção leste do OAS, as sondagens de número 46 a 54 foram plotadas no gráfico temperatura potencial contra umidade específica. Esse gráfico permitiu observar que as sondagens 46 e 51 possuem o mesmo padrão próximo à superfície do mar e, por isso, serão usadas como sondas referentes a águas mais frias para serem comparadas com a sondagem de número 48. Essa última foi tomada sobre águas mais quentes oriundas da CA durante a Comissão BR1 (Figura 4.30).

A estimativa da energia sobre as águas mais quentes da CA com base nessas sondagens é de aproximadamente  $4 \times 10^6 \text{ J/m}^2$  e  $5,7 \times 10^6 \text{ J/m}^2$  para energia calorífica na forma sensível e latente, respectivamente. A Figura 4.31 apresenta os perfis originais das sondas utilizadas na estimativa de energia. A Figura 4.32 apresenta o perfil da sondagem 48 em comparação com a média dos perfis de referência. Essa figura já inclui a correção para fazer com que as sondas coincidam acima de 1500 m.

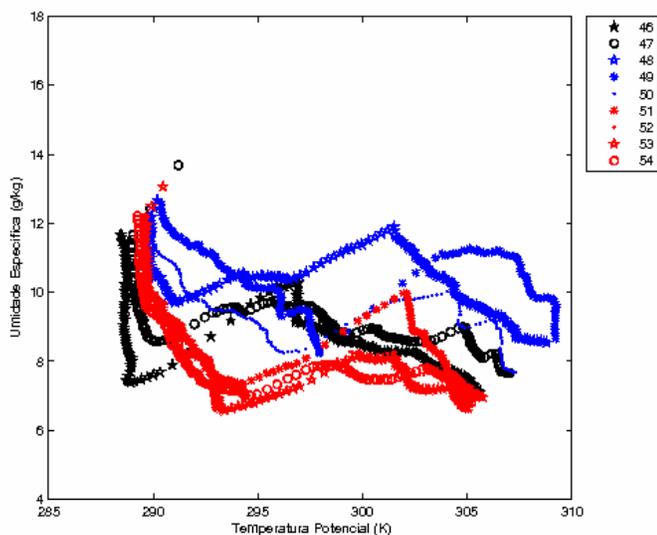
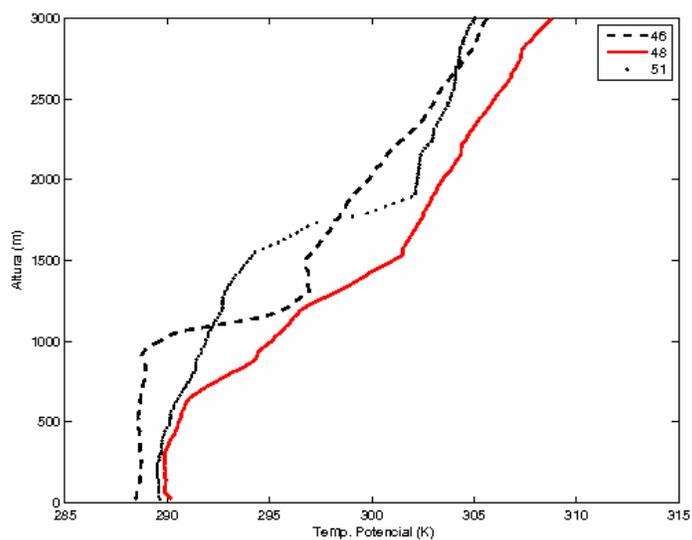
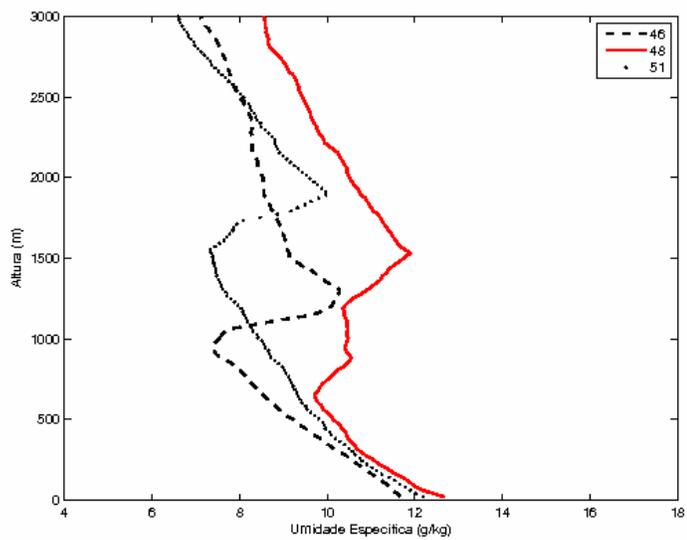


Figura 4.30 – Relação entre a temperatura potencial e umidade específica para as sondagens realizadas pela expedição BR1 na porção leste do OAS.



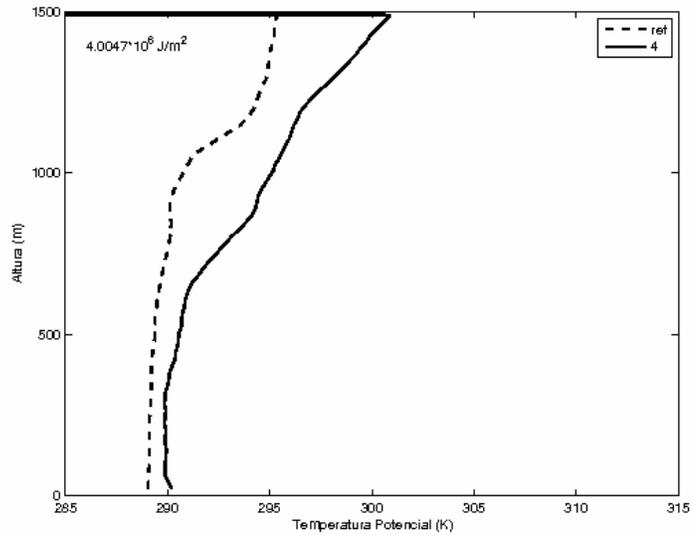
a)

Figura 4.31 – Perfis de a) Temperatura Potencial e b) Umidade Específica para as sondas de número 46, 48 e 51.



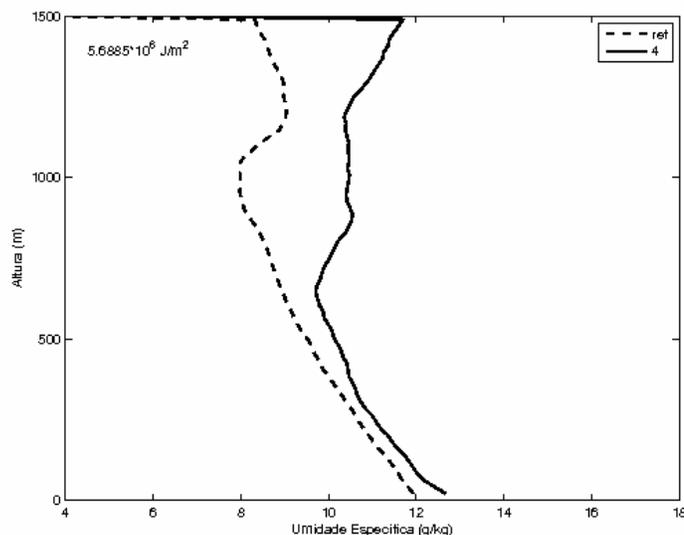
b)

Figura 4.31 – Continuação.



a)

Figura 4.32 – Perfis Perturbados de a) Temperatura Potencial e b) Umidade Específica para a sonda de número 48 e a comparação com a média dos perfis 46 e 51.



b)

Figura 4.32 – Continuação.

Para efeitos de comparação, a energia na forma latente do vórtice quente despreendido da CB amostrado durante a OP28 sem que seja levada em conta a sua área seria de aproximadamente  $1 \times 10^7$  J/m<sup>2</sup>. Essa diferença pode ser explicada pelo maior gradiente de TSM encontrado, na região da CBM, entre as águas da CM e do vórtice quente quando comparado com o gradiente termal encontrado próximo à costa do continente africano.

Essa estimativa de energia calorífica trocada entre oceano e atmosfera ao longo da fase meandrante da CSA se soma aos trabalhos pioneiros de Souza et al. (2010) e Pezzi et al. (2010) na busca por uma melhor compreensão da variabilidade marinha e atmosférica ao longo da CSA e na influência das interações entre o oceano e a atmosfera no tempo e clima do sul e sudeste do Brasil.

A resposta da atmosfera a presença de estruturas oceânicas de mesoescala não está confinada somente a CLA. Tempestades na escala sinótica também são modificadas pelos gradientes de TSM associados as correntes de contorno oeste. Isso sugere que a variabilidade interanual e decadal dos sistemas oceânicos podem afetar a variabilidade atmosférica e o clima (SMALL et al., 2008).

## 5 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste trabalho demonstrou-se a importância dos gradientes térmicos encontrados na região da CBM para a modulação da CLA e também para a transferência de calor do oceano para a atmosfera. Ao longo do trabalho observou-se que a presença de águas mais quentes instabiliza a CLA e acelera os ventos em superfície, acarretando em maiores fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera, principalmente na forma latente.

Também foi demonstrado que a presença de estruturas oceânicas de mesoescala afeta a distribuição dos fluxos de calor ao longo do OAS. A estimativa de fluxo de calor sobre um vórtice quente amostrado pelo INTERCONF que se desprende da CB demonstra que, sobre tais estruturas, os fluxos de calor são comparáveis aos encontrados sobre águas da corrente da qual se desprenderam. Esse comportamento também pode ser notado ao longo da CSA, onde um meandro frio e águas mais quentes provenientes da CA foram amostrados pela I Comissão Transatlântica resultando, respectivamente, em diminuição e aumento nas estimativas de fluxos de calor ao longo da Frente (oceanográfica) Subtropical.

Valendo-se de dados do projeto OAFlux, uma climatologia anual dos fluxos de calor no OAS demonstrou que a resposta aos gradientes térmicos de TSM se dá na forma de fluxos de calor. Na região da CBM, nota-se claramente a intensificação dos fluxos de calor sobre águas mais quentes. Um processo semelhante também é observado na porção leste do oceano, onde a provável influência de águas quentes oriundas da CA no Oceano Índico intensifica os fluxos de calor.

Com base em uma climatologia mensal dos fluxos de calor na CBM, notam-se que os fluxos de calor se intensificam nos meses maio, junho e julho. Foi realizada uma comparação entre os dados do projeto OAFlux e dados de reanálise que são comumente utilizados em estudos meteorológicos. O estudo demonstrou que, assumindo que os dados do projeto OAFlux representem a verdade oceânica por possuírem uma melhor resolução, os dados de reanálise do NCEP/NCAR tendem a superestimar os fluxos de calor na parte fria da CBM. Uma possível explicação para esse erro nas estimativas de fluxos de calor, poderia estar no fato de que os dados de reanálise não representam os ventos de maneira satisfatória. Isso pode ser comprovado com a comparação entre dados de intensidade do vento da reanálise do satélite QuikScat.

A parametrização dos fluxos de calor através das chamadas fórmulas “bulk”, embora amplamente difundida, pode apresentar erros em algumas situações. Acevedo et al. (2010) demonstram que a parametrização de Fairall et al. (1996) pode ser falha em casos de extrema estabilidade da CLA na região da CBM. Apesar dessa parametrização ter sido estabelecida para os oceanos tropicais, ela é muito utilizada para todo o oceano global, o que pode induzir erros consideráveis e que impactam simulações numéricas de tempo e clima.

Os fluxos na interação oceano-atmosfera ligam os processos oceânicos e atmosféricos e o conhecimento de sua variabilidade é crucial para o melhor entendimento da variabilidade climática do planeta. A correta descrição da variabilidade dos fluxos de calor entre oceano e atmosfera é essencial para o aprimoramento de modelos meteorológicos e oceanográficos. Acevedo et al. (2010) destacam o fato que corriqueiramente são previstas situações de céu claro no sul do Brasil quando, na realidade, verifica-se condição de nebulosidade. Segundo os autores, isso se deve à parametrização inadequada dos fluxos de calor na região da CBM em modelos meteorológicos de previsão do tempo usados no Brasil.

Uma grande contribuição desse trabalho foi a apresentação de uma forma alternativa de estimar a energia calorífica transferida do oceano para a atmosfera na presença de estruturas oceânicas de mesoescala. Três estruturas, uma amostrada pelo INTERCONF e duas pela I Comissão Transatlântica, foram estudadas nesse trabalho.

Durante a OP28, realizada entre os dias 2 e 4 de novembro de 2009, um vórtice quente despreendido da CB foi amostrado em uma região onde normalmente se encontram águas mais frias da CM. A estimativa da energia transferida para a atmosfera em função da presença deste vórtice foi feita tomando como base uma sondagem tomada fora do vórtice e outra tomada dentro do vórtice.

Após uma correção na qual foram descontados os efeitos latitudinais e de advecção das sondas, a estimativa da energia foi realizada com base na diferença entre as áreas das duas sondas. Essa integral, que é diretamente proporcional a energia trocada entre oceano e atmosfera, resultou numa energia na forma latente de  $1,6 \times 10^{17}$  J. Com base na equação proposta por Souza et al. (2006) para quantificação da energia calorífica contida no vórtice, percebe-se que durante o cruzeiro 0,011 % da energia do vórtice é transferida para a atmosfera. Assumindo-se um tempo de vida médio de 3 meses (Souza et al. 2006) a transferência total de energia na forma latente é de 0,78 % da energia do vórtice.

Ao longo do transecto do NHo Cruzeiro do Sul, um meandro frio foi estudado e uma estimativa de déficit de energia foi realizada de forma semelhante a metodologia utilizada para estimar a energia do vórtice quente da CB. Após descontados os efeitos da advecção,

verifica-se que o déficit de energia na forma latente é de  $-1,4 \times 10^6 \text{ J/m}^2$  e  $-5,4 \times 10^5 \text{ J/m}^2$  na forma sensível. A energia na forma latente é de aproximadamente 0,3 % do déficit de energia do meandro.

Já próximo à costa africana, foi encontrada outra estrutura que despertou interesse. A intrusão de águas mais quentes da CA provenientes do Oceano Índico foi abordada de forma semelhante as utilizadas anteriormente e, a energia transferida é de  $4 \times 10^6 \text{ J/m}^2$  e  $5,7 \times 10^6 \text{ J/m}^2$  para energia na forma sensível e latente respectivamente.

Small et al. (2008) apresentaram uma revisão bibliográfica detalhada de trabalhos de interação entre oceano e atmosfera em regiões de frentes oceanográficas. Através de modelagem numérica os autores demonstram variações nos padrões de vento em frentes oceanográficas e na presença de vórtices oceânicos. Os autores, no entanto, negligenciam a troca de energia entre o oceano e a atmosfera.

As estimativas de transferência de energia calorífica apresentadas neste trabalho são, ao que se sabe, as primeiras estimativas na literatura da percentagem de energia calorífica contida em estruturas oceânicas de mesoescala que é fruto da interação oceano-atmosfera e que não é perdida para águas circundantes. Essas estimativas, além de sua metodologia inovadora, são fundamentais para a melhor compreensão dos efeitos que tais estruturas tem sobre a atmosfera.

Conforme mencionado anteriormente, a presença de estruturas oceânicas de mesoescala é notada frequentemente na região da CBM e, a transferência de calor do oceano para a atmosfera é fundamental para o desenvolvimento de sistemas meteorológicos que poderão afetar a América do sul. Russo (2009) demonstra a importância da assimilação de dados da região da CBM para o melhor desempenho de modelos meteorológicos de previsão do tempo. Uma estimativa mais confiável da energia calorífica transferida para a atmosfera que resulta da interação de massas de águas com características diferentes pode auxiliar no aperfeiçoamento dos modelos de previsão do tempo.

Uma limitação desse trabalho consiste no fato de que as estimativas de fluxos de calor foram feitas baseadas em um esquema desenvolvido para o Oceano Pacífico Equatorial e que as estimativas de transferência de energia entre oceano e atmosfera na presença de estruturas oceânicas de mesoescala é baseada em aproximações e, por isso, são necessárias medidas diretas de fluxos de calor para validar estas estimativas. Estudos futuros na região da CBM deverão incluir uma melhor caracterização dos vórtices desprendidos na região da CBM e dos meandros encontrados ao longo da CSA para relacionar a energia transferida entre oceano e

atmosfera na presença dessas estruturas de mesoescala com sua influência na circulação geral do oceano e da atmosfera no ponto de vista climático.

O fluxo de CO<sub>2</sub> entre o oceano e a atmosfera está diretamente relacionado com os fluxos de *momentum* e calor e com a estabilidade da CLA. Nos próximos cruzeiros do INTERCONF pretende-se realizar medidas diretas de fluxos de calor e também quantificar as trocas de CO<sub>2</sub> determinando as regiões de fonte e sumidouro para estudos de mudanças climáticas. O entendimento dos processos de teleconexão entre o continente Antártico e a América do Sul passa necessariamente pelo melhor entendimento dos processos de grande e mesoescala oceânicos que ocorrem no OAS e Oceano Austral.

## 6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEVEDO, O. C.; MORAES, O. L. L.; DA SILVA, R.; *et al.* Inferring nocturnal surface fluxes from vertical profiles of scalars in an Amazon pasture. **Global Change Biology**, v. 10, n. 5, p. 886–894, 2004.

ACEVEDO, O. C.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; *et al.* Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the Brazil-Malvinas Confluence, South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. D22, p. 1-12, nov 2010.

BLUESTEIN, H. B. **Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes**. New York: Oxford University Press, 1992. 431 p.

BROWN, T. *et al.* Ocean Currents. In: Bearman, G. (Ed.). **Ocean Circulation**. Open University/Pergamon Press. 1989. p. 63-68.

CHELTON, D. B.; ESBENSEN, S. K.; SCHLAX, M. G.; *et al.* Observations of Coupling between Surface Wind Stress and Sea Surface Temperature in the Eastern Tropical Pacific. **Journal of Climate**, v. 14, n. 7, p. 1479-1498, abr 2001.

DOURADO, M. S.; CALTABIANO, A. C. V. Novos Conceitos na Definição da Temperatura da Superfície do. In: SOUZA, R. B. **Oceanografia por Satélites**. 2<sup>o</sup> ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 150-164.

FAIRALL, C. W.; BRADLEY, E. F.; ROGERS, D. P.; *et al.* Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean- Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment difference relative analysis. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 3747-3764, 1996.

FAIRALL, C. W.; BRADLEY, E. F.; HARE, J. E.; *et al.* Bulk Parameterization of Air-Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm. **Journal of Climate**, v. 16, n. 4, p. 571-591, fev 2003.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, 1991.

HASHIZUME, H.; XIE, S.; FUJIWARA, M. Observations of Atmospheric Boundary Layer Response to SST Variations Associated with Tropical Instability Waves over the Eastern Equatorial Pacific. **Journal of Climate**, p. 3379-3393, 2002.

HAYES, S.; MCPHADEN, M. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Weekly to monthly variability. **Journal of Climate**, 1989.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; *et al.* The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437-471, 1996.

KAUFMANN, T.; ANABOR, V. Padrões sinóticos associados a um evento de advecção de nebulosidade rasa ocorrido em 11 de dezembro de 2005 sobre o Rio Grande do Sul. **Ciência e Natura**, v. 33, p. 181-196, 2011.

LEGECKIS, R.; GORDON, A. L. Satellite observations of the Brazil and Falkland currents—1975 1976 and 1978. **Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers**, v. 29, n. 3, p. 375-401, 1982.

LENTINI, C. A. D.; OLSON, D. B.; PODESTA, G. P. Statistics of Brazil Current rings observed from AVHRR : 1993 to 1998. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 16, p. 3-6, 2002.

LENTINI, C. A. D.; SOUZA, R. B. Eddies e vórtices de mesoescala no Oceano Atlântico Sudoeste medidos através de satélites. In: SOUZA, R. B. **Oceanografia por Satélites**. 2° ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 185-198.

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

LIU, W. T.; KATSAROS, K. B.; BUSINGER, J. A. Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. **Journal of Atmospheric sciences**, v. 36, p. 1722-1735, 1979.

LIU, W. T.; XIE, X.; POLITO, P. S. Atmospheric Manifestation of Tropical Instability Wave Observed by QuikScat and Tropical Rain Measuring Mission. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 16, p. 2545-2548, 2000.

OKUMURA, Y.; XIE, S. P.; NUMAGUTI, A.; *et al.* Tropical Atlantic air-sea interaction and its influence on the NAO. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 8, p. 1507-1510, 2001.

OLSON, D. B.; PODESTA, G. P.; EVANS, R. H.; *et al.* Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas Currents. **Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers**, v. 35, n. 12, p. 1971–1990, 1988.

PARK, K. A.; CORNILLON, P.; CODIGA, D. L. Modification of surface winds near ocean fronts: Effects of Gulf Stream rings on scatterometer (QuikScat, NSCAT) wind observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, p. C03021, 2006.

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

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

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; DOURADO, M. S.; *et al.* Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 22, p. 2-5, 2005.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; ACEVEDO, O.; *et al.* Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. D19, p. 1-19, out 2009.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. Variabilidade de mesoescala e interação oceano-atmosfera no Atlântico Sudoeste. In: CAVALCANTI *et al.* **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 385-405.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; SILVEIRA, I. P.; *et al.* **Processos de interação oceano-atmosfera ao longo da Frente Subtropical durante a Comissão BR-1: resultados preliminares**. In: Congresso Brasileiro de Oceanografia, 2010, Rio Grande. Anais do CBO.

PIVA, E. D.; MOSCATI, M. C. L.; GAN, M. A. Papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície associado a um caso de ciclogênese na costa leste da América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, p. 450-476. 2008.

QIAO, L.; WEISBERG, R. H., Tropical instability wave kinematics: Observations from the tropical instability wave experiment, **Journal of Geophysical Research**, v. 100, p. 8677–8693, 1995.

REID, J. L.; NOWKIN, W. D.; PATZERT, W. C. Characteristics and Circulation of Southwestern Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 7, p. 62-91. 1977

RICHARDS, K. J.; GOULD, W. J. Ocean weather – eddies in the sea. In: SUMMERHAYES, C. P. e THORPE, S. A. (Eds.). **Oceanography: an illustrated guide**. Capítulo 4. Londres: Manson Publishing Ltd., 1996. 352p.

ROUAULT, M.; LEE-THORP, A.; LUTJEHARMS, J. The atmospheric boundary layer above the Agulhas Current during alongcurrent winds. **Journal of physical oceanography**, v. 30, n. 1, p. 40–50, 2000.

RUSSO, L. **Interação oceano-atmosfera sobre o Atlântico sudoeste na região da Confluência Brasil-Malvinas**. 2009. 123 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

SATO, O. T. Fluxo de calor oceânico medido por satélites. In: SOUZA, R. B. **Oceanografia por Satélites**. 2° ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 165-184.

SILVEIRA, I. P. **Estudo de anomalias oceânicas e atmosféricas na região da Confluência Brasil-Malvinas**. 2010. 119 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.

SMALL, R. J.; DESZOEKE, S. P.; XIE, S. P.; *et al.* Air–sea interaction over ocean fronts and eddies. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 45, n. 3-4, p. 274-319, ago 2008.

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

SOUZA, R. B.; PEZZI, L. P.; CASAGRANDE, F.; *et al.* **Interação oceano-atmosfera sobre estruturas oceânicas de mesoescala no Oceano Atlântico Sudoeste**. In: Congresso Brasileiro de Oceanografia, 2010, Rio Grande. Anais do CBO.

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. p. 2-17.

SVERDRUP, H. U., JOHNSON, M. W., FLEMING, R. H. **The Oceans: their Physics, Chemistry and General Biology**. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New York , 1942. 1087 pp.

TAYLOR, P. K. (Ed.). **Final report of the Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea Fluxes (SCOR Working Group 110): intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields**. Geneva: Joint Planning Staff for the WCRP, World Meteorological Organization, 2000.

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

TOKINAGA, H.; TANIMOTO, Y.; XIE, S. P. SST-Induced Surface Wind Variations over the Brazil-Malvinas Confluence: Satellite and *in situ* Observations. **Journal of climate**, v. 18, n. 17, p. 3470–3482, 2005.

VIANNA, M. L.; MENEZES, V. V.; PEZZA, A. B.; *et al.* Interactions between Hurricane Catarina (2004) and warm core rings in the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. C7, p. 1-19, jul 2010.

WAINER, I.; TASCHETTO, A.; SOARES, J.; *et al.* Intercomparison of heat fluxes in the South Atlantic. Part I: The Seasonal Cycle. **Journal of Climate**, v. 16, n. 4, p. 706-714, 2003.

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

WELLS, N. **The atmosphere and ocean: A physical introduction**. By Neil Wells. John Wiley & Sons, Chichester. Second edition 1997. p. 315-349.

YU, L.; JIN, X. Role of net surface heat flux in seasonal variations of sea surface temperature in the tropical Atlantic Ocean. **Journal of climate**, p. 6153-6169, 2006.