

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

ENZO TODESCO

**ESTUDO NUMÉRICO DA MODULAÇÃO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA
NA REGIÃO DA CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS**

**São Paulo
2008**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

**ESTUDO NUMÉRICO DA MODULAÇÃO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA
NA REGIÃO DA CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS**

Enzo Todesco

Dissertação apresentada ao Instituto de
Astronomia, Geofísica e Ciências
Atmosféricas, Universidade de São Paulo, para
obtenção do título de Mestre em Ciências.
Área de Concentração: Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Ricardo de Camargo

São Paulo
2008

Enzo Todesco

**ESTUDO NUMÉRICO DA MODULAÇÃO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA
NA REGIÃO DA CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS**

Dissertação apresentada ao Instituto de
Astronomia, Geofísica e Ciências
Atmosféricas, Universidade de São Paulo, para
obtenção do título de Mestre em Ciências.
Área de Concentração: Meteorologia.

Aprovado em:

Banca Examinadora:

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

Dedico aos meus pais, Aroldo Todesco e Avani Alice de A. D. Todesco, por tudo que fizeram (e fazem) pela educação dos seus quatro filhos. Registro aqui todo amor e orgulho que sinto por eles.

AGRADECIMENTOS

A meu orientador, Prof. Dr. Ricardo de Camargo, primeiramente pela confiança quando me admitiu no programa de pós-graduação do Departamento de Ciências Atmosféricas da USP e, posteriormente, pela disposição e competência com que sempre exerceu seu papel de orientador, fornecendo contribuições fundamentais que nortearam tanto minha pesquisa, como minha vida acadêmica.

Aos meus pais Aroldo e Avani, por tudo que abdicaram em nome da minha educação, e, sobretudo pelo amor e apoio incondicional que sempre me deram em todos os aspectos de minha vida.

Aos meus familiares, em especial a minha avó Idalina, a minha avó Diva e ao meu avô Ortiz.

Aos meus três irmãos Sandra Mara Martins, Giovanni Todesco e Verônica Todesco, e aos meus primos, em especial Carolina Todesco, pelo apoio, incentivo e grande torcida.

Aos colegas e amigos do Laboratório GREC, em especial a Amanda S. Dufek e ao A. Gabriel P. Dechiche que, direta ou indiretamente, contribuíram para que este trabalho realizado, oferecendo grandes momentos de descontração e alegria.

Aos meus grandes amigos e companheiros de trabalho do laboratório MASTER, em especial a America Murguia Lopes, Bruno Biazeto, Eder Vendrasco, Fabio Calixto Cabral, Fabrício Vasconcelos Branco, Marcos Longo, Pedro Lopes, Rachel Albrecht, Tia Inês Iwashita e Wladimir José de Santis Junior que, contribuíram para que esta jornada fosse concluída e pelos bons e inesquecíveis momentos de descontração.

Ao professor Edmilson Freitas pela amizade e auxílio prestado em determinadas etapas do trabalho.

Ao Professor Tércio Ambrizzi que possibilitou minha entrada no GREC, onde permaneci por quatro anos e pela orientação durante a iniciação científica.

Aos professores Maria Assunção Faus da Silva Dias e Pedro Leite da Silva Dias pelo apoio e amizade.

As minhas grandes amigas Ana Cecília R. A. Barbosa, Juliana Lourenção, Lilian A. Marconato e Louise F. de Oliveira pelos bons e inesquecíveis momentos nesses últimos sete anos.

A todos aqueles que fazem parte da minha vida, tanto profissional quanto pessoal, e que por descuido não foram citados acima, mesmo porque os que moram no meu coração sabem que sempre terão um lugar reservado para eles.

E por último e não menos importante, ao CNPq, cujos recursos possibilitaram dedicação a esta pesquisa.

RESUMO

Na Região Oeste do Atlântico Sul, duas importantes correntes afetam alternadamente o equilíbrio dinâmico das águas que circulam a plataforma continental, na costa sudeste da América do Sul. A Corrente do Brasil e a Corrente das Malvinas interagem na zona de convergência subtropical, situada sobre latitudes superiores a 29°S. Muitos estudos investigam os processos de Interação Oceano-Atmosfera enfatizando a influência da Temperatura da Superfície Mar nos ventos de superfície, no qual a região da Confluência Brasil-Malvinas ainda é muito mal documentada. Através de análise de dados *in situ* e modelagem numérica, o objetivo deste trabalho é descrever os processos de modulação da Camada Limite Atmosférica sobre o oceano na região da Confluência Brasil-Malvinas. Os dados *in situ* simultâneos das propriedades físicas do oceano e da atmosfera na região da frente térmica oceânica foram obtidos no âmbito do Programa Antártico Brasileiro, durante as derrotas do Navio de Apoio Oceanográfico Ary Rongel da Marinha do Brasil. Tais dados começaram a ser amostrados a partir da Operação Antártica 23, realizada em novembro de 2004, e desde então vêm sendo coletados durante a passagem sobre a Confluência Brasil-Malvinas no trajeto de ida para a Estação Antártica Comandante Ferraz. Neste trabalho foram considerados os períodos de amostragem de outubro a novembro de 2004 (OP23), 2005 (OP24) e 2006 (OP25). Uma seqüência de experimentos numéricos utilizando o modelo atmosférico *Brazilian Regional Atmospheric Modeling System* - BRAMS foi realizada para avaliar seu desempenho em resolver a estrutura horizontal da atmosfera, assim como sua eficiência para descrever a estrutura vertical; adicionalmente, foram feitos testes de sensibilidade do modelo quanto à assimilação de cada um dos conjuntos de dados observados *in situ*. A validação das simulações foi feita através do uso dos campos de vento em superfície produzidos a partir de dados do escaterômetro SeaWinds a bordo do satélite QuikSCAT. A partir de testes de correlação e cálculo do erro quadrático médio, o modelo mostrou melhor desempenho em descrever a larga escala utilizando a TSM real ao invés da climatológica, e também uma melhora ao refinar a resolução horizontal da grade de 40 km para 10 km. O esquema de assimilação de dados *Observational Data Assimilation* do modelo numérico mostrou ser um método eficiente para reproduzir as observações. A partir da metodologia utilizada de reprodução e assimilação das radiossondagens nas simulações, a representação da estrutura vertical fornecida pelo modelo se aproximou do valor real da radiossondagem sem instabilizar a simulação. Através da análise dos dados *in situ* e das simulações numéricas, constatou-se que sobre a Corrente do Brasil (quente) a camada limite atmosférica é mais instável do que sobre a Corrente das Malvinas (fria), bem como foi observado o abaixamento da pressão em superfície sobre as águas quentes. Foram verificadas as hipóteses de modulação da camada limite devido (i) à diminuição da estabilidade estática e (ii) à variação da pressão ao nível do mar, ambas co-existindo e sendo igualmente importantes na modulação da camada limite na ausência de sistemas atmosféricos de grande escala. Na presença de sistemas sinóticos atuantes na região, a modulação da camada limite em função da estabilidade estática pôde ou não ser observada. Também foi observado que as componentes de advecção horizontal e vertical de momento representam um papel importante na modulação dos ventos em superfície na região da frente oceânica.

Palavras Chaves: Confluência Brasil-Malvinas; Assimilação de dados; Modelagem Numérica.

ABSTRACT

At the western side of the South Atlantic Ocean, two important currents, namely the Brazil and the Falklands Currents, dominate the dynamic balance of water nearby the continental shelf. These currents configure a confluence region, near the Intertropical Convergence Zone, at low latitudes. Although several studies have investigated the different aspects of the interaction between ocean and the atmosphere, including the influence of the Sea Surface Temperature in the surface winds, only few of them have documented or analyzed the Brazil-Falklands confluence region. Using analysis of in situ data and numerical modeling, the main goal of this work is to describe the main process at the Atmospheric Boundary Layer over the Brazil-Falklands confluence region. Both oceanic and atmospheric *in situ* data of the oceanic thermic front were obtained from the PROANTAR (*Programa Antártico Brasileiro*), during the defeats of the oceanographic support ship Ary Rongel of the Brazilian Navy. These data has been collected since *Operação Antártica 23*, held in November 2004 and from that point on they have been collected whenever the ship crosses the Brazil-Falklands confluence during the trips to the Antarctic Station Comandante Ferraz. This work considered the periods from October to November of years 2004 (OP23), 2005 (OP24) and 2006 (OP25). Numerical experiments were performed to validate the Brazilian Regional Atmospheric Modeling System – BRAMS in describing both the horizontal and vertical structures of the atmosphere; in addition, tuning tests were performed, in which sets of observed data were assimilated. In order to validate the simulations, surface wind fields from the QuikSCAT satellite were also used. The correlation tests and the mean squared error showed that BRAMS performed better in describing the large scale whenever the real SST was used instead of the climatological one; in addition, it was observed an improvement using refined horizontal resolution (10km instead of 40km). The assimilation data scheme proved to be an effective method to reproduce the observations; radiosondes were assimilated providing a good representation of the vertical structure, approached to the real values. Based on both numerical simulations and in situ data, it was found that the Atmospheric Boundary Layer is more unstable over the Brazil Current (warm) than over the Malvinas Current (cold). It was also observed a fall in the surface pressure over the warm water. The modulation hypothesis of the boundary layer was verified and we concluded that it is due to (i) static stability decrease and (ii) sea level pressure variation. Both co-exist and are equally important to create the boundary layer in absence of large scale atmospheric systems. In a situation in which a synoptic system is acting in the region, the modulation of the boundary layer by the static stability was not always observed. It was also observed that the horizontal and vertical advection components of the momentum represent an important role in modulation of the surface winds in the region of the oceanic front.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Mapa de TSM médio entre os dias 28 de março e 1 de abril de 1998 para a região da CBM mostrando a interação entre a CB (em tons de vermelho) e a CM (em tons de azul). A linha reta representa o “groundtrack” 326 do satélite TOPEX/Poseidon sobre a qual está representada a anomalia da altura do nível do mar. Os pontos negros representam esquematicamente a posição em que a CB e da CM se separam da costa. 19
- Figura 2 - Esquema da representação do campo de vento em superfície (U = vento zonal, V = vento meridional) associado com as OITs, seguindo a hipótese sugerida por Lindzen e Nigam (1987) (painel acima) e Wallace *et al.* (1989) (painel abaixo). Os vetores na figura representam o vento. 21
- Figura 3 - Perfis de Temperatura (K) na atmosfera e no oceano medidos simultaneamente pelas radiossondas e XBT's ao longo da trajetória do N.Ap.Oc Ary Rongel durante o período de 1 a 3 de novembro de 2004. Os vetores de vento meridional (m/s) estão superpostos na figura. 22
- Figura 4 - Grade do tipo C de Arakawa. h : variáveis termodinâmicas; u : componente zonal; v : componente meridional do vento..... 28
- Figura 5 - Mapa de TSM (cores) obtido pelo sensor AMSR-E do satélite Aqua na região da CBM. As posições das medidas da estação do navio (pontos cinzas) e radiossondas atmosféricas (pontos negros) a partir do N.Ap.Oc. Ary Rongel. A: novembro de 2004, OP23; B: outubro de 2005, OP24; C: outubro de 2006, OP25. 43
- Figura 6 - Dados *in situ* na região da CBM para a OP23. Painel superior: TSM (linha preta) e temperatura do ar em superfície (Tship – linha azul) medido pela estação do navio e, temperatura do ar medido pela radiossondagem (Trad – linha vermelha); Painel inferior: Parâmetro de instabilidade dado pela TSM menos a temperatura virtual derivada de Tship. 45
- Figura 7 - Perfil de Temperatura (°C) na atmosfera e no oceano medidos simultaneamente pelas radiossondas e XBT's sobre a CBM para a OP23. Os vetores de vento meridional (m/s) estão sobreposto na figura. 46
- Figura 8 - Perfis verticais de Temperatura Potencial (K) e razão de mistura medidos pelas radiossondagens na região da CBM para a OP23..... 47

Figura 9 - . Dados *in situ* na região da CBM para a OP24. Paineis superior: TSM (linha preta) e temperatura do ar em superfície (Tship – linha azul) medido pela estação do navio e temperatura do ar medido pela radiossondagem (Trad – linha vermelha); Paineis inferior: Parâmetro de instabilidade dado pela TSM menos a temperatura virtual derivada de Tship. 49

Figura 10 -. Perfil de Temperatura (°C) na atmosfera e no oceano medido simultaneamente pelas radiossondas e XBT's sobre a CBM para a OP24. Os vetores de vento meridional (m/s) estão superpostos na figura..... 50

Figura 11 - Perfis verticais de Temperatura Potencial (K) e razão de mistura medidos pelas radiossondagens na região da CBM para a OP24..... 51

Figura 12 - Dados *in situ* na região da CBM para a OP25. Paineis superior: TSM (linha preta) e temperatura do ar em superfície (Tship – linha azul) medido pela estação do navio e temperatura do ar medido pela radiossondagem (Trad – linha vermelha); Paineis inferior: Parâmetro de instabilidade dado pela TSM menos a temperatura virtual derivada de Tship. 52

Figura 13 - Perfil de Temperatura (°C) na atmosfera e no oceano medido simultaneamente pelas radiossondas e XBT's sobre a CBM para a OP25. Os vetores de vento meridional (m/s) estão sobrepostos na figura. 53

Figura 14 - Perfis verticais de Temperatura Potencial (K) e razão de mistura medidos pelas radiossondagens na região da CBM para a OP25..... 54

Figura 15 - Esquema ilustrativo das duas grades aninhadas. A primeira grade tem resolução horizontal de 40 km e a segunda de 10 km em latitude e longitude. O campo sombreado é o gradiente da TSM sobreposto as duas linhas de contorno de TSM de 15° e 19° C..... 60

Figura 16 a - Média de 3 dias para o campo horizontal do vento a 10 m. Figura superior à esquerda experimento controle-1; superior à direita experimento controle-2; inferior dados do QuikSCAT. A: Média centrada no dia 2 de novembro de 2004 (OP23); B: Média centrada no dia 28 de outubro de 2005 (OP24); C: Média centrada no dia 27 de outubro de 2006 (OP25). 63

Figura 16 b - 64

Figura 16 c..... 65

Figura 17 a - Diferença entre análise do modelo e QuikSCAT para o campo horizontal do vento a 10 m. Figura superior à esquerda: primeira grade do experimento controle-1; superior à direita: segunda grade; inferior à esquerda: primeira grade do experimento controle-2;

inferior à esquerda: segunda grade. Abaixo de cada figura está relacionado seu erro quadrático médio (EQM) e a correlação espacial com o campo de vento do QuikScat (CEU – componente zonal, CEV – componente meridional). A: média centrado no dia 2 de novembro de 2004 (OP23); B: Média centrada no dia 28 de outubro de 2005 (OP24); C: Média centrada no dia 27 de outubro de 2006 (OP25). 66

Figura 17 b..... 67

Figura 17 c..... 68

Figura 18 - Gráfico do tempo de nudging em função do instante de assimilação pelo BRAMS, onde zero representa o instante da observação. 70

Figura 19 a - Sondagens atmosféricas das simulações realizadas para a OP23 versus a radiossondagem da 00h22min UTC. Radiossondagem (linha vermelha); controle-1 (linha preta); controle-2 (linha verde); EXP (linha azul). A: 22h30min UTC do dia 2 de novembro; B: 23h00min UTC do dia 2 de novembro; C: 23h30min UTC dia 2 de novembro; D: 00h00min UTC do dia 3 de novembro; E: 00h30min UTC do dia 3 de novembro; F: 01h00min UTC do dia 3 de novembro; G: 02h00min UTC do dia 3 de novembro. 73

Figura 19 b..... 74

Figura 19 c..... 75

Figura 19 d..... 76

Figura 19 e..... 77

Figura 19 f..... 78

Figura 19 g..... 79

Figura 20 - Campo horizontal de TSM (escala sombreada) e pressão ao nível do mar menos 1000mb (linhas de contorno), sobreposto o vento em 10 metros (vetores) referente à operação EXP. Os campos são referentes à média de três dias centrada nos dias em que foram realizadas as amostragens verticais da atmosfera nas campanhas OP23, OP24 e OP25. 87

Figura 21 - Campo horizontal de diferença de TSM (escala sombreada) e diferença de pressão ao nível do mar (linhas de contorno), sobrepostos à diferença do vento em 10 metros (vetores) entre EXP e controle-1. Os campos são referentes à média de três dias centrada nos dias em

que foram realizadas as amostragens verticais da atmosfera nas campanhas OP23, OP24 e OP25..... 88

Figura 22 - Campo horizontal de TSM (escala sombreada) e vento zonal e meridional (linhas de contorno) referentes à diferença EXP menos controle-2. Os campos são referentes à média de três dias centrado nos dias em que foram realizadas as amostragens verticais da atmosfera nas campanhas OP23, OP24 e OP25. A: Componente zonal do vento, OP23; B: Componente meridional do vento, OP23; C: Componente zonal do vento, OP24; D: Componente meridional do vento, OP24; E: Componente zonal do vento, OP25; F: Componente meridional do vento, OP25..... 89

Figura 23 - Campo horizontal de TSM (escala sombreada) e fluxo de calor sensível (linhas de contorno), sobreposto o vento em 10 metros (vetores) referente à operação EXP. Os campos são referentes à média de três dias centrada nos dias em que foram realizadas as amostragens verticais da atmosfera nas campanhas OP23, OP24 e OP25..... 90

Figura 24 - Campo horizontal de TSM (escala sombreada) e fluxo de calor latente (linhas de contorno), sobreposto o vento em 10 metros (vetores) referente à operação EXP. Os campos são referentes à média de três dias centrada nos dias em que foram realizadas as amostragens verticais da atmosfera nas campanhas OP23, OP24 e OP25..... 91

Figura 25 - Secção horizontal do número de Richardson, perpendicular à frente sobre a rota do navio, calculado a partir dos experimentos EXP. Os campos são referentes à média de três dias centrada nos dias em que foram realizadas as amostragens verticais da atmosfera para os experimentos da OP23 (A), OP24 (B) e OP25 (C)..... 92

Figura 26 - Secção horizontal dos termos da equação do movimento, perpendicular à frente sobre a rota do navio, calculado a partir dos experimentos EXP. Os campos são referentes à média de três dias centrada nos dias em que foram realizadas as amostragens verticais da atmosfera para o experimento da OP23. A linha preta representa o termo de tendência (tend); a vermelha, o termo de advecção (advh); a amarela, o termo de advecção vertical (advz); a verde, o termo de coriolis (cor); a azul, o termo do gradiente de pressão; e a azul clara, o resíduo. O painel superior representa à componente zonal do vento e o painel inferior à componente meridional. 93

Figura 27 - Secção horizontal dos termos da equação do movimento, perpendicular à frente sobre a rota do navio, calculado a partir dos experimentos EXP. Os campos são referentes à média de três dias centrada nos dias em que foram realizadas as amostragens verticais da atmosfera para o experimento da OP24. A linha preta representa o termo de tendência (tend); a vermelha, o termo de advecção (adv); a verde, o termo de coriolis (cor); a azul, o termo do gradiente de pressão; e o azul claro, o resíduo. O painel superior representa à componente zonal do vento e o painel inferior à componente meridional. 94

Figura 28 - Secção horizontal dos termos da equação do movimento, perpendicular à frente sobre a rota do navio, calculado a partir dos experimentos EXP. Os campos são referentes à média de três dias centrada nos dias em que foram realizadas as amostragens verticais da atmosfera para o experimento da OP25. A linha preta representa o termo de tendência (tend); a vermelha, o termo de advecção (adv); a verde, o termo de coriolis (cor); a azul, o termo do gradiente de pressão; e a azul clara, o resíduo. O painel superior representa à componente zonal do vento e o painel inferior à componente meridional. 95

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Parâmetros do RAMSIN para o esquema de assimilação ODA	37
---	----

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Principais opções e constantes do RAMSIN.....	59
Tabela 2 – Opções de tempo de inicialização do RAMSIN.....	59
Tabela 3 - Parâmetros do RAMSIN para o esquema de assimilação ODA.....	69

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	17
1.1 Descrição Geral.....	17
1.2 Região de Estudo	18
1.3 Acoplamento Oceano Atmosfera.....	20
2 DESCRIÇÃO DO MODELO NUMÉRICO BRAMS.....	24
2.1 Inicialização Homogênea ou Heterogênea	26
2.2 Estrutura de Grade	27
2.3 Condições de Contorno	28
2.4 Parametrização de Difusão Turbulenta	29
2.5 Parametrização de Microfísica.....	31
2.6 Parametrização de Convecção	32
2.7 Parametrização de Radiação	34
2.8 Assimilação de Dados Observacionais	35
2.8.1 Interpolação Kriging Optimal.....	36
2.8.2 Esquema de Assimilação de Dados ODA	36
3 MATERIAL E METODOLOGIA.....	39
3.1 Cálculo dos Termos da Equação do Momento	39
3.2 Cálculo da Instabilidade	41
3.3 Período de Estudo	42
3.4 Dados Coletados <i>In Situ</i>	43
3.4.1 OperAntar 23	44
3.4.2 OperAntar 24	47

3.4.3 OperAntar 25	52
3.5 Dados de Satélite.....	55
3.6 Condições Iniciais (CI) e Condições de Contorno (CC).....	57
4 EXPERIMENTOS NUMÉRICOS.....	58
4.1 Experimento Controle	60
4.1.1 Estrutura Horizontal	60
4.2 Assimilação de dados <i>in situ</i>	69
5 RESULTADOS	80
5.1 OP23.....	80
5.2 OP24.....	82
5.3 OP25.....	85
6 CONCLUSÃO	96
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	101

1 INTRODUÇÃO

1.1 DESCRIÇÃO GERAL

Na região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) no Oceano Atlântico Sudoeste, a Corrente do Brasil (CB) encontra a Corrente das Malvinas (CM), gerando grandes contrastes termais que são altamente discerníveis tanto em caráter espacial quanto temporal (REID *et al.*, 1977; LEGECKIS; GORDON, 1982; OLSON *et al.*, 1988; PODESTÁ, 1997; SOUZA; ROBINSON, 2004; LENTINI *et al.*, 2005).

A evolução dos transientes atmosféricos pode ser diretamente influenciada pela estrutura espacial das anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e, conseqüentemente, através dos fluxos de calor sensível e latente entre a atmosfera e o oceano. Segundo Gan e Rao (1991) o contraste de temperatura entre continente e oceano, juntamente com a gradiente de TSM da região da CBM, conduzem a situações favoráveis para a intensificação dos fluxos de calor sensível e latente, um dos mais importantes controles para o desenvolvimento de ciclones extratropicais.

Dados observacionais obtidos por sondagens atmosféricas e oceânicas simultâneas evidenciaram uma estrutura acoplada entre a atmosfera e o oceano na região da CBM, como visto em Pezzi *et al.* (2005, 2006). Esta região é ainda muito mal documentada, estudos anteriores como Pezzi *et al.* (2005) fazem apenas um estudo da modulação da camada limite atmosférica (CLA) em casos de ausência de sistemas de escala sinótica e de algum outro fator que interrompa este padrão de mesoescala.

Este projeto de pesquisa, através de modelagem numérica de meso escala, estuda os processos de modulação da CLA pela frente Oceânica. Os experimentos numéricos são caracterizados pela assimilação dos dados de radiossondagens, observações de superfície e TSM, na região da CBM. Os resultados esperados deverão contribuir para um melhor entendimento dos processos físicos e dinâmicos de transferência de energia entre a região da

confluência e a região sul-sudeste do Brasil, via atmosfera. O entendimento de todos estes processos poderá contribuir para melhoria da representação destes fenômenos pelos modelos numéricos atmosféricos, atualmente utilizados na previsão de tempo e clima.

1.2 REGIÃO DE ESTUDO

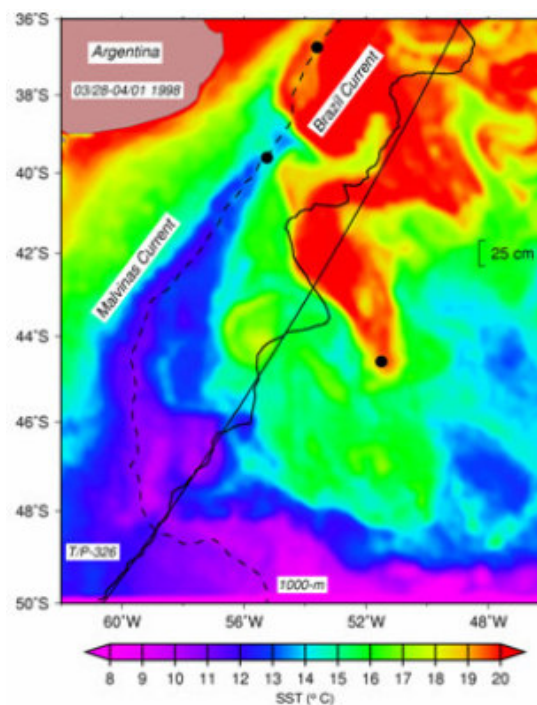
Na região do Atlântico sudoeste, duas importantes correntes afetam alternadamente o equilíbrio dinâmico das águas que circulam a plataforma continental, na costa sudeste da América do Sul. A corrente do Brasil de massa d'água tropical e a corrente das Malvinas de massa d'água polar interagem na zona de convergência subtropical, situada sobre latitudes superiores a 29°S. Segundo Reid *et al.* (1977) observações *in situ* localizaram a região da CBM, em média, entre 36°S e 39°S. O limite sul das águas quentes, associadas com a corrente do Brasil, flutua entre 38°S e 46°S. Olson *et al.* (1988), usando três anos de dados de imagens de satélite, observaram que a confluência entre as correntes se dá mais ao norte nos meses de inverno e que a separação da corrente das Malvinas da costa ocorre em torno da latitude de 38,8°S.

Na região da CBM (figura 1), as altas (baixas) temperaturas estão associadas a anomalias positivas (negativas) de altura do nível do mar, onde as instabilidades causadas pela interação entre as águas quentes e salinas da CB, e as águas frias e menos salinas da CM, resultam em grande atividade de mesoescala marcada pela formação de grandes meandros e pela formação de inúmeros vórtices de mesoescala típicos da região (LEGECKIS; GORDON, 1982; LENTINI *et al.*, 2002). Essas feições, juntamente com as instabilidades da CB e CM, dominam a dinâmica dessa região (GARZOLI; SIMIONATO, 1990).

Fu (1996), por exemplo, apresentou resultados obtidos a partir de dados dos 18 primeiros meses da missão TOPEX/Poseidon, descrevendo que as maiores variabilidades nos oceanos ocorrem em mesoescala (~100 km e ~100 dias), sendo relacionadas à formação de vórtices. Provost e Le Traon (1993) também estudando a variabilidade da CBM com dados

altimétricos, concluíram que a atividade de mesoescala na região é altamente não-homogênea e anisotrópica.

As amplitudes do ciclo anual da TSM na região da CBM aumentam na direção da plataforma continental (PODESTÁ *et al.*, 1991). Valores mínimos de 8 °C ocorrem em junho (inverno austral) enquanto valores máximos de TSM podem chegar a 25 °C no núcleo da CB durante os meses de verão Austral (GONI *et al.*, 1996). Lentini *et al.* (2000) estimaram que as amplitudes anuais de TSM podem variar entre 4 °C e 13 °C ao longo da plataforma continental no Oceano Atlântico Sudoeste. Os autores colocam que a maior parte dessa variação é devida ao aumento do transporte da CB (CM) durante o verão (inverno), o que contribuiria para as grandes amplitudes de TSM encontradas na região adjacente ao Rio da Prata.



Fonte: Lentini 2002.

Figura 1 - Mapa de TSM médio entre os dias 28 de março e 1 de abril de 1998 para a região da CBM mostrando a interação entre a CB (em tons de vermelho) e a CM (em tons de azul). A linha reta representa o “groundtrack” 326 do satélite TOPEX/Poseidon sobre a qual está representada a anomalia da altura do nível do mar. Os pontos negros representam esquematicamente a posição em que a CB e da CM se separam da costa.

1.3 ACOPLAMENTO OCEANO ATMOSFERA

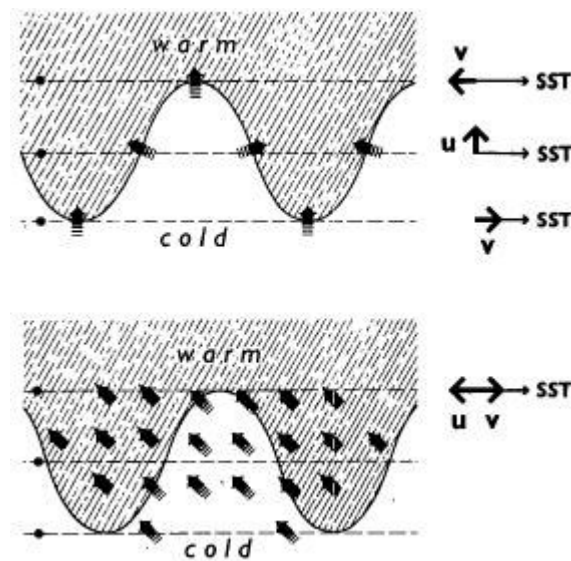
Muitos estudos investigam os processos das interações Oceano-Atmosfera (OA), enfatizando a influência da TSM nos ventos de superfície sobre o Oceano Pacífico Equatorial leste. Lindzen e Nigam (1987) e Wallace *et al.* (1989) sugerem dois distintos mecanismos para tal interação. Na primeira hipótese atribui a modulação dos ventos de superfície à variação da pressão ao nível do mar associada com a TSM: baixas (altas) pressões são encontradas sobre águas mornas (frias). O vento se move para a baixa pressão ou para os maiores gradientes de TSM (LINDZEN; NIGAM, 1987).

Na segunda hipótese CLA mistura na vertical ajustando-se regiões de frentes oceânicas, a TSM é acoplada com as mudanças na estabilidade (estratificação de densidade) na CLA (WALLACE *et al.*, 1989). Sobre águas mornas, o empuxo do ar e a turbulência crescem, aumenta a mistura, e o cisalhamento do vento é reduzido na CLA; conseqüentemente ventos mais fortes em superfície. A situação oposta é encontrada sobre águas frias.

Estudos do acoplamento entre a camada limite oceânica (CLO) e CLA no Pacífico Equatorial (Liu *et al.*, 2000) e no Atlântico tropical (CALTABIANO *et al.*, 2005) mostram que as ondas de instabilidade tropical (OITs), de origem oceânica, induzem trocas de momento e calor entre o oceano e a atmosfera. As OITs e os vórtices oceânicos de mesoescala associados a elas são fenômenos originados a partir de instabilidades no sistema de correntes equatoriais (MASINA *et al.*, 1999; MENKES *et al.*, 2005). As duas hipóteses que podem explicar a perturbação do vento em superfície pela propagação dos campos de TSM associadas com as OITs estão resumidas na figura 2.

No topo do painel da figura 2, a principal forçante é a influência hidrostática da pressão atmosférica ao nível do mar discutida por Lindzen e Nigam (1987). O vento zonal (U) se move para a baixa pressão, ou para os maiores gradientes de TSM, U sempre está 90 graus

fora de fase com a SST enquanto que o vento meridional (V) está em fase ou 180 graus fora de fase dependendo da latitude. Na parte inferior do painel assume que o principal processo de acoplamento entre a TSM e o vento em superfície é através da modificação do cisalhamento vertical na camada limite assim discutido por Wallace *et al.* (1989). Neste caso os ventos são fortes sobre águas quentes. Para ventos de sudeste mostrados, o vento zonal está 180 graus fora de fase com as perturbações de TSM e o vento meridional está em fase com ele.

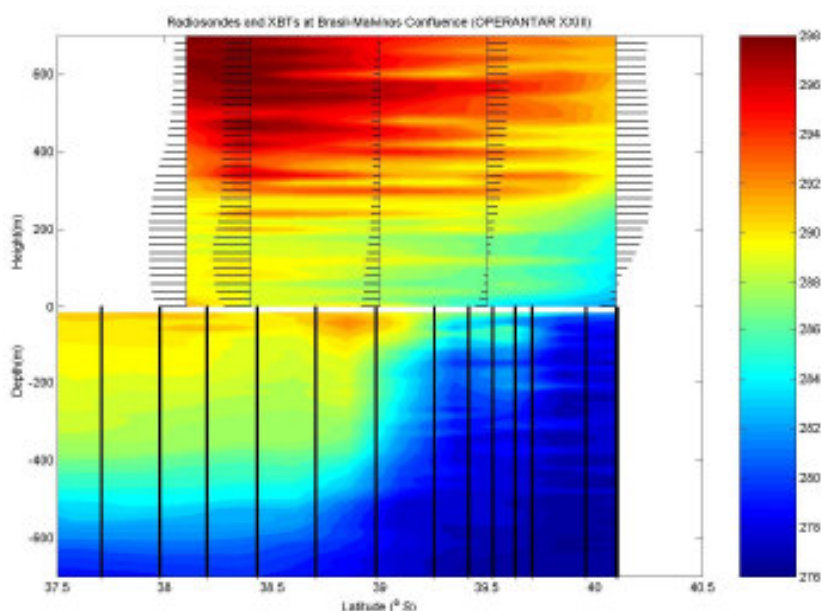


Fonte: Caltabiano *et al.* 2005.

Figura 2 - Esquema da representação do campo de vento em superfície (U = vento zonal, V = vento meridional) associado com as OITs, seguindo a hipótese sugerida por Lindzen e Nigam (1987) (painel acima) e Wallace *et al.* (1989) (painel abaixo). Os vetores na figura representam o vento.

Mais recentemente, um estudo de modelagem de Small *et al.* (2003) mostrou evidências da importância da forçante da pressão. Ele sugeriu que as anomalias da pressão ao nível do mar não são acompanhadas com as anomalias da TSM no caso particular das OITs. Seus resultados indicam que o mecanismo sugerido por Wallace *et al.* (1989) pode não ser confiável por conta da advecção de temperatura e umidade pelo vento médio. Os autores também mostram que a pressão é dominante e suficiente para causar os ventos induzidos pela pressão para estar em fase com TSM.

Tokenaga *et al.* (2005) descreveu pela primeira vez os efeitos da TSM nos ventos de superfície e a estabilidade próxima à superfície da camada limite atmosférica marinha (CLAM) na região de Confluência Brasil Malvinas (CBM). Ele utilizou os conhecidos gradientes fortes de TSM (10° C entre a CB e CM na superfície do mar) para demonstrar a nova aplicabilidade do recente conjunto de dados de alta resolução *in situ* (dados coletados no navio) em combinação com dados de satélite. Tokenaga *et al.* (2005) forneceram uma análise detalhada dos padrões climatológicos OA da região CBM e também mostrou que nesta região ocorrem correlações positivas entre TSM e velocidade do vento na superfície.



Fonte: Pezzi *et al.* (2005).

Figura 3 - Perfis de Temperatura (K) na atmosfera e no oceano medidos simultaneamente pelas radiossondas e XBT's ao longo da trajetória do N.Ap.Oc Ary Rongel durante o período de 1 a 3 de novembro de 2004. Os vetores de vento meridional (m/s) estão superpostos na figura.

Estudos mais recentes de Pezzi *et al.* (2005) sugerem que na ausência sistemas atmosféricos de grande escala atuantes na região da CBM (por exemplo, frentes frias e ciclones extra-tropicais), a frente oceânica que caracteriza a região irá modular a CLA. No lado norte da CBM, as águas mais quentes induzem mudanças na estabilidade estática da CLA que, por sua vez, afeta a variabilidade na magnitude e intensificação dos ventos. Nessa

hipótese, a CLA torna-se instável e turbulenta sobre águas mais quentes, aumentando a transferência de momento para baixo. O cisalhamento vertical do vento na CLA é reduzido e conseqüentemente ventos mais intensos ocorrem à superfície do mar (figura 3).

2 DESCRIÇÃO DO MODELO NUMÉRICO BRAMS

O *Brazilian Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS) é um projeto desenvolvido por diversas instituições, entre elas a *Atmospheric, Meteorological and Environmental Technologies* (ATMET), Instituto de Matemática e Estatística da Universidade de São Paulo (IME/USP), Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG/USP), Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) e o Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal da Paraíba (DCA/UFPB), tendo como principal objetivo produzir uma nova versão do modelo *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) ajustada para os trópicos que atenda aos centros de previsão de tempo regionais brasileiros. O RAMS (PIELKE *et al.*, 1992; COTTON *et al.*, 2003) é um modelo desenvolvido pela Colorado State University – CSU sendo um modelo numérico versátil, onde é possível simular circulações que vão desde a micro até a macro escala, sendo mais freqüentemente aplicado a simulações de mesoescala.

O BRAMS/RAMS baseia-se no conjunto completo de equações que governam a evolução do estado atmosférico, baseadas nas leis de movimento de Newton e na termodinâmica de um fluido, incluindo parametrizações dos diversos processos físicos presentes nestas equações como parametrizações de difusão turbulenta, radiação solar e terrestre, processos úmidos incluindo a formação e a interação de nuvens e água líquida precipitante e gelo, calor sensível e latente, camadas de solo, vegetação e superfície d'água, efeitos cinemáticos do terreno e convecção de cumulus. É equipado com um esquema de alinhamento múltiplo de grades, permitindo que as equações do modelo sejam resolvidas simultaneamente sob qualquer número de grades computacionais com diferentes resoluções espaciais.

Além do módulo atmosférico, o BRAMS possui um modelo de análise isentrópica denominado ISAN (ISentropic ANalysis package) que permite a assimilação de dados de modelos globais e dados observacionais de superfície e de ar superior, para serem utilizados como condições iniciais e de contorno. Para a assimilação de dados de estações de superfície e de sondagens, o BRAMS utiliza um método de análise objetiva, baseado no trabalho de Barns (1964).

A configuração de cada simulação com o BRAMS é feita através de um arquivo do tipo lista de variáveis, chamado RAMSIN, que é dividido em cinco partes. Na primeira parte são definidos: o tamanho de cada grade e suas localizações; o número de grades; o número de pontos de grade e o espaçamento horizontal; o número de níveis verticais e de camadas de solo; e, o espaçamento vertical e tempo de simulação. Na segunda parte são definidos: os tipos de inicialização, homogênea (através do uso de uma sondagem) ou heterogênea (através do uso de análises); parâmetros relacionados com o *nudging* vertical e horizontal; frequência de geração de arquivos de saída; os arquivos de topografia; ocupação do solo; e, temperatura da superfície do mar. Na terceira parte são definidas: as opções físicas e numéricas do modelo, tais como o tipo de condição de fronteira lateral; os parâmetros de radiação, convecção, difusão turbulenta; e, modelo de solo e microfísica. A quarta parte é destinada para a inclusão de sondagens no caso da inicialização homogênea. A quinta parte está relacionada com a impressão de resultados para verificação durante a simulação.

Com o BRAMS é possível obter tanto informações prognósticas, aplicadas à previsão de tempo, como informações diagnósticas relacionadas a estudos de casos voltados para a pesquisa. Freitas *et al.* (2007) fazem uma avaliação do modelo para a América do Sul mostrando que o desempenho pode ser considerado muito bom quando testado frente à medidas experimentais e operacionais.

Neste trabalho foi utilizado a versão 3.2 do BRAMS tendo como base a versão 5.04 do RAMS, somadas algumas melhorias como assimilação de dados de umidade do solo heterogêneos baseada em Gevaerd *et al.* (2006), modelo de interação solo atmosfera SIB 2 (Simple Biosphere Model), reprodutibilidade binária (mesmo resultado utilizando diferentes números de processadores), melhoria na portabilidade e qualidade do *software*, melhoria de desempenho em simulações seriais e paralelas, parametrização de cumulus rasos (SOUZA; DA SILVA, 2003) e nova parametrização de convecção profunda baseada em um esquema de fluxo de massa com diferentes fechamentos (FREITAS *et al.*, 2007).

2.1 INICIALIZAÇÃO HOMOGÊNEA OU HETEROGÊNEA

Os principais dados de entrada do BRAMS, a partir dos quais é possível realizar uma simulação são:

- Temperatura do ar;
- Umidade do ar;
- Geopotencial;
- Vento (dividido em componentes zonal e meridional).

Esses valores podem ser originados de dados observacionais de superfície e de altitude, modelos numéricos, derivados de dados de satélite, entre outros. Para que os dados sejam corretamente lidos pelo modelo é preciso que os mesmos estejam dispostos em um formato específico, conhecido como “dprep”. O dprep pode ser definido como um arquivo no formato de texto, escrito a cada intervalo de tempo em que há disponibilidade de dados, com uma ordem específica das variáveis de entrada e seus respectivos níveis verticais.

A inicialização pode ser homogênea, quando só há um valor do dado de entrada para cada nível, e este valor é atribuído à grade do modelo igualmente na horizontal. Um exemplo

deste tipo de inicialização é a utilização de uma sondagem atmosférica, representativa da área onde se pretende realizar um estudo.

A inicialização também pode ser variada ou heterogênea, quando os dados de entrada são interpolados para a grade do modelo, apresentando não só variação na vertical, mas também na horizontal. A técnica utilizada para a interpolação é uma análise objetiva proposta por Barnes (1964) que consiste em obter um valor interpolado para cada ponto de grade, através de uma média ponderada da informação original. A ponderação é feita conforme uma função Gaussiana, onde é atribuído um peso proporcional a uma função do inverso da distância entre ponto de grade e observação, atribuindo um peso maior para as observações mais próximas do ponto de grade e um peso menor para informações mais distantes.

2.2 ESTRUTURA DE GRADE

A grade utilizada pelo BRAMS é alternada, do tipo C de Arakawa (MESSINGER; ARAKAWA, 1976), onde as variáveis termodinâmicas e de umidade são definidas nos mesmos pontos de grade, enquanto que as componentes u, v e w do vento são intercaladas em $\Delta x/2$, $\Delta y/2$ e $\Delta z/2$, respectivamente (figura 4).

A projeção horizontal utilizada é a estereográfica, cujo pólo de projeção fica próximo do centro da área de domínio. Esse tipo de projeção diminui distorções na área de interesse. Na vertical existem duas opções de projeção. A primeira é um sistema de coordenadas que acompanha o terreno, denominada σ_z , segundo a 2.1.

$$\sigma_z = H \left[\frac{(z - z_s)}{(H - z_s)} \right] \quad (2.1)$$

onde: σ_z é a coordenada transformada; z_s é a altura da superfície em relação ao nível médio do mar; e, H é a altura do topo do modelo (TRÍPOLI; COTTON, 1982).

A segunda coordenada vertical, conhecida como shaved-ETA (TREMBACK; WALKO, 2004), é uma grade cartesiana, onde as células de grade interceptam a topografia.

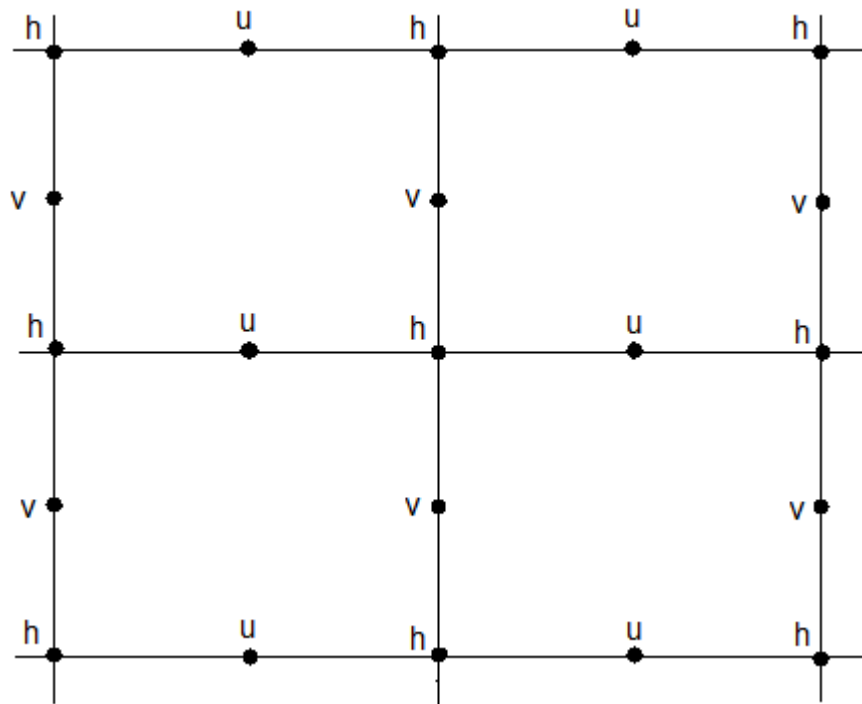


Figura 4 - Grade do tipo C de Arakawa. h: variáveis termodinâmicas; u: componente zonal; v: componente meridional do vento.

2.3 CONDIÇÕES DE CONTORNO

São aplicadas condições de contorno lateral para permitir a passagem de ondas de gravidade e outros fenômenos que chegam à fronteira, com o intuito de eliminar (ou pelo menos diminuir) a reflexão para o interior da área de domínio. A propagação da onda é considerada linear, descrita pela equação 2.2:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = c^* \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) \quad (2.2)$$

onde: $\partial u / \partial t$ é a taxa de variação temporal da velocidade normal à fronteira; $\partial u / \partial x$ é a variação espacial da velocidade normal à fronteira; e, $c^* = c + u$ é a velocidade de fase.

No BRAMS existem algumas condições de fronteira disponíveis e estas têm como principal fundamento a obtenção do c^* . Uma delas foi proposta por Orlanski (1976),

calculada no passo de tempo anterior e no primeiro ponto interior à fronteira, segundo a equação 2.3:

$$c^* = \frac{(\partial u / \partial t)}{(\partial u / \partial x)} \quad (2.3)$$

Outra forma de calcular c^* é aplicar o valor da média vertical segundo Orlanski, para toda a coluna do domínio (KLEMP; LILLY, 1978). Klemp e Wilhelmson (1978 a, b) sugerem o uso de um valor típico para a velocidade de fase da onda de gravidade.

A condição de contorno no topo do modelo difere da condição lateral pelo fato de a propagação da onda de gravidade na vertical ter velocidade de fase oposta à velocidade de grupo, podendo ocorrer efeito de propagação em direção à superfície. Apesar de algumas opções fornecidas pelo modelo, o *nudging* no topo elimina a necessidade dessas opções, passando ele a ser a condição de contorno.

A condição de contorno na base está relacionada às trocas de calor, momentum e massa entre a superfície e a atmosfera logo acima dela. Essas trocas são consideradas em diferentes tipos de superfícies, que podem ser água, solo sem cobertura vegetal (solo nu) ou solo com vegetação.

O modelo possui uma opção de aninhamento múltiplo de grades, de forma que as grades maiores e de menor resolução espacial são utilizadas para modelar o ambiente das grades menores e de maior resolução espacial servindo assim como condições de fronteira lateral, superior ou até mesmo no centro da grade. Desta forma, os sistemas atmosféricos de larga escala são modelados a partir das grades com menor resolução e estes vão interagir com os sistemas de mesoescala resolvidos nas grades com maior resolução.

2.4 PARAMETRIZAÇÃO DE DIFUSÃO TURBULENTA

O BRAMS possui quatro formas distintas de parametrização turbulenta. A escolha da opção mais apropriada depende das escalas espaciais das variáveis prognósticas que são

resolvidas explicitamente em uma simulação. Os fenômenos que ocorrem em escalas menores que o espaçamento da grade, ou seja, em escala sub-grade, devem ser parametrizados. Stull (1988) mostra ser esse o caso da turbulência cujas propriedades médias afetam as variáveis na escala da grade. Para tal inclusão a turbulência tem que ser parametrizada em função de variáveis prognosticadas pelo modelo.

A primeira opção é baseada na formulação de Smagorinsky (1963) para os coeficientes de difusão horizontais. Segundo essa formulação, os coeficientes de difusão são calculados como o produto da taxa de deformação horizontal (gradientes horizontais da velocidade do vento) e do quadrado da escala de comprimento. A escala de comprimento é o produto do espaçamento de grade horizontal por um fator (esse fator tem o objetivo de filtrar ondas com comprimentos de ondas inferiores a pelo menos duas vezes o espaçamento da grade, os quais não são bem resolvidos pelo esquema numérico) de multiplicação que depende das dimensões da grade utilizada. Nessa opção, a difusão vertical é parametrizada, seguindo o esquema de Mellor e Yamada (1982) através da energia cinética turbulenta prognosticada pelo modelo. A segunda opção difere da primeira apenas na parametrização vertical, onde é usado o análogo unidimensional do esquema de Smagorinsky. A deformação vertical é obtida dos gradientes verticais do vento horizontal (cisalhamento vertical) e a escala de comprimento é o espaçamento vertical local multiplicado por um fator que desempenha o mesmo papel daquele utilizado no primeiro esquema. As opções descritas acima são apropriadas para situações onde o espaçamento de grade na horizontal é muito maior que na vertical, tal que os movimentos convectivos dominantes não sejam resolvidos.

Algumas modificações nos coeficientes de difusão verticais devido à estabilidade estática são utilizadas, baseados nas formulações de Lilly (1962) e Hill (1974). A modificação de Lilly é na forma de um fator de multiplicação que depende do número de Richardson (Ri) e da razão entre os coeficientes de difusão de temperatura e momento na vertical. Este fator é

maior que 1 em casos instáveis e menor em casos estáveis. A modificação de Hill aplica-se somente em regiões de *lapse-rate* instáveis e consiste da adição do valor absoluto do quadrado da frequência de Brunt-Vaisala à taxa de deformação, para obter uma escala de tempo modificada para o cálculo dos coeficientes de difusão. Na terceira opção, os coeficientes de difusão na horizontal e na vertical são calculados como um produto entre o tensor tensão de cisalhamento em três dimensões e o quadrado da escala de comprimento. A quarta opção utiliza o esquema de Deardorff (1980) e faz uso da energia cinética turbulenta para o cálculo dos coeficientes de difusão horizontal e vertical.

Este esquema é destinado somente para a finalidade específica de simulações de grandes turbilhões, os quais consideram que os movimentos turbulentos resolvidos pelo modelo realizam a maior parte de transporte turbulento.

2.5 PARAMETRIZAÇÃO DE MICROFÍSICA

A parametrização de precipitação microfísica presente no modelo especifica a complexidade dos processos de mudança de fase que serão utilizados para os cálculos explícitos em cada ponto de grade, simulando todas as mudanças de fase que ocorrem com a água em seus três estados (sólido, líquido e gasoso), incluindo as trocas de calor envolvidas nas mudanças. As seguintes categorias são consideradas:

- Fase gasosa: vapor d'água;
- Fase líquida: gotículas de nuvem e gotas de chuva;
- Fase sólida: gelo primário, neve e agregados;
- Fase mista entre líquido e sólido: granizos e pequenos granizos.

A inclusão ou não de cada uma das categorias acima em uma simulação é de escolha do usuário, que define o nível de complexidade da microfísica que será utilizada:

- **Nível 0:** o modelo roda “seco”, sem qualquer consideração de umidade;

- **Nível 1:** é ativada a advecção, difusão e fluxo de água na superfície, mas toda a substância água contida na atmosfera é considerada vapor d'água, mesmo que ocorra supersaturação;
- **Nível 2:** ocorre condensação do vapor d'água em gotículas de nuvem quando a supersaturação é alcançada. A quantidade de vapor d'água que é convertido em água líquida é puramente diagnóstica neste caso. Os efeitos positivos de flutuação do vapor e da água líquida são incluídos na equação do movimento vertical. Nenhum outro tipo de hidrometeoro é considerado;
- **Nível 3:** ativa toda a microfísica. Todos os tipos de hidrometeoros são considerados e o processo de precipitação é incluído.

Na parametrização de microfísica do BRAMS (originalmente descrita por Meyers *et al.*, 1997 e também disponível em Martins, 2006) são levados em consideração os diferentes processos microfísicos, como a colisão e coalescência, nucleação, sedimentação e conversão de uma categoria para outra. As gotículas são consideradas pequenas o suficiente para não precipitarem através da nuvem, enquanto que as outras categorias precipitam. A nucleação direta a partir do vapor d'água só é permitida para gotículas e gelo primário (este último só cresce por deposição). Os agregados são definidos como partículas de gelo que se formam por colisão e coalescência de gelo primário e neve. Gelo primário, neve e agregados possuem baixa densidade e pequena velocidade de queda, enquanto que pequenos granizos possuem densidade intermediária e forma aproximadamente esférica.

2.6 PARAMETRIZAÇÃO DE CONVECÇÃO

Essa parametrização é utilizada para redistribuir verticalmente calor e umidade em uma coluna de ar atmosférica quando o modelo cria uma região convectivamente instável e a

resolução horizontal da grade é muito pequena para que o modelo resolva adequadamente as circulações convectivas.

Para que o modelo resolva uma circulação de convecção profunda, é necessário que alguns pontos de grade na horizontal incluam a circulação convectiva em questão, para que as correntes ascendentes possam ser criadas na escala da grade. Como essas correntes convectivas são da ordem de poucos quilômetros a centenas de metros, a resolução da grade na horizontal precisaria ser da ordem de centenas de metros a poucos quilômetros para poder simular explicitamente a convecção. Ao utilizar uma grade mais grosseira esse tipo de circulação não será explicitamente resolvida impossibilitando as trocas verticais diretas de calor e umidade, assim como a conversão de energia potencial disponível para convecção (CAPE) em outras formas de energia. Torna-se necessária a utilização de uma parametrização convectiva na mesma filosofia da parametrização da turbulência, como um fenômeno de escala sub-grade. Atualmente, os esquemas disponíveis foram elaborados para grades com resolução em torno de 20 km ou maiores, fazendo com que exista um intervalo de resolução (entre 2 e 20 km) onde nenhum esquema convectivo funciona adequadamente. Para resoluções menores do que 2 km a parametrização de microfísica tende a resolver explicitamente os processos convectivos.

Cada esquema de parametrização de convecção adota hipóteses de fechamento diferenciadas para resolver a questão da interação entre as escalas, o que leva a uma vasta possibilidade de soluções. A primeira parametrização implementada no RAMS foi do tipo Kuo (1974), em que a convecção atua para eliminar a instabilidade gerada por efeitos de grande escala e evaporação local. As equações da tendência termodinâmica e da tendência de umidade para a convecção úmida são dependentes da instabilidade atmosférica, da velocidade vertical no nível de condensação por levantamento (NCL) e da convergência de umidade na

camada abaixo da nuvem. Ao ativar a parametrização, ocorrerá convecção se algumas condições forem atendidas.

Outro esquema para parametrizar a convecção foi desenvolvido por Grell (1993), e foi concebido de forma a evitar fontes primárias de erros. Neste fechamento, as nuvens são representadas por duas circulações estacionárias, provocadas por correntes ascendentes e descendentes. Não há mistura direta entre o ar da nuvem e do ambiente, exceto no topo e na base destas circulações. O modelo de nuvens utilizado para calcular as propriedades deste esquema é formulado com um número reduzido de equações. O fluxo de massa é assumido constante com a altura e não se considera o entranhamento e desentranhamento ao longo das laterais da nuvem.

A partir do balanço de umidade das correntes ascendentes é possível calcular a razão de mistura dentro da nuvem supondo saturação. Além disso, pode-se estimar a condensação e evaporação. Este modelo pressupõe que não há água de nuvem, sendo toda a água líquida convertida em chuva.

Idealmente, para se resolver uma célula convectiva são necessários alguns pontos de grade para expandir horizontalmente uma corrente ascendente, sendo que uma convecção profunda exige uma célula de 1 ou 2 km no mínimo. As parametrizações convectivas disponíveis assumem que a célula de grade tem tamanho horizontal de 20 km ou mais. Isso significa que o esquema convectivo pode ser ativado para grades com essa resolução, mas não existe nenhum ajuste adequado para resoluções entre 2 e 20 km.

2.7 PARAMETRIZAÇÃO DE RADIAÇÃO

No BRAMS existem três métodos de parametrização de radiação utilizados que se diferem basicamente pela consideração ou não dos efeitos das interações com as nuvens. Mahrer e Pielke (1977) avaliam empiricamente o espalhamento da radiação de onda curta pelo oxigênio, ozônio e dióxido de carbono e a absorção pelo vapor d'água; também é

avaliada a quantidade de emissão no infravermelho e absorção pelo vapor d'água e dióxido de carbono em onda longa, mas nenhuma interação com nuvens ou material condensado é considerada. Este esquema é o mais simples e com menor custo computacional. O segundo esquema (CHEN; COTTON, 1988) para a radiação de onda curta é uma solução completa da equação de transferência radiativa, permitindo que o conteúdo de água líquida e o vapor presentes na atmosfera influenciem os fluxos de radiação solar e terrestre. Nesse esquema é possível avaliar a emissão de onda longa em atmosfera clara, com nuvem ou mista. Os processos de espalhamento, absorção, transmissão e reflexão de onda curta por nuvens também são considerados.

O terceiro esquema é o de Harrington (1997), este é mais completo que os demais. Neste esquema são consideradas as diferentes fases da nuvem (diferenciando o efeito se houver somente água ou se houver gelo), também considera um perfil de ozônio que terá efeito na absorção da radiação solar. Teoricamente o esquema de Harrington é mais eficiente. Contudo, tem um custo computacional maior e ainda contém muitos problemas no seu código.

2.8 ASSIMILAÇÃO DE DADOS OBSERVACIONAIS

O esquema de assimilação de dados *Observational Data Assimilation* (ODA) é um método alternativo, uma generalização do esquema *nudging* observacional, possibilitando um esquema ágil e eficiente. Este esquema elimina o problema na defasagem no tempo entre a medida e o instante de assimilação pelo modelo, a cada passo de tempo de integração na simulação é realizado uma conferência onde se verifica o instante da observação e da simulação numérica, onde só é feita a assimilação pelo modelo se a diferença entre as duas em módulo estiver dentro de um intervalo de tempo pré-definido. Este esquema interpola no tempo e espacialmente; a interpolação espacial é realizada utilizando o método Kriging que produz campos tri-dimensionais dos valores e covariância do produto. A combinação do valor

e das covariâncias somente irá forçar os campos do modelo nos lugares onde as observações forem próximas o suficiente. Na seção 2.8.2 são definidos os parâmetros que controlam o comportamento do esquema ODA.

2.8.1 Interpolação Kriging Optimal

Krige (1951), trabalhando com dados de concentração de ouro, concluiu que somente a informação dada pela variância seria insuficiente para explicar o fenômeno em estudo. Para tal, seria necessário levar em consideração a distância entre as observações. A partir daí surge o conceito da geoestatística, que leva em consideração a localização geográfica e a dependência espacial. Matheron (1963; 1971), baseado nas observações de Krige (1951), desenvolveu a teoria das variáveis regionalizadas. Uma variável regionalizada é uma função numérica com distribuição espacial, que varia de um ponto a outro com continuidade aparente, mas cujas variações não podem ser representadas por uma função matemática simples. Parte do princípio que pontos próximos no espaço tendem a ter valores mais parecidos do que pontos mais afastados. A técnica de Kriging assume que os dados recolhidos de uma determinada população se encontram correlacionados no espaço.

2.8.2 Esquema de Assimilação de Dados ODA

O primeiro passo é transformar as observações para o formato RALPH de leitura de dados observacionais do modelo BRAMS. Quando o modelo é iniciado, lê e aloca todas as observações (dados de superfície e sondagem) e a cada passo de tempo pré-definido faz uma conferência para identificar o instante de cada observação e comparar com o instante da simulação. No RAMSIN é determinado as variáveis que controlam o esquema de assimilação segundo o quadro 1.

IF_ODA	Módulo ativado? (1 = sim, 0 = não)
ODA_UPAPREFIX	Prefixo dos arquivos de sondagem
ODA_SFCPREFIX	Prefixo dos arquivos de superfície
FRQODA	Frequência em que é chamada a sub-rotina de assimilação (segundo)
TODABEG, TODAEND	Tempo de começo e fim do ODA (segundo)
TNUDODA	Tempo de nudging (segundo)
WT_ODA_GRID	Peso relativo para cada grade ativa (0., forçante desligada)
WT_ODA_UV, WT_ODA_TH, WT_ODA_PI, WT_ODA_RT	Peso relativo para cada variável (0., forçante desligada)
RODA_SFCE, RODA_SFC0 RODA_UPAE, RODA_UPA0	Raio de influencia que afeta o alisamento das observações, onde a partir de RODA_SFCE (RODA_UPAE) o decaimento cai num fator $e^{**(-2)}$ e em RODA_SFC0 (RODA_UPA0) é zero
RODA_HGT	Altura em que ocorre a transição do raio SFC para UPA, esta altura corresponde ao topo da camada limite
ODA_SFC_TIL, ODA_UPA_TIL, ODA_SFC_TEL, ODA_UPA_TEL	Interpola enquanto o tempo do modelo menos o tempo da observação for menor que o limite (TEL). Se duas observações na mesma estação tiverem seu tempo passado menos futuro maior que TEL e for menor que TIL é feita uma extrapolação entre os dois instantes de tempo.

Quadro 1 - Parâmetros do RAMSIN para o esquema de assimilação ODA

A assimilação de dados externos pode causar instabilidade no modelo e o procedimento utilizado para minimizar esse problema é conhecido como “nudging” (relaxação Newtoniana, Wang e Warner, 1988) e consiste em adicionar mais um termo de tendência para cada equação prognóstica a fim de forçar a variável prevista pelo modelo em direção aos dados de assimilação:

$$\partial x / \partial t = F(x) + N(x, y, z, t)(x_0 - x) \quad (2.4)$$

onde: x é a variável do modelo, $F(x)$ representa a física do modelo; $N(x,y,z,t)$ é o peso do nudging; e, x_0 é a observação. A função peso do *nudging* é dado pela equação 2.4:

$$N(x,y,z,t) = \text{NUD_K}(x,y,z) * \text{NUD_ODA} \quad (2.5)$$

onde: NUD_K é o campo de peso tri-dimensional do método Kriging de interpolação espacial; NUD_ODA é o peso atribuído a observação calculado pelo esquema ODA, o qual é dado por:

$$\text{NUD_ODA} = \text{WT_ODA_V}(x) * \text{WT_ODA_GRID}(\text{ng}) / \text{TNUDODA} \quad (2.6)$$

onde: WT_ODA_V é o peso dado a variável x; WT_ODA_GRID o peso dado para a grade ng; e, TNUDODA é definido no quadro 1.

3 MATERIAL E METODOLOGIA

3.1 CÁLCULO DOS TERMOS DA EQUAÇÃO DO MOMENTO

O escoamento turbulento gera desvios isolados das parcelas de ar, geram turbilhões, assim misturam propriedades, tais como momento e temperatura potencial através da CLA. Os vórtices de interesse na CLA tendem a ter escalas similares na horizontal e vertical. A escala de comprimento do turbilhão é limitada pela altura da CLA. Através do transporte de calor e umidade pelos turbilhões para longe da superfície e de seu transporte de momento para a superfície mantém o balanço de momento. Esses processos alteram o balanço de momento do escoamento de grande escala na CLA, de tal maneira que o balanço geostrófico não é maior que uma aproximação para o campo de vento de grande escala. Na atmosfera livre o termo de turbulência pode ser desprezado, exceto nas vizinhanças das correntes de jato e nuvens convectivas. Na CLA as equações do momento devem ser modificadas para representar a turbulência.

As flutuações de densidade na CLA não podem ser desprezadas, já que são essenciais para representar a força de empuxo. A aproximação é uma forma das equações dinâmicas válida para a CLA. Nesta aproximação a densidade é substituída por um valor médio constante, ρ_0 , em toda a parte, exceto no termo de empuxo na equação de momento vertical. As equações de momento horizontal podem ser expressas em coordenadas cartesianas como:

$$\frac{Du}{Dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + F_{rx} \quad (3.1)$$

$$\frac{Dv}{Dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + F_{ry} \quad (3.2)$$

No escoamento turbulento uma variável de campo, tal como velocidade média em um ponto, flutua rapidamente no tempo, devido aos turbilhões de várias escalas que passam neste

ponto. Para que as medições sejam representativas do escoamento de grande escala é necessário medir em um intervalo de tempo longo o suficiente para evidenciar as flutuações dos turbilhões de pequena escala, e pequeno o suficiente para preservar a tendência do escoamento de grande escala. Então a variável de campo é definida por um valor médio, indicada por traço em cima, mais a sua flutuação, indicada por primos. Fazendo a derivada total da componente zonal e meridional do vento e, fazendo cada componente igual a sua média mais a flutuação e aplicando a média de Reynolds obtemos:

$$\frac{D\bar{u}}{Dt} = \frac{\partial\bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial(\bar{u}\bar{u} + \bar{u}'u')}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{u}\bar{v} + \bar{u}'v')}{\partial y} + \frac{\partial(\bar{u}\bar{w} + \bar{u}'w')}{\partial z} \quad (3.3)$$

$$\frac{D\bar{v}}{Dt} = \frac{\partial\bar{v}}{\partial t} + \frac{\partial(\bar{v}\bar{u} + \bar{v}'u')}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{v}\bar{v} + \bar{v}'v')}{\partial y} + \frac{\partial(\bar{v}\bar{w} + \bar{v}'w')}{\partial z} \quad (3.4)$$

Aplicando a média de Reynolds em 3.1 e 3.2 e fazendo uso da equação 3.3 e 3.4 se obtêm a equação do momento horizontal para a camada limite:

$$\frac{\partial\bar{u}}{\partial t} + \left[\bar{u} \frac{\partial\bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial\bar{u}}{\partial y} \right] + \bar{w} \frac{\partial\bar{u}}{\partial z} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial\bar{p}}{\partial x} - f\bar{v} + \left[\frac{\partial(\bar{u}'u')}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{u}'v')}{\partial y} + \frac{\partial(\bar{u}'w')}{\partial z} \right] - \bar{F}_{rx} = 0 \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial\bar{v}}{\partial t} + \left[\bar{u} \frac{\partial\bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial\bar{v}}{\partial y} \right] + \bar{w} \frac{\partial\bar{v}}{\partial z} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial\bar{p}}{\partial y} + f\bar{u} + \left[\frac{\partial(\bar{v}'u')}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{v}'v')}{\partial y} + \frac{\partial(\bar{v}'w')}{\partial z} \right] - \bar{F}_{ry} = 0 \quad (3.6)$$

Na equação do movimento 3.5 e 3.6, os termos da esquerda para a direita representam; primeiro, tendência local; segundo, advecção horizontal (entre colchetes); terceiro, advecção vertical; quarto, gradiente de pressão; quinto, Coriolis; sexto, fluxo turbulento (entre colchetes); sétimo, fricção. Neste trabalho os termos de fricção e fluxo turbulento são calculados como resídua da equação do momento.

3.2 CÁLCULO DA INSTABILIDADE

Na CLAM a estabilidade próxima a superfície pode ser derivada da medida TSM menos a temperatura do ar em superfície (T_{sup}). Segundo Tokinaga *et al.* (2005), quanto maior este termo, maior é a instabilidade atmosférica, os fluxos turbulentos são mais intensos. A turbulência dentro da CLA pode ter origem mecânica ou térmica. Na região da confluência a forçante térmica pode ter um importante papel devido ao intenso gradiente de TSM nesta região, como demonstrado em Pezzi *et al.* (2005) e Tokinaga *et al.* (2005) para a região da CBM. Essa modulação vem sendo estudada em várias regiões do mundo onde ocorrem frentes oceânicas, como é o caso da língua de água fria observada em superfície e subsuperfície nos oceanos Pacífico e Atlântico tropicais no Oceano Austral. Os impactos da variação brusca de TSM sob a CLA nas camadas de ar trazidas por ventos de sul ainda são muito pobremente compreendidas nessa região do planeta, os gradientes térmicos entre a CB e a CM tem influência direta sobre os fluxos de calor (e conseqüentemente momentum) nas porções fria e quente da CBM.

Para avaliar a estabilidade na CLA também é feito uso do Número de Richardson (Ri):

$$Ri = \frac{(g/\theta_0)(\partial\theta/\partial z)}{(\partial u/\partial z)^2} \quad (3.7)$$

onde:

g é a aceleração da gravidade;

$\partial\theta$ é a variação da temperatura potencial através da camada;

θ_0 é a temperatura potencial na superfície;

∂u é a variação da temperatura potencial através da camada;

∂z é a espessura da camada.

O termo superior da equação do Número de Richardson (3.7) representa a fonte termodinâmica através da estabilidade estática; e o termo inferior o cisalhamento vertical,

fonte mecânica. O escoamento é definido turbulento ou laminar na camada em função do valor do Número de Richardson crítico (R_{ic}) que é igual a 0,25: quando $R_i > R_{ic}$ o escoamento é laminar; quando $R_i < R_{ic}$ o escoamento é turbulento (STULL, 1988). O mecanismo fonte de turbulência na camada é definido a partir dos seguintes limiares:

- $R_i < -1$: produção térmica domina;
- $-1 < R_i < 0$: produção térmica mais dinâmica;
- $0 < R_i < R_{ic}$: produção mecânica domina;
- $R_i > R_{ic}$: turbulência não sobrevive por muito tempo, dissipada.

3.3 PERÍODO DE ESTUDO

Neste trabalho os períodos de estudo foram determinados em função dos experimentos do Programa Antártico Brasileiro (ProAntar), no qual durante as campanhas é realizado uma amostragem observacional da atmosfera.

A Marinha do Brasil disponibiliza o Navio de Apoio Oceanográfico (N.Ap.Oc.) Ary Rongel para o Programa Antártico Brasileiro, que parte todo ano entre outubro e novembro rumo a Estação Antártica Comandante Ferraz. Durante o cruzeiro, o navio visa atender basicamente as necessidades científicas dos projetos financiados pelo CNPQ/ProAntar. O navio é uma importante plataforma de coleta de dados.

Os dados meteorológicos *in situ* na região da CBM começaram a ser coletados a partir da Operação Antártica 23 realizada em novembro de 2004, e desde então vêm sendo coletados durante a passagem sobre a Confluência Brasil-Malvinas no trajeto de ida para Antártica. Neste trabalho foram considerados os períodos de amostragem de outubro a novembro de 2004 (OP23), 2005 (OP24) e 2006 (OP25).

3.4 DADOS COLETADOS *IN SITU*

Para investigar os mecanismos de interação entre a CLA e a frente oceânica CM/CB, uma amostragem observacional da atmosfera feita através de radiossondagens foi empregada. A importância desse tipo de observação está completamente descrita em Pezzi *et al.* (2005) e inclui a investigação dos processos de interação na região da CBM. As radiossondas foram lançadas conjuntamente com XBTs enquanto o N.Ap.Oc. Ary Rongel estava em derrota cruzando a CBM (figura 5).

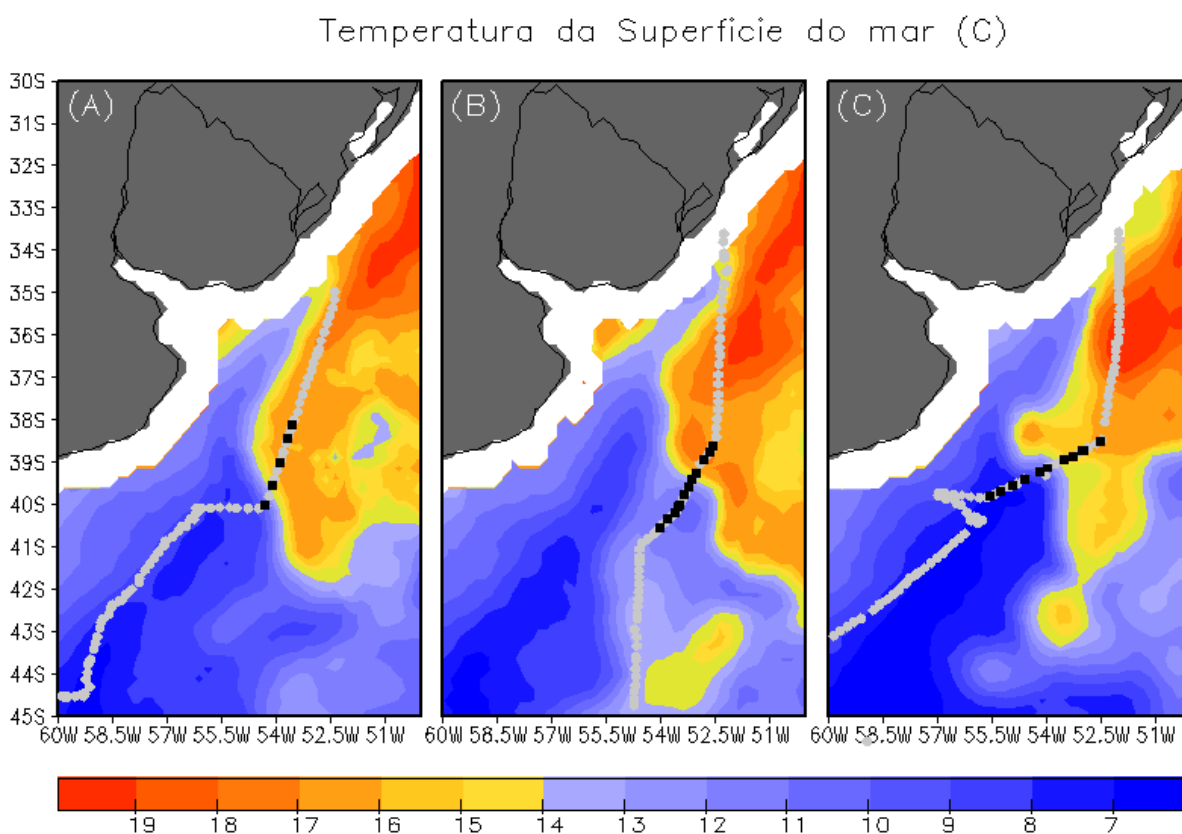


Figura 5 - Mapa de TSM (cores) obtido pelo sensor AMSR-E do satélite Aqua na região da CBM. As posições das medidas da estação do navio (pontos cinzas) e radiossondas atmosféricas (pontos negros) a partir do N.Ap.Oc. Ary Rongel. A: novembro de 2004, OP23; B: outubro de 2005, OP24; C: outubro de 2006, OP25.

Ao mesmo tempo em que os dados de radiossondas são adquiridos, o navio também realiza observações meteorológicas de bordo durante a derrota, que são também muito úteis para calibração das medidas das radiossondas. Uma vez que os balões alçam vôo, os dados são coletados a cada 2 segundos e transmitidos para o navio em tempo real, garantindo assim

um razoável número de observações dentro da CLA. Dados de pressão, temperatura e umidade são medidos pela radiossonda e recebidos por uma antena acoplada ao navio e decodificados por um receptor instalado no laboratório a ré do navio. No experimento OP23, o período de coleta de dados atmosféricos se concentrou nos dias 2 e 3 de novembro de 2004, no qual 5 sondagens foram realizadas na CBM (figura 5a). Já, no experimento OP24 o período de coleta foi realizado no dia 28 de outubro de 2005, e 12 sondagens obtiveram êxito (figura 5b). E na OP25, o período de coleta ocorreu nos dias 27 e 28 de outubro de 2006, obtendo 10 sondagens com sucesso (figura 5c).

3.4.1 OperAntar 23

A figura 6 apresenta os dados amostrados na estação meteorológica a bordo do N.Ap.Oc. Ary Rongel na região da CBM para a OP23. No painel superior da figura 6, a região de maior gradiente de TSM se encontra em torno de 40°S . No painel inferior, o parâmetro $\text{TSM}-\text{T}_{\text{sup}}$ é negativo ao sul da frente térmica e positivo ao norte, este parâmetro indica que a CLA é mais instável sobre a CB (quente).

Os perfis verticais do oceano e da atmosfera são amostrados simultaneamente a partir dos dados de XBT e radiossondas na região da CBM (figura 7). Ao analisar os perfis de temperatura do oceano verifica-se que o encontro das correntes se estende até um pouco mais de 500 metros de profundidade e a região de maior gradiente de TSM fica em torno de $39,4^{\circ}\text{S}$, frente térmica CM/CB. Na parte atmosférica essa transição do frio para o quente também é observada e se estende na vertical. Sobre as águas mais quentes (CB) a intensidade do vento é maior em superfície e o oposto se encontra sobre as águas frias (CM). Os ventos são de norte do lado quente e de sul do lado frio.

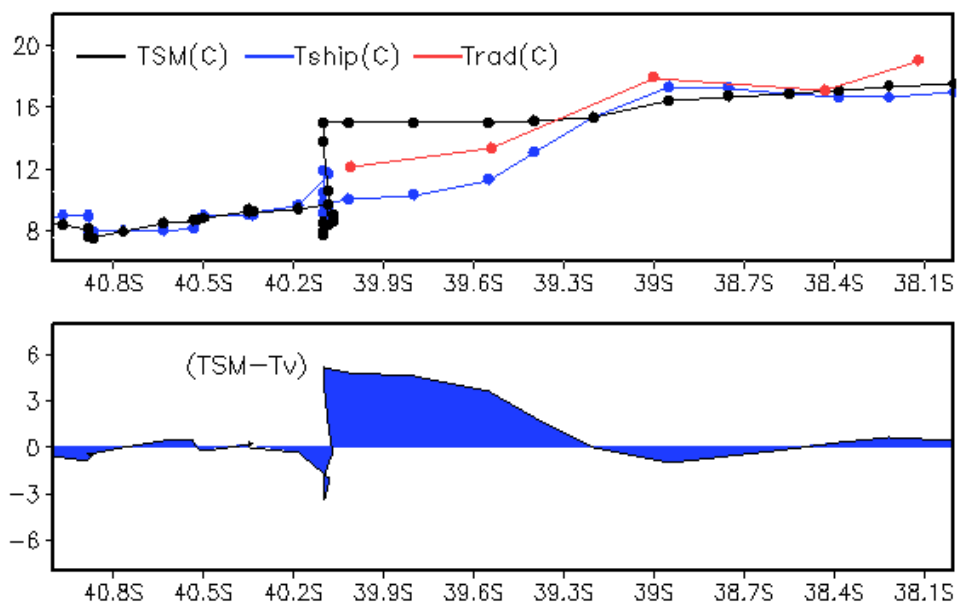


Figura 6 - Dados *in situ* na região da CBM para a OP23. Paineis superior: TSM (linha preta) e temperatura do ar em superfície (Tship – linha azul) medido pela estação do navio e, temperatura do ar medido pela radiossondagem (Trad – linha vermelha); Paineis inferior: Parâmetro de instabilidade dado pela TSM menos a temperatura virtual derivada de Tship.

A figura 8 mostra o perfil vertical da temperatura potencial (k) e da razão de mistura em g/kg das radiossondas lançadas durante a OP23. A primeira, a segunda e a terceira radiossondagens foram lançadas sobre a CB (quente), e a quarta e quinta sobre a CM (fria). Na primeira radiossondagem a CLA é rasa com altura em torno de 300 metros e estaticamente instável na Camada Limite Superficial (CLS). A segunda radiossondagem apresenta a CLA mais baixa e estaticamente estável na CLS. A terceira radiossondagem foi lançada na região de maior gradiente de TSM, estaticamente instável na CLS com a altura da CLA em torno de 600 metros. As duas últimas do lado frio (CM) são estaticamente estáveis na CLS, com a CLA rasa em torno de 300 metros. Observa-se que a atmosfera é mais úmida ao norte da frente térmica.

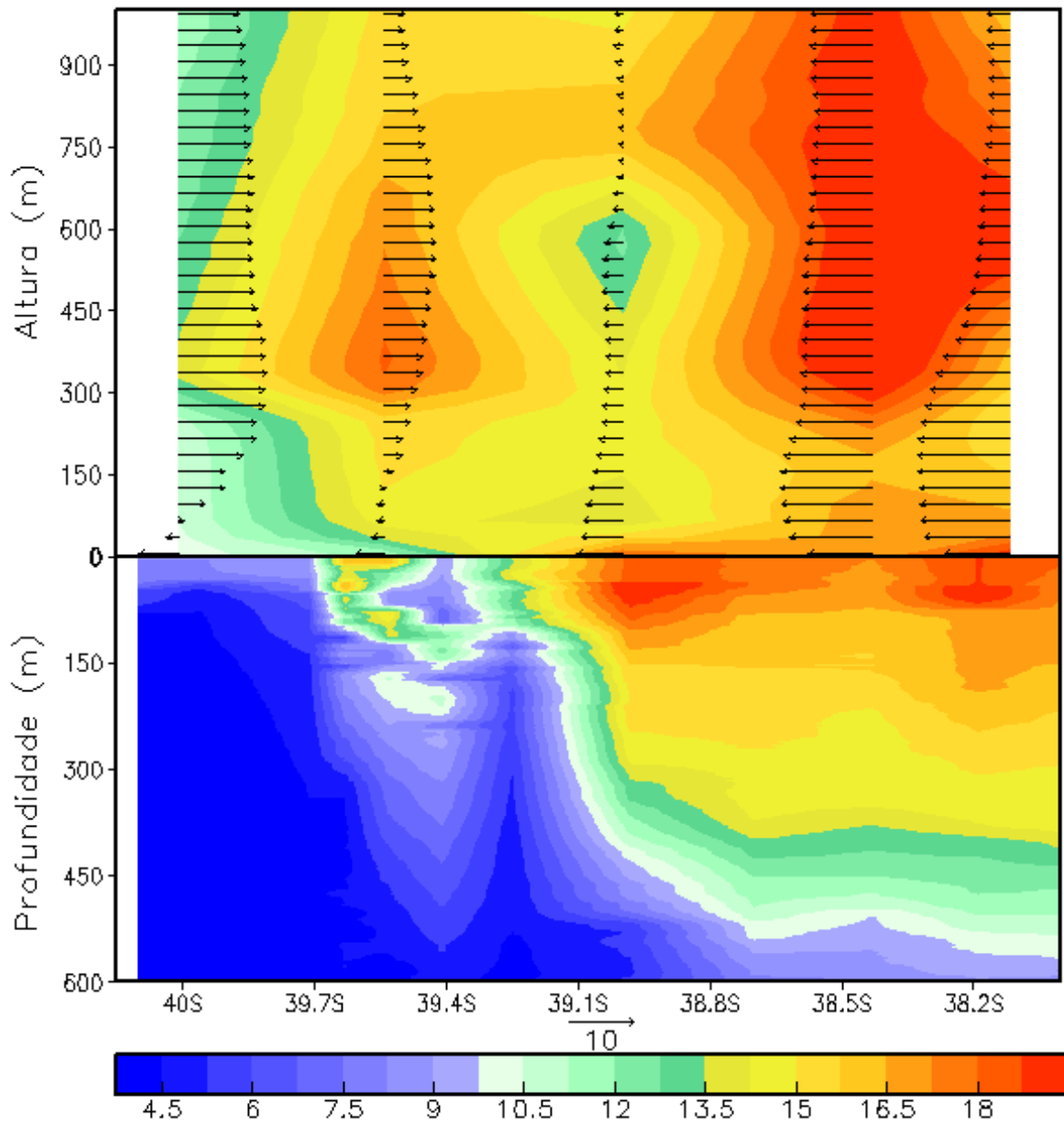


Figura 7 - Perfil de Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) na atmosfera e no oceano medidos simultaneamente pelas radiossondas e XBT's sobre a CBM para a OP23. Os vetores de vento meridional (m/s) estão sobreposto na figura.

As análises feitas nesta seção mostram que a CLA é mais instável ao norte da frente CM/CB, segundo o índice $\text{TSM-T}_{\text{sup}}$ (figura 6), e os ventos são mais intensos em superfície (figura 7), nota-se também que o gradiente de temperatura observado no oceano é igualmente observada na atmosfera e se propaga na vertical (figura 7). Analisando o perfil das radiossondagens verifica-se que do lado quente a CLS é instável e o topo da camada limite é mais alto na região de maior gradiente de TSM (figura 8). Essas características mostram que a

CLA é modulada pela frente oceânica como visto por Pezzi *et al.* (2005). Sobre as águas mais quentes o empuxo do ar e a turbulência crescem, conseqüentemente aumenta a mistura na vertical, transferindo momento de cima para baixo, intensificando os ventos em superfície. A situação oposta é encontrada sobre as águas frias.

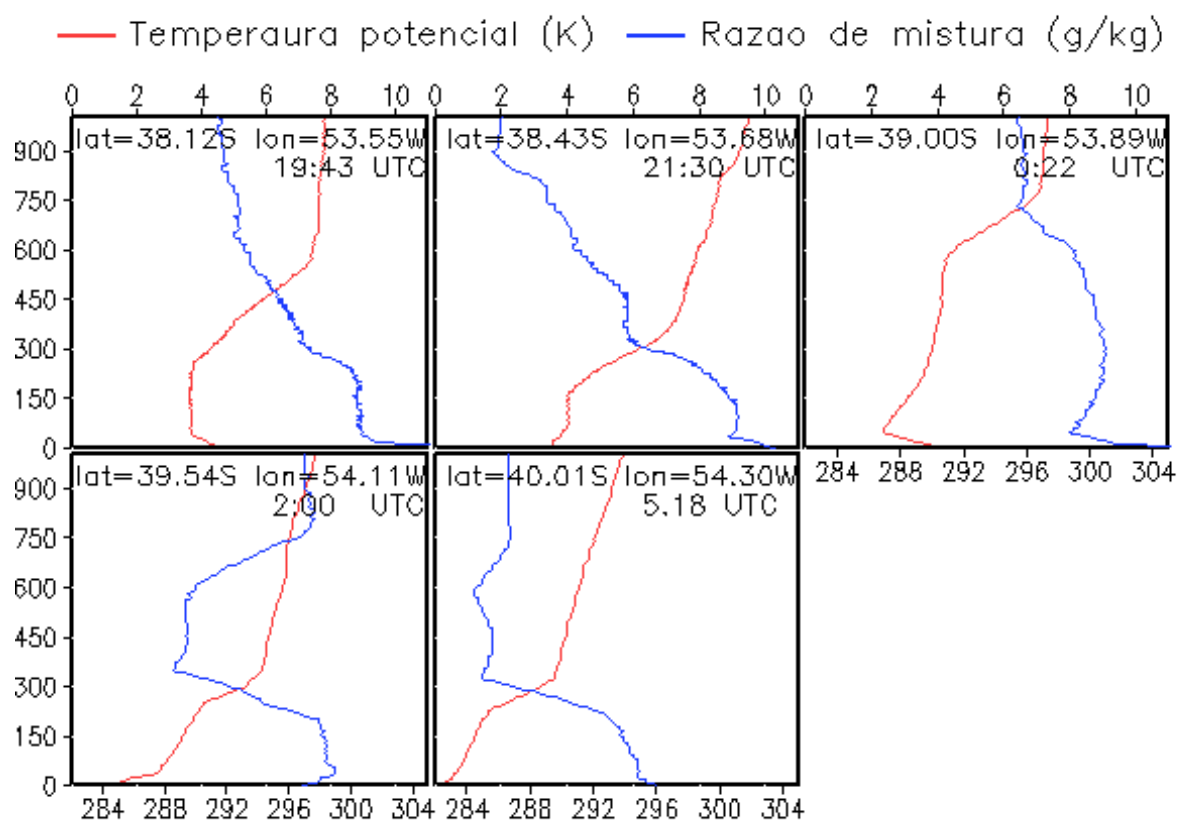


Figura 8 - Perfis verticais de Temperatura Potencial (K) e razão de mistura medidos pelas radiossondagens na região da CBM para a OP23.

3.4.2 OperAntar 24

Na OP24 também são realizadas medidas da estação meteorológica e sondagens da atmosfera e do oceano através de radiossondas e XBTs. Analisando o perfil de TSM verifica-se que a região de maior gradiente de TSM fica em torno de 39,5°S (figura 9, painel superior), frente CM/CB. No painel inferior, o parâmetro $TSM-T_{sup}$ é negativo ao sul da frente térmica e

positivo ao norte, este parâmetro indica que a CLA é mais instável (estável) ao norte (sul) da frente, análogo ao observado na OP23.

A figura 10 apresenta os perfis de temperatura do oceano e temperatura da atmosfera, o qual é sobreposto os vetores da componente meridional do vento. Verifica-se que o encontro das correntes se estende até um pouco mais de 500 metros de profundidade como visto na OP23, e a região de maior gradiente TSM fica em torno de 39,4°S. Na parte atmosférica essa transição do frio para o quente também é observada e se estende na vertical. O perfil vertical do vento meridional na CLA (figura 10) mostra que o cisalhamento vertical do vento é baixo na CLA tanto do lado quente como do lado frio, tendo algumas diferenças entre as sondagens. O vento é predominante de sul e do lado quente possui maior intensidade.

A figura 11 mostra o perfil vertical individual de cada radiossondagem para o dia 28 de outubro de 2004. As quatro primeiras sondagens foram realizadas do lado quente (CB), as duas posteriores na região da frente térmica e as seis demais do lado frio (CM). As sondagens do lado quente possuem a camada de mistura bem definida, os gradientes na vertical são aproximadamente zero, a altura da CLA fica em torno de 800 metros e estaticamente instável próximo à superfície. As próximas duas radiossondagens foram realizadas na região de maior gradiente de temperatura, encontro da CB com a CM; a altura da camada limite fica em torno de 800 metros, mas a CLS é mais baixa e estaticamente instável também. As outras seis radiossondas foram lançadas do lado frio (CM), dessas, as três primeiras tem o topo da CLA mais alta em torno de 1100 metros, sendo a camada de mistura menos homogênea do que as sondagens sobre a CB (quente). Nas últimas três radiossondagens, mais ao sul da frente térmica (CM), o topo da CLA é mais baixo apresentando a CLS instável e mais baixa do que as do lado quente e, com a camada de mistura bem definida. Todas as sondagens tem o mesmo valor de razão de mistura dentro da camada limite, entre 3 e 4 g/kg.

Os perfis verticais descritos nesta seção para a OP24 mostram que do lado quente a atmosfera é mais instável segundo o índice $TSM-T_{sup}$ (figura 9), mais convectiva (figura 11) e apresenta a intensidade do vento mais forte do lado quente (figura 10). Ao sul da frente térmica o vento meridional apresenta maior cisalhamento vertical (figura 10), as radiossondagens sobre a CB apresentam a camada de mistura mais bem definida com a altura da CLS maior. Sobre a região da frente térmica oceânica as sondagens apresentam o topo da camada limite maior. As análises realizadas, fazendo uso dos dados *in situ*, mostram que os mecanismos de instabilidades identificados corroboram com a hipótese de Wallace *et al.* (1989).

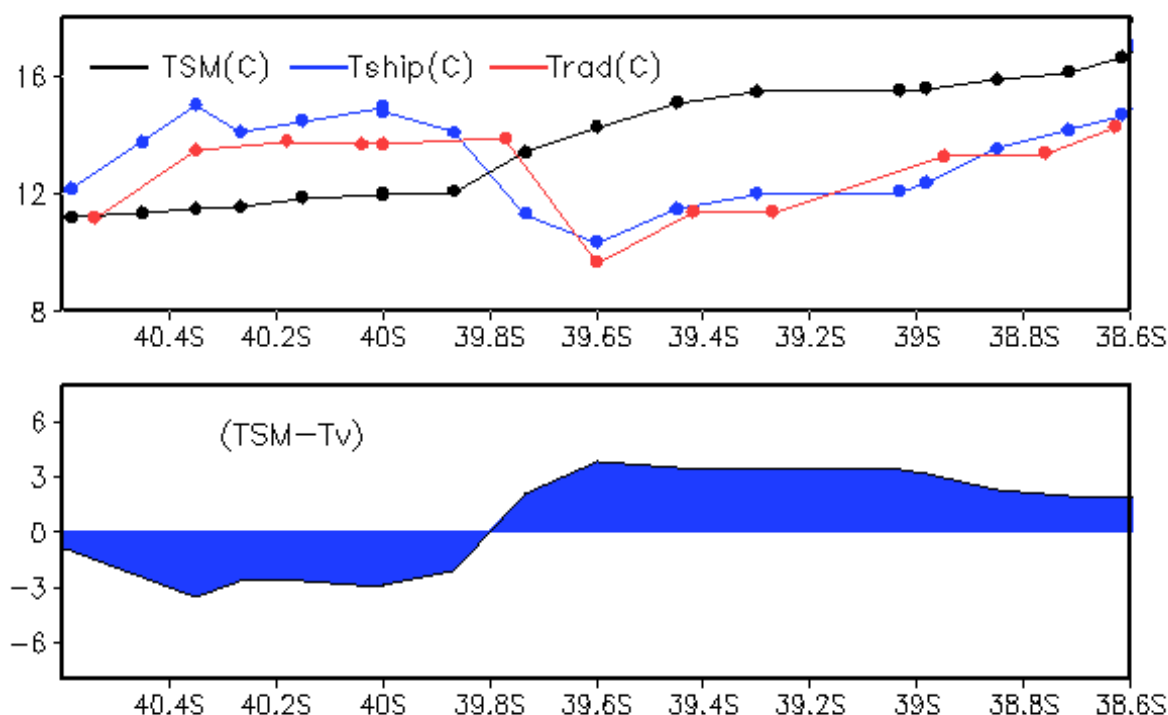


Figura 9 - . Dados *in situ* na região da CBM para a OP24. Painel superior: TSM (linha preta) e temperatura do ar em superfície (Tship – linha azul) medido pela estação do navio e temperatura do ar medido pela radiossondagem (Trad – linha vermelha); Painel inferior: Parâmetro de instabilidade dado pela TSM menos a temperatura virtual derivada de Tship.

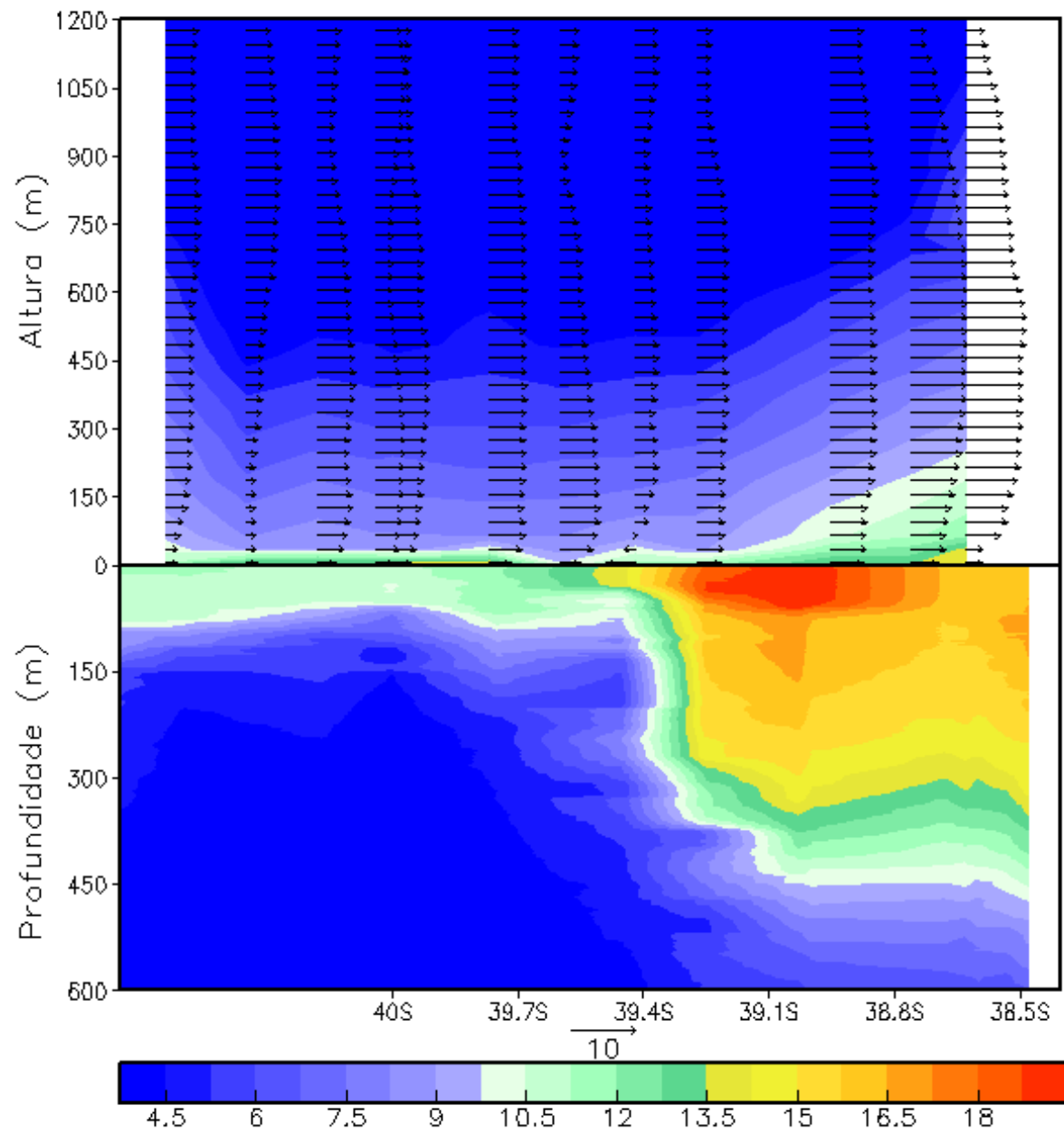


Figura 10 -. Perfil de Temperatura (°C) na atmosfera e no oceano medido simultaneamente pelas radiossondas e XBT's sobre a CBM para a OP24. Os vetores de vento meridional (m/s) estão superpostos na figura.

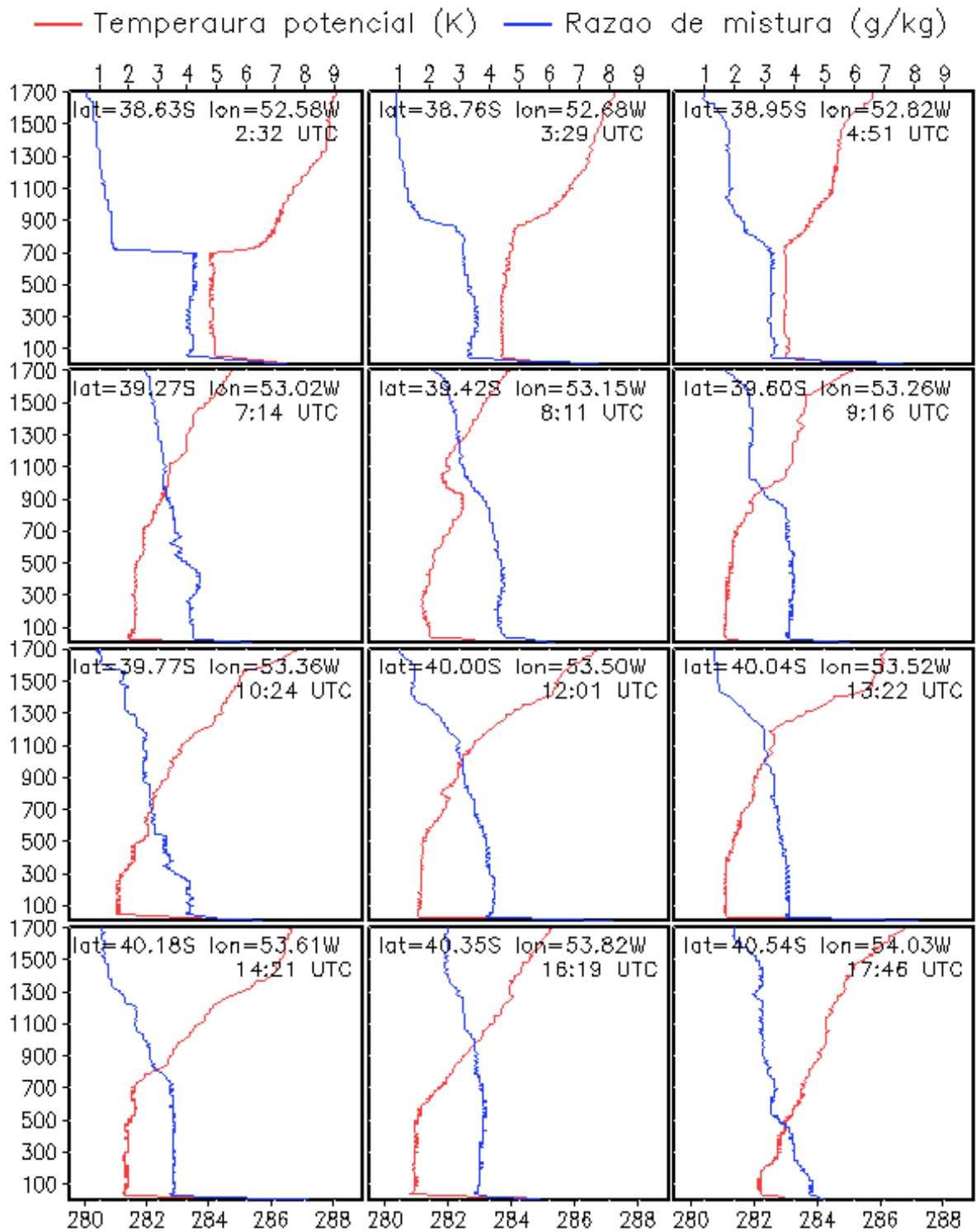


Figura 11 - Perfis verticais de Temperatura Potencial (K) e razão de mistura medidos pelas radiossondagens na região da CBM para a OP24.

3.4.3 OperAntar 25

Na OP25 também foram realizadas medidas da atmosfera e do oceano a partir da plataforma de coleta de dados do N.Ap.Oc. Ary Rongel. A figura 12 mostra os dados da temperatura do ar e TSM medidos pela estação meteorológica do navio e dados de temperatura provenientes das radiossondagem. O painel superior da figura 12 mostra que a região de maior gradiente de TSM fica em torno de 38,9°S, frente CM/CB. No painel inferior, o parâmetro $TSM - T_{sup}$ é negativo ao sul da frente CM/CB e positivo ao norte, este parâmetro indica que a CLA é instável (estável) ao norte (sul) da frente, análogo ao observado na OP23 e OP24.

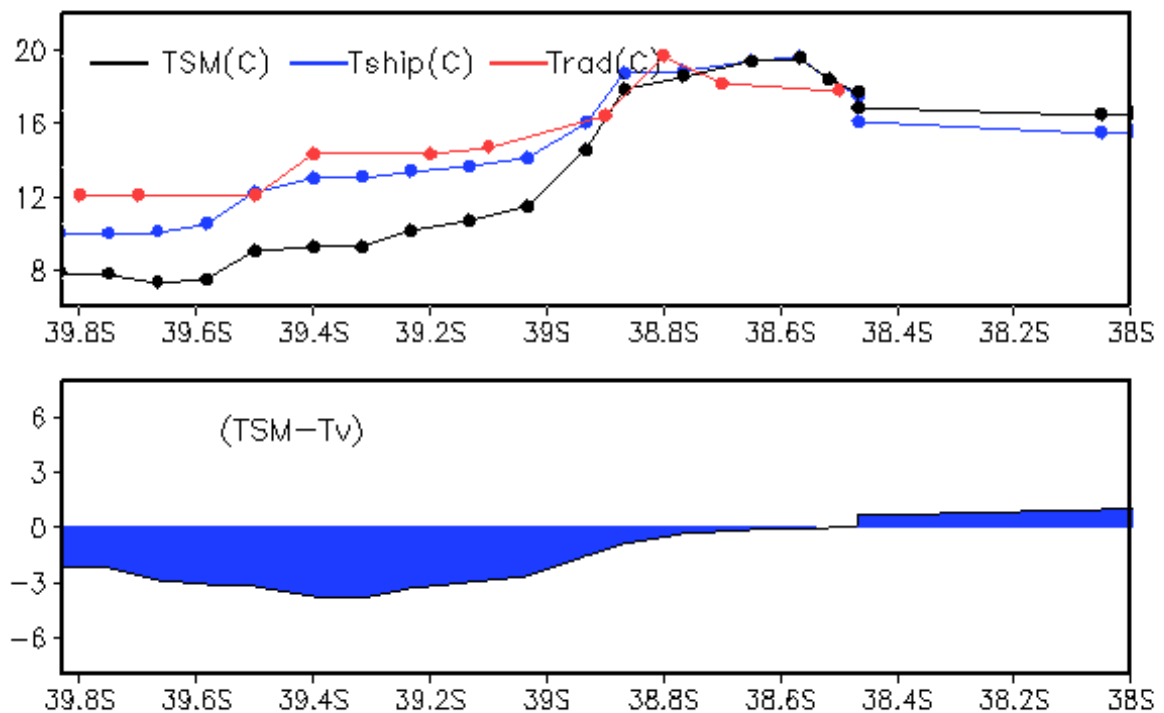


Figura 12 - Dados *in situ* na região da CBM para a OP25. Painel superior: TSM (linha preta) e temperatura do ar em superfície (Tship – linha azul) medido pela estação do navio e temperatura do ar medido pela radiossondagem (Trad – linha vermelha); Painel inferior: Parâmetro de instabilidade dado pela TSM menos a temperatura virtual derivada de Tship.

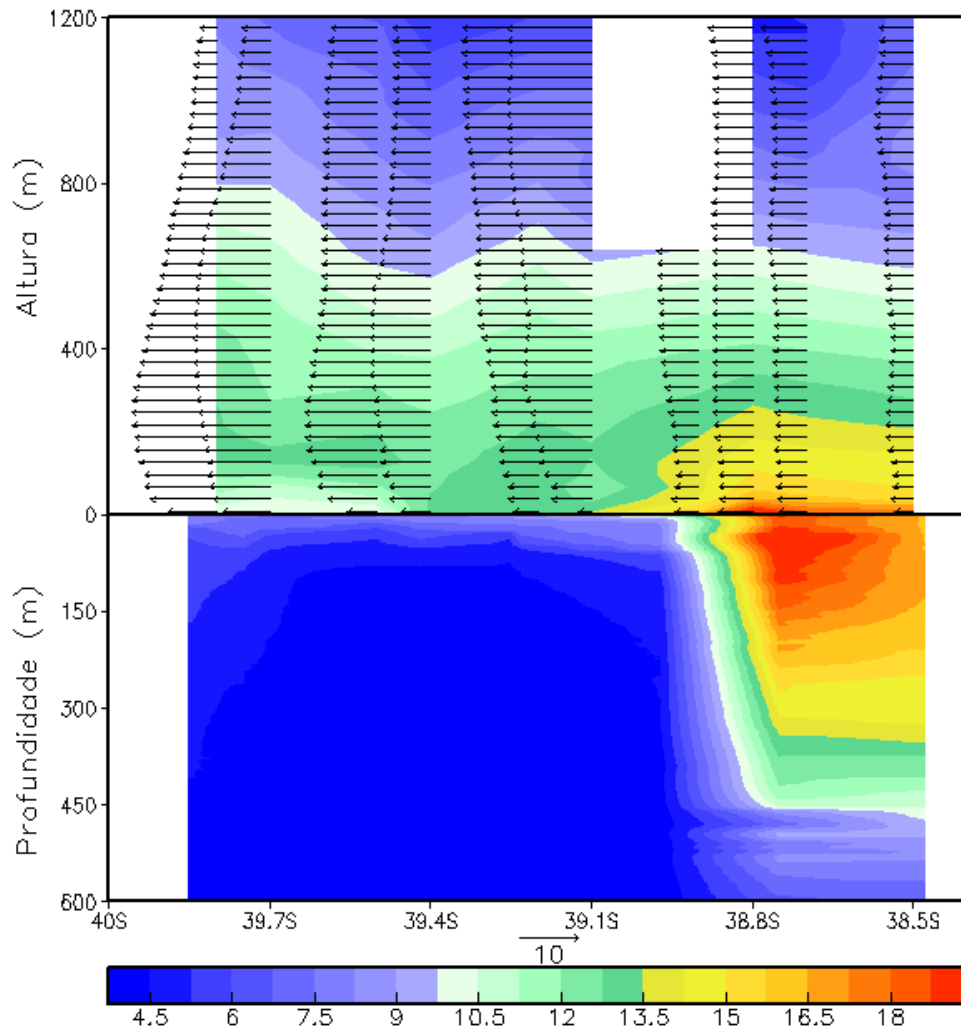


Figura 13 - Perfil de Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) na atmosfera e no oceano medido simultaneamente pelas radiossondas e XBT's sobre a CBM para a OP25. Os vetores de vento meridional (m/s) estão sobreposto na figura.

O perfil vertical da temperatura do oceano e da atmosfera medidos simultaneamente durante a OP25 ao cruzar a CBM pode ser visto na figura 13. Verifica-se que o encontro das correntes se estende até um pouco mais de 500 metros de profundidade, como visto na OP23 e OP24, e a região de maior gradiente TSM fica em torno de $38,9^{\circ}\text{S}$, como já observado. Quanto ao perfil do vento meridional superposto a temperatura da atmosfera (figura 13) nota-se que do lado quente o cisalhamento vertical do vento é baixo, e do lado frio possui um cisalhamento vertical significativo. A intensidade do vento meridional é maior do lado frio.

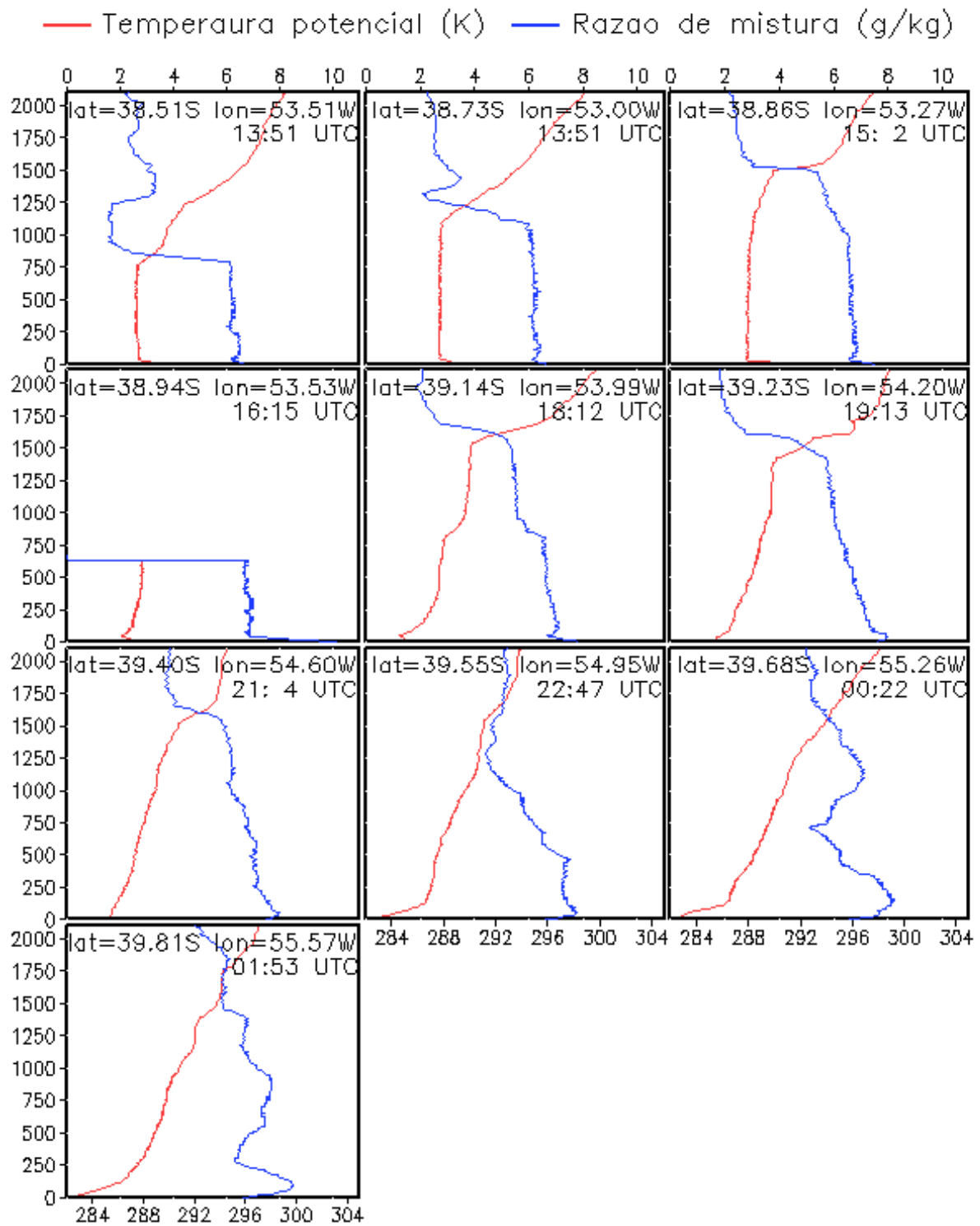


Figura 14 - Perfis verticais de Temperatura Potencial (K) e razão de mistura medidos pelas radiossondagens na região da CBM para a OP25.

Na OP25 foram realizadas 10 radiossondagens, sendo que as três primeiras foram realizadas no lado quente (CB), a quarta na região de maior gradiente de TSM e as outras seis do lado frio (CM) (figura 14). A primeira sondagem possui o topo da camada limite em torno de 800 metros, a segunda em 1100 metros e a terceira em 1500 metros. As três são estaticamente instáveis na CLS e tem a camada de mistura bem definida, onde os gradientes de temperatura potencial e razão de mistura são quase nulos. A quinta e a sexta radiossondagens estão próximas à frente térmica, ao sul, onde a altura da camada limite fica em torno de 1500 metros e são estaticamente instáveis na CLS. As quatro últimas do lado frio (CM) também possuem a camada limite em torno de 1500 metros, mas são estaticamente estáveis na CLS. A razão de mistura fica em torno de 6g/kg próximo à superfície em todas as radiossondagens, sendo mais homogênea na camada de mistura ao norte da frente térmica.

Analisando os perfis verticais descritos nesta seção para a OP25 observa-se que ao norte da frente térmica a atmosfera é mais instável segundo o índice $TSM-T_{sup}$ (figura 12) e instável na CLS (figura 14) e, apresenta a intensidade do vento mais fraca ao norte da frente CM/CB (figura 13). Ao sul da frente o vento meridional apresenta cisalhamento vertical maior (figura 13) e também são estáveis na CLS; o oposto é encontrado ao norte da frente, corroborando com a teoria da modulação pela estabilidade estática. Um fator interessante é o vento mais intenso do lado frio da CBM. Esta e outras características abordadas anteriormente para a OP23 e OP24 são estudadas com mais detalhes no próximo capítulo, ajudando a identificar outros processos que interferem na modulação da CLA, além da estabilidade estática já comprovada em estudos de Pezzi *et al.* (2005) para a região da CBM.

3.5 DADOS DE SATÉLITE

Dados derivados do Advanced Microwave Scanning Radiometer a bordo do satélite Aqua (AMSR-E) foram usados para identificação do posicionamento da CBM e determinação dos campos de TSM utilizados nas simulações. O AMSR-E é um sensor de microondas

passivo semelhante ao TMI (TRMM Microwave Imager) que voa a bordo do satélite Tropical Rainforest Measuring Mission (TRMM). Diferentemente do satélite TRMM que tem órbita equatorial, o satélite Aqua tem órbita polar, o que garante uma boa cobertura do globo terrestre. Esse fato é importante, pois a região da CBM não pode ser amostrada pelo sensor TMI. O sensor AMSR-E é capaz de amostrar o oceano para estimar a TSM mesmo em condições de alta nebulosidade. Devido a esse fato o sensor AMSR tem sido usado para descrever os campos de TSM da região da CBM mesmo sob condições de alta nebulosidade comuns nessa região (SOUZA *et al.*, 2006).

O *Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System* (AMSR-E) é um radiômetro de microondas passivo com oito canais. Os dados brutos são transformados em TSM pela *Remote Sensing Systems* (RSS), que é uma parceira da NASA para o processamento e distribuição dos dados para a comunidade científica. Dados de TSM do AMSR-E estão disponíveis gratuitamente no site da RSS (<http://www.ssmi.com>).

Em adição aos dados *in situ*, cartas de direção e intensidade dos ventos são produzidas a partir de dados do escaterômetro *SeaWinds* a bordo do satélite Quick Scatterometer (QuikSCAT). O *SeaWinds* a bordo do QuikSCAT é um sensor de microondas usado para medir a reflexão ou o espalhamento produzido pelo pulso de radar enquanto varre a superfície da Terra. Este instrumento opera na frequência de 13.4 Gigahertz e tem uma antena de 1 metro de diâmetro que gira continuamente e produz 2 feixes que varrem em um padrão circular. O vento cria ondas capilares à superfície do mar, estas alteram as características do sinal refletido para o satélite. O *SeaWinds* varre uma faixa de 1800 km durante cada órbita, fornecendo aproximadamente 90% da cobertura dos oceanos da Terra a cada dia. O instrumento pode medir ventos de 3 a 20 m/s, com uma acurácia de 2 m/s em intensidade, e de 20 graus em direção. A resolução espacial deste sensor é de 25 km, ou seja, a cada 25 km o sensor faz uma medida tanto ao longo quanto cruzando a faixa de 1800 km do satélite. As

medidas podem ser feitas qualquer que seja o tempo. Com efeito, as nuvens não param as microondas. Contudo, a medida é perturbada por todos os fenômenos que destrói as ondas capilares: a chuva, os ventos muito fracos ou muito fortes (superiores a 20 m/s).

3.6 CONDIÇÕES INICIAIS (CI) E CONDIÇÕES DE CONTORNO (CC)

Os experimentos numéricos realizados com o modelo BRAMS foram inicializados com condições iniciais e de contorno lateral provenientes das reanálises do modelo global AViation model (AVN), atualmente chamado de Global Forecast System model (GFS) do National Centers for Environment Prediction (NCEP). Os dados são disponibilizados de 6 em 6 horas (00Z, 06Z, 12Z e 18Z), possuem resolução espacial de 1 grau em latitude e em longitude, abrangendo todo o globo, com 17 níveis de pressão na vertical.

4 EXPERIMENTOS NUMÉRICOS

Uma seqüência de experimentos numéricos foi realizada com o modelo numérico BRAMS para avaliar o seu desempenho em descrever a estrutura vertical da CLA na região da CBM. As simulações foram configuradas com duas grades aninhadas centradas em 40,0°S – 54,0°W. A primeira grade com 61 pontos (E-W) e (N – S), e resolução horizontal de 40 km, e a segunda grade com 82 pontos (E-W) e (N-S) com resolução horizontal de 10 km, ambas com 40 níveis na vertical (figura 15).

Após uma seqüência de experimentos numéricos foram definidos os parâmetros do BRAMS no RAMSIN, estes foram utilizados em todas as simulações (tabela-1). A parametrização de microfísica foi ligado no nível 3, a parametrização de convecção é ligada para a primeira grade de menor resolução horizontal e desligada para a segunda grade de maior resolução. Experimentos preliminares (não mostrados aqui) indicaram um melhor desempenho do modelo em resolver a meso escala com o *nudging* no centro da grade desligado. As diferenças nos períodos de simulação para as três campanhas da OperAntar em estudo são mostrados na tabela 2.

Tabela 1 – Principais opções e constantes do RAMSIN

NNXP = 61,82	Número de pontos em x
NNYP = 61,82	Número de pontos em y
NNZP = 40,40	Número de pontos na vertical
DELTAX =DELTAY= 40000	Espaçamento de grade em x e y (m)
DELTAZ = 40.0	Espaçamento de grade em z (m)
DZRAT = 1.1	Fator de estiramento em z (m)
DZMAX = 1000.	Máximo delta Z para estiramento na vertical
NSTRATX = NSTRATY = 1,4	Fator de compressão da grade em x e y
POLELAT = -40.0, POLELON = -	Coordenada do ponto central da grade
NUDLAT = 5	Número de pontos na fronteira lateral
TNUDLAT = 3600.0,	Tempo de nudging na fronteira lateral (s)
TNUDCENT = 0.0,	Tempo de nudging no ponto central
TNUDTOP = 10800.0,	Tempo de nudging no topo (s)
WT_NUDGE_GRID = 1.0, 0.8	Peso relativo de nudging para cada grade
NNQPARAM = 2,0	Parametrização de convecção (0-desligado,2- Grell)
CLOSURE_TYPE = 'EN'	Closure type (for Grell Param.):
NNSHCU = 1,0	Shallow Cumulus Param. (0-off, 1-on)
LEVEL = 3	Nível de microfísica

Tabela 2 – Opções de tempo de inicialização do RAMSIN

	OP23	OP24	OP25
IMONTH1 (mês de inicialização)	10	10	10
IDATE1 (dia de inicialização)	28	23	22
IYEAR1 (ano de inicialização)	2004	2005	2006
ITIME1 (hora da inicialização)	0000	0000	0000
TIMMAX (tempo de rodada - horas)	312	312	312

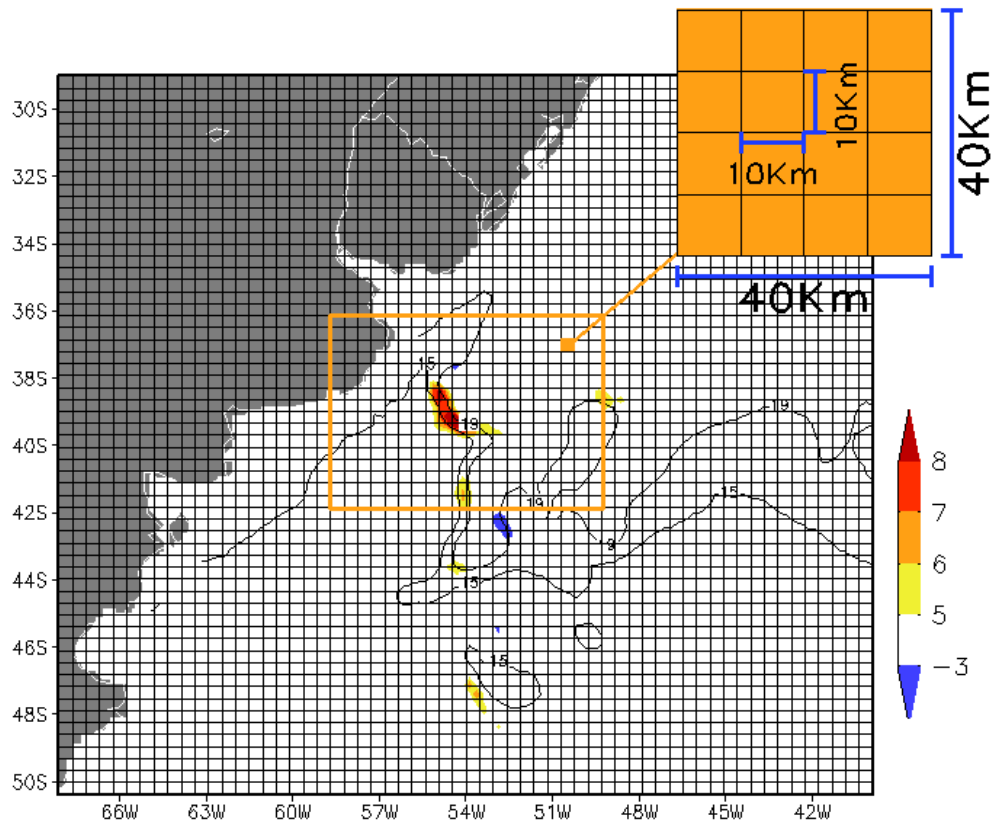


Figura 15 - Esquema ilustrativo das duas grades aninhadas. A primeira grade tem resolução horizontal de 40 km e a segunda de 10 km em latitude e longitude. O campo sombreado é o gradiente da TSM sobreposto as duas linhas de contorno de TSM de 15° e 19° C.

4.1 EXPERIMENTO CONTROLE

Nos experimentos controle-1 e controle-2 são avaliados os impactos das anomalias de TSM nos resultados do modelo nos períodos da OP23, OP24 e OP25 sobre região da CBM. O experimento controle-1 utilizada TSM climatológica e o experimento controle-2 TSM derivado do sensor AMSR-E do satélite ACQUA.

4.1.1 Estrutura Horizontal

As características de meso escala dos campos de vento extraídos do modelo a 10 m para diferentes campos de TSM podem ser comparados com as observações do QuikSCAT para o mesmo período. Os campos médios foram gerados na forma de média de três dias, para melhor comparação com o QuikSCAT, centrados nos dias em que foram efetuadas as

sondagens da atmosfera nas OP23, OP24 e OP25, que correspondem respectivamente à 02 de novembro de 2004, 28 de outubro de 2005 e 27 de outubro de 2006. Foi aplicado a estes dados, campos de vento a 10 metros, o método de correlação espacial e erro quadrático médio para avaliar o desempenho do modelo em resolver a larga escala nas duas grades, para o campo de TSM climatológico e real.

A figura 16 apresenta os campos de vento em 10 m para os experimentos controle-1 e controle-2 e, QuikSCAT, para o período das operações OP23, OP24 e OP25 (respectivamente, figura 16 a, b e c). Ao validar as simulações com os dados de vento em superfície do QuikSCAT tem que se levar em consideração suas restrições e a acurácia como mostrado na seção 3.5. Observa-se que o modelo, apesar de não com a mesma intensidade, reproduziu a grande escala para os três períodos de estudo.

A figura 17 apresenta o campo diferença, erro quadrático médio e a correlação espacial para o campo de vento referente à diferença dos experimentos controle, 1 e 2, menos QuikSCAT. Para os experimentos da OP23 (figura 17a), observa-se que a componente zonal do vento possui correlação maior que 0,8 para ambos os experimentos controle, 1 e 2, já a componente meridional do vento fica em torno de 0,4. O experimento controle-2 apresenta uma melhora em relação ao controle-1, maior correlação espacial e menor erro quadrático médio. A correlação espacial e erro quadrático médio também apresentam uma melhora na segunda grade, de maior resolução espacial (10 km), em relação à primeira grade (40 km).

Nos experimentos da OP24 também há uma diminuição do erro quadrático médio e aumento da correlação espacial do experimento controle-2 em relação ao experimento controle-1 (figura 17b). A correlação espacial do vento também apresentou uma melhora significativa na segunda grade de maior resolução. A correlação para a segunda grade do experimento controle-2 ficou em 0,71 para a componente zonal e 0,43 para a componente meridional.

Já, nos experimentos da OP25 apesar do erro quadrático médio ser maior do que nas demais simulações (OP23 e OP24), apresentaram a correlação para ambas as componentes do vento acima de 0,8. Um aumento da correlação para o experimento controle-2 e na sua segunda grade também é observado. A diminuição do erro quadrático médio também ocorreu no controle-2 em relação ao controle-1 e, da segunda grade para a primeira grade.

O experimento controle-2 mostrou maior correlação dos campos de vento com as observações do QuikSCAT e também uma melhora na representação para a segunda grade de maior resolução espacial, em todas as simulações (OP23, OP24 e OP25). O decréscimo do erro quadrático médio no experimento controle-2 e na segunda grade de maior resolução espacial também é observado.

(A)

Vento em 10m (m/s) média para o período 01–03 de nov de 2004 (OP23)

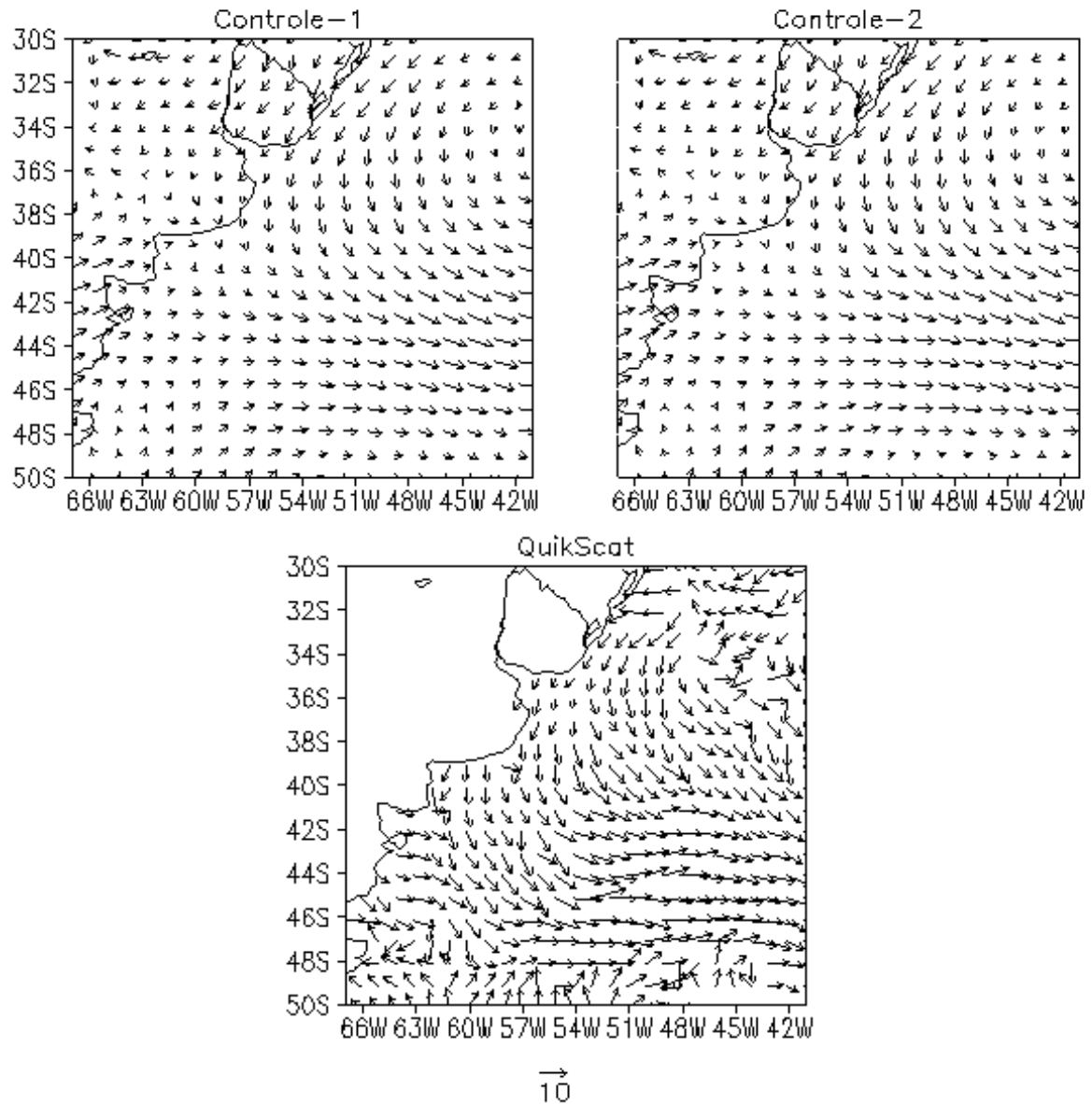


Figura 16 a - Média de 3 dias para o campo horizontal do vento a 10 m. Figura superior à esquerda experimento controle-1; superior à direita experimento controle-2; inferior dados do QuikSCAT. A: Média centrada no dia 2 de novembro de 2004 (OP23); B: Média centrada no dia 28 de outubro de 2005 (OP24); C: Média centrada no dia 27 de outubro de 2006 (OP25).

(B)

Vento em 10m (m/s) media para o período 27–29 de out de 2005 (OP24)

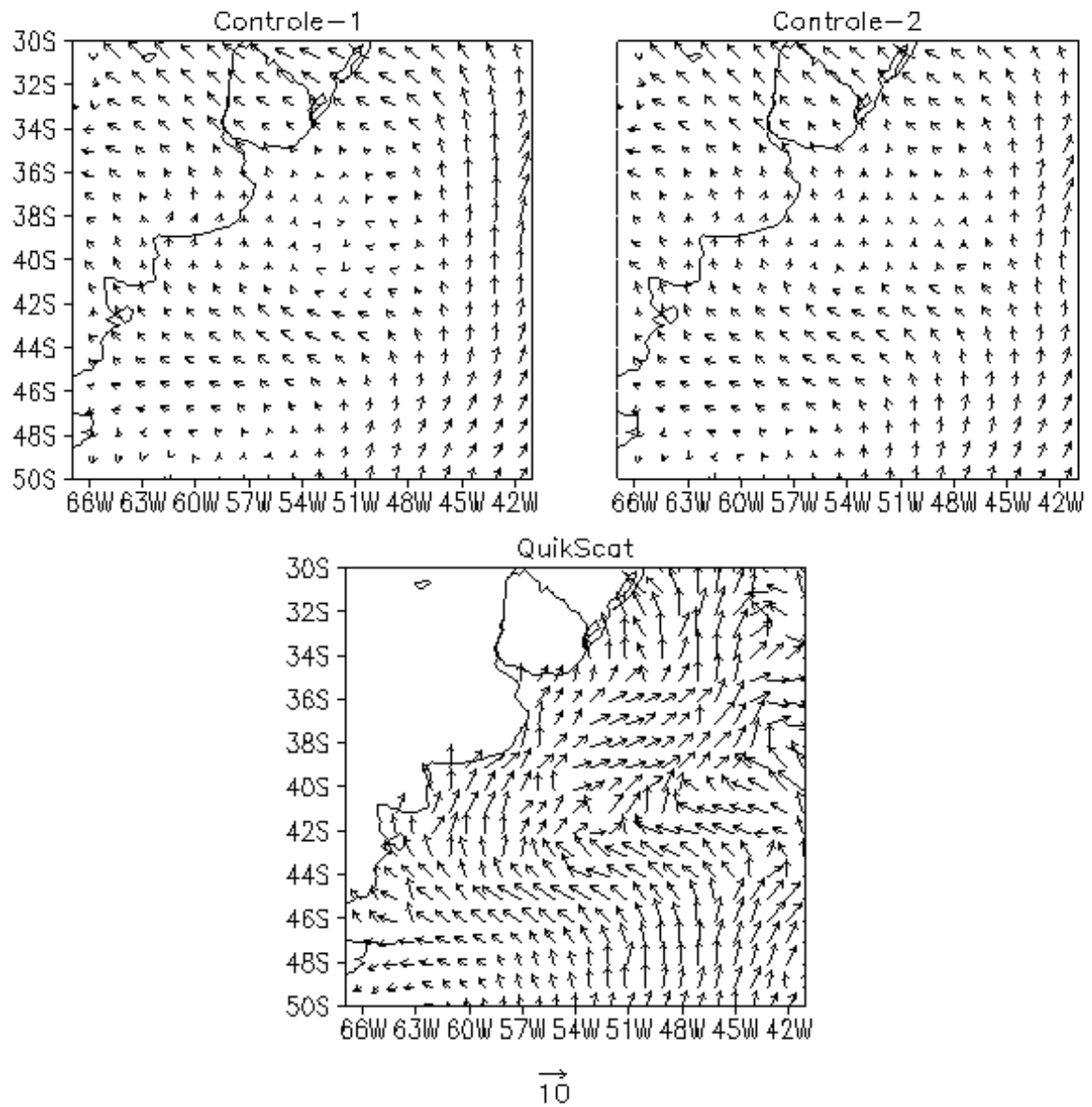


Figura 16 b -

(C)

Vento em 10m (m/s) media para o período 26–28 de out de 2006 (OP25)

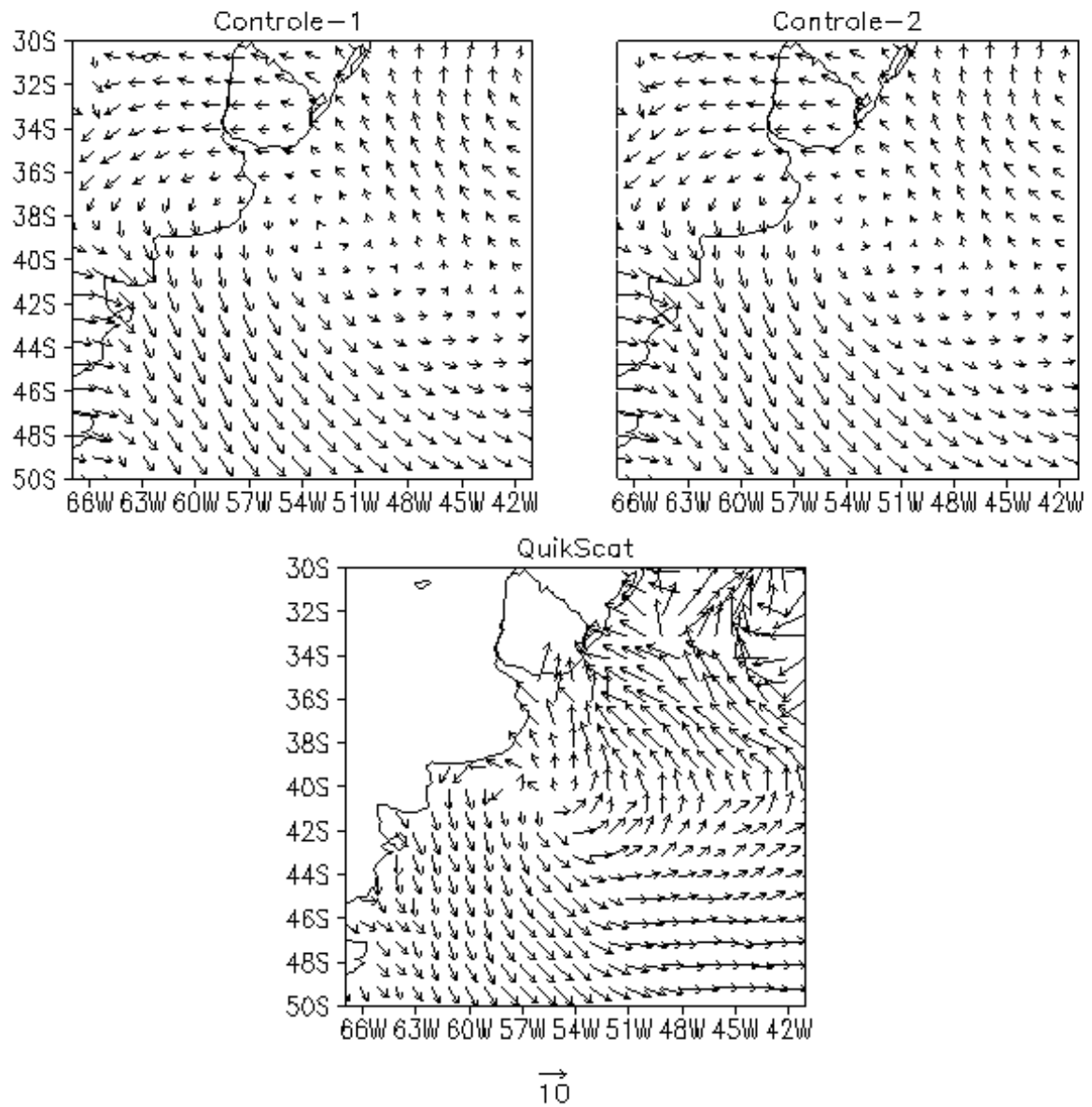


Figura 16 c.

(A)

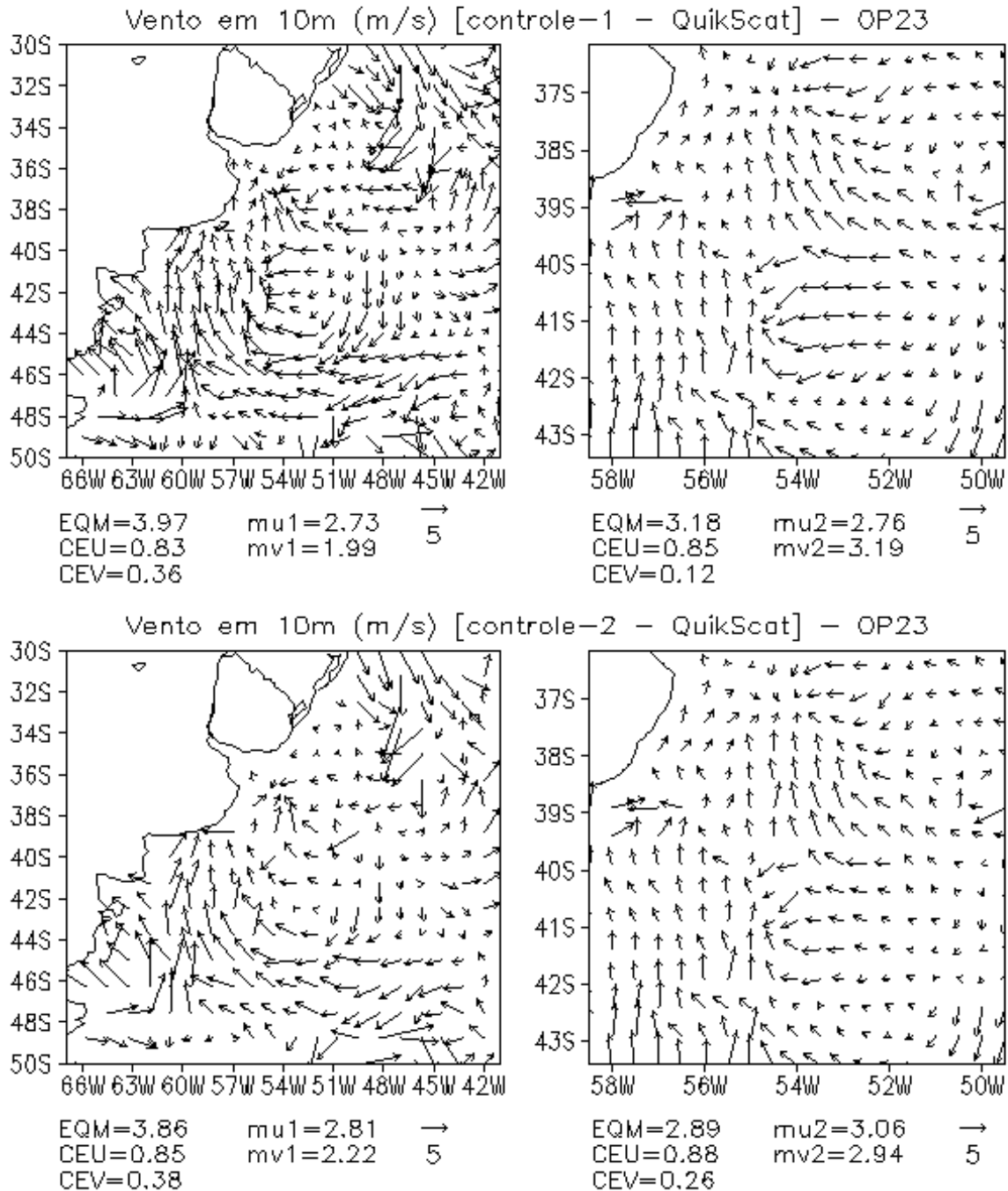


Figura 17 a - Diferença entre análise do modelo e QuikSCAT para o campo horizontal do vento a 10 m. Figura superior à esquerda: primeira grade do experimento controle-1; superior à direita: segunda grade; inferior à esquerda: primeira grade do experimento controle-2; inferior à esquerda: segunda grade. Abaixo de cada figura está relacionado seu erro quadrático médio (EQM) e a correlação espacial com o campo de vento do QuikScat (CEU – componente zonal, CEV – componente meridional). A: média centrado no dia 2 de novembro de 2004 (OP23); B: Média centrada no dia 28 de outubro de 2005 (OP24); C: Média centrada no dia 27 de outubro de 2006 (OP25).

(B)

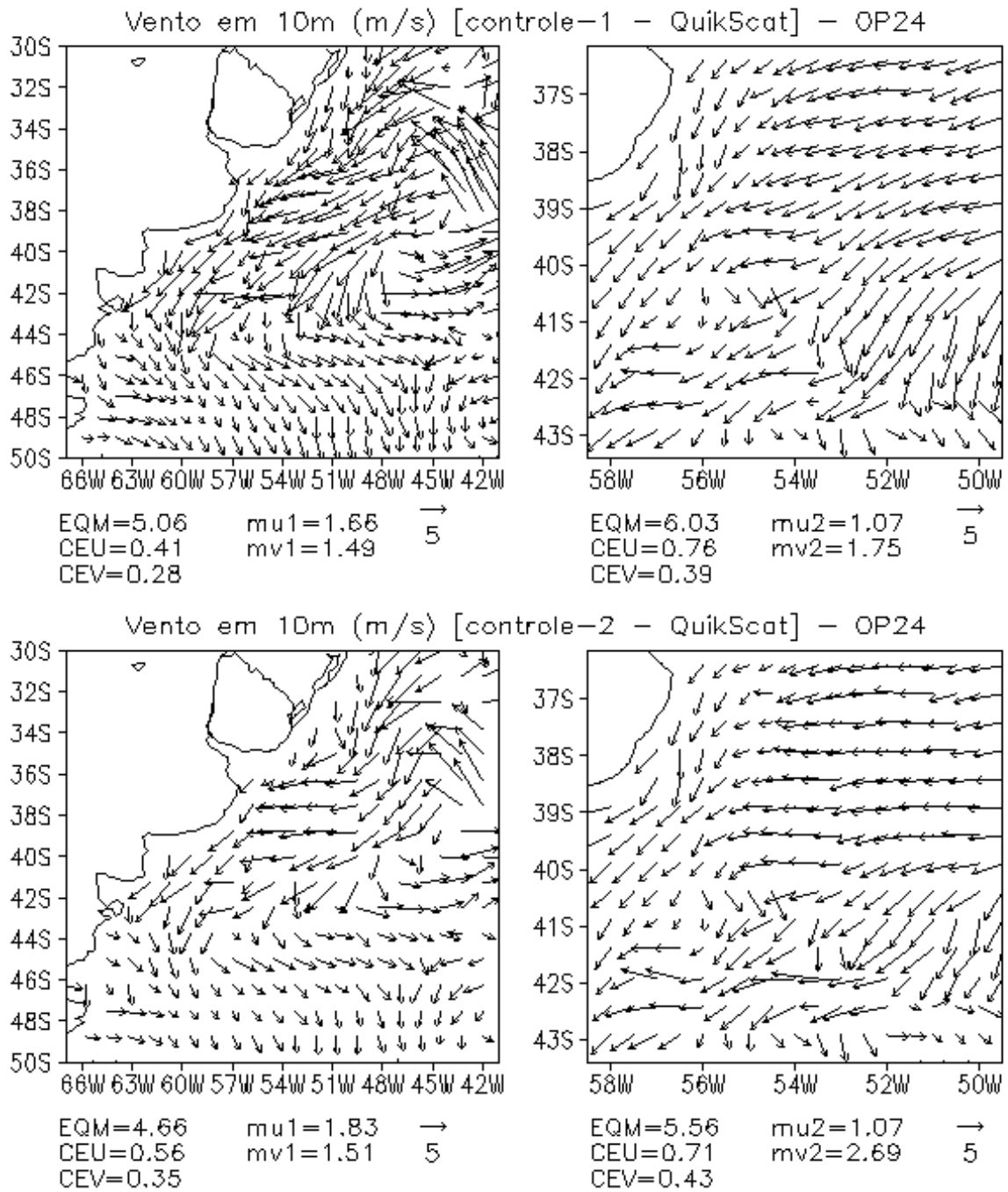


Figura 17 b.

(C)

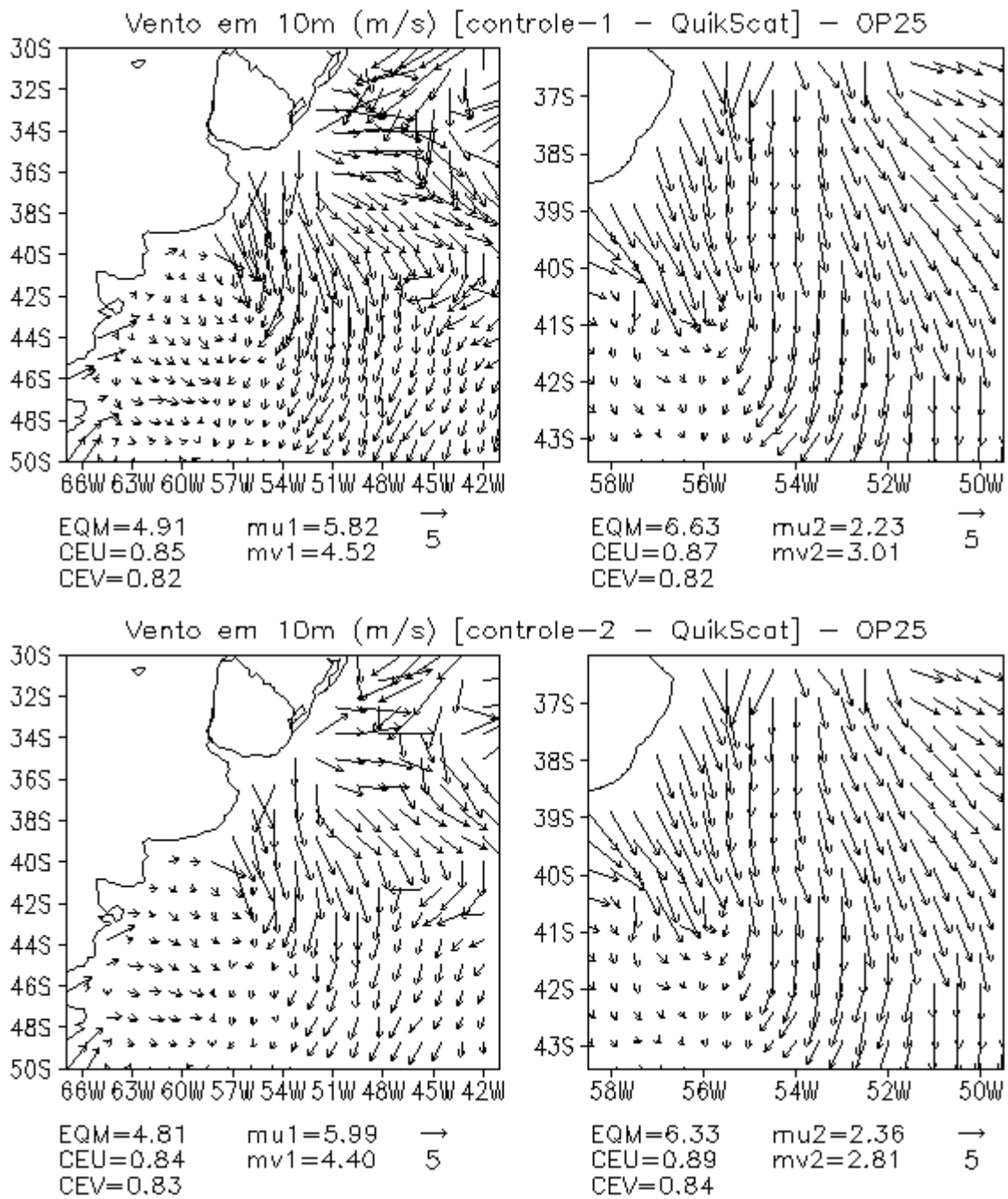


Figura 17 c.

4.2 ASSIMILAÇÃO DE DADOS *IN SITU*

Os experimentos com assimilação de dados *in situ* são realizados utilizando a configuração do experimento controle-2 (TSM observada), que apresentou melhor desempenho conforme visto na seção 5.1. Os experimentos caracterizados pela assimilação de dados *in situ* são chamados de EXP. O primeiro passo é transformar as observações para o formato de leitura padrão RALPH de entrada no BRAMS. Após uma sequência de experimentos numéricos, EXP, foram definidos os parâmetros do esquema ODA no RAMSIN (tabela 3) de forma a obter um melhor desempenho do modelo em representar a estrutura vertical da atmosfera dentro da camada limite e acima dela a partir das observações.

Tabela 3 - Parâmetros do RAMSIN para o esquema de assimilação ODA

IF_ODA	1
FRQODA	1800
TNUDODA	1080
WT_ODA_GRID	1.0, 0.8
WT_ODA_UV	1.0
WT_ODA_TH	1.0
WT_ODA_PI	1.0
WT_ODA_RT	1.0
RODA_SFCE	40000.0, 30000.0
RODA_SFC0	80000.0, 50000.0
RODA_UPAE	60000.0, 30000.0
RODA_UPA0	120000.0, 60000.0
RODA_HGT	1000.0, 1000.0
ODA_SFC_TIL	3600
ODA_SFC_TEL	3600
ODA_UPA_TIL	7200
ODA_UPA_TEL	7200

Antes de definir cada um dos parâmetros acima (tabela 3) foram realizados inúmeros experimentos numéricos. Uma das dificuldades encontradas foi determinar o valor da variável TNUDODA, como observado na equação 2.6 ele é inversamente proporcional ao peso atribuído à observação, ou seja, quanto maior o valor de TNUDODA menor o peso atribuído a variável assimilada. A simulação instabiliza quando valores baixos de TNUDODA são inseridos, como o modelo assimila o dado no instante de tempo da observação e, a partir deste, força o modelo por um intervalo de tempo pré definido (ODA_SFC_TIL), a cada passo de tempo (DTLONG), o método que apresentou melhores resultados ao assimilar as radiossondagens foi o de incluí-las duas horas antes, uma hora antes e no instante de observação. Desta forma um valor maior do parâmetro TNUDODA pode ser atribuído sem instabilizar a simulação e com o tempo este diminui trazendo a variável numérica mais próxima ao valor real sem dar um “solavanco” inicial, construindo um esquema de assimilação em que o tempo de *nudging* diminui de forma gradual (figura 18).

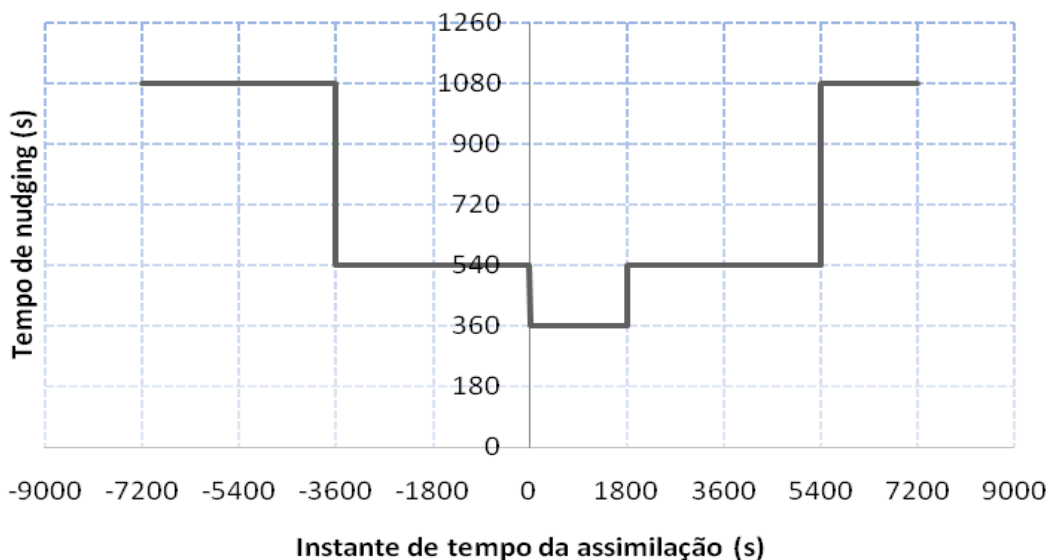


Figura 18 - Gráfico do tempo de nudging em função do instante de assimilação pelo BRAMS, onde zero representa o instante da observação.

Os experimentos EXP são caracterizados pela assimilação dos dados de superfície e radiossondagem. As configurações utilizadas nas simulações são apresentadas nesta seção e

na tabela 1, onde os experimentos numéricos para as OP23, OP24 e OP25 são chamados de EXP23, EXP24 e EXP25. A diferença entre estas simulações está somente no período simulado segundo a tabela-2.

Na figura 19 são apresentados os perfis verticais da radiossondagem (vermelho) da 00h22min UTC do dia 3 de novembro de 2004 (OP23) e os experimentos controle-1 (preto), controle-2 (verde) e EXP (azul). A evolução da estrutura vertical da atmosfera para as simulações dentro da CLA é apresentada, onde se pode comparar a observação versus o modelo numérico passos de tempo antes e depois da assimilação.

A figura 19a apresenta as sondagens das simulações das 22h30min UTC do dia 2 de novembro, neste horário há influência apenas das observações de superfície na simulação EXP, apenas no próximo passo de tempo de integração que é inserido a radiossondagem. Pode-se observar que neste instante a simulação EXP e controle-1 apresentam um ajuste em superfície de todas as variáveis (com exceção do vento meridional na simulação controle-2). A razão de mistura e temperatura potencial tem um bom ajuste próximo à superfície para a simulação controle-2 e EXP, mas o modelo coloca uma CLA mais instável, superestimando os fluxos turbulentos e conseqüentemente distribuindo este valor sobre toda sua extensão vertical, superestimando a razão de mistura. A simulação EXP apresentou o melhor ajuste em superfície para todas as variáveis em relação ao controle-2.

O perfil vertical as 11h00min UTC do dia 2 de novembro (figura 19b), após meia hora de simulação com assimilação da radiossondagem, o experimento EXP ainda não apresenta uma mudança significativa em relação ao perfil observado na figura 19a. Na figura 19c com uma hora de integração com assimilação, pode-se observar que o experimento EXP começa a caminhar em sentido a observação, esse ajuste leva ao longo do tempo o experimento EXP mais próximo ao valor observado, como pode ser visto na figura 19d.

A figura 19e apresenta o mesmo instante da radiossondagem e modelo. O experimento controle-1 subestima o vento meridional e zonal da superfície até aproximadamente 2000 metros, a razão de mistura é subestimada em toda a camada amostrada e a temperatura potencial é subestimada dentro da camada limite e acima dela tende a se aproximar ao valor real da radiossondagem. O experimento controle-2 possui um pequeno ajuste para a componente zonal e meridional do vento dentro da CLA, no qual seu topo fica em torno de 400 metros, e logo acima tende a se aproximar do perfil do experimento controle-1. A razão de mistura no experimento controle-2 foi o que teve o melhor ajuste em superfície, chegando mais próximo ao valor real, mas estendeu este valor a toda CLA superestimando. Já a temperatura potencial ficou bem próxima ao valor real até o topo da CLA da simulação e, acima tende a se aproximar ao perfil da simulação controle-1 novamente. Neste instante a simulação EXP apresentou a melhor reprodução do perfil vertical da atmosfera dentro da CLA e acima dela, apresentando um bom ajuste com a variável observada, trazendo bem próximo ao valor observado. O vento meridional ficou um pouco subestimado e o zonal também abaixo dos 1200 metros. A razão de mistura e temperatura potencial teve um melhor ajuste, ficando bem próximo ao valor real. Na figura 19f, meia hora passada do instante da radiossondagem, ainda mantém a mesma estrutura. Já na figura 19g, após 01h30min passado, as componentes zonal e meridional do vento começam a se distanciar da observação.

Para os três períodos em estudo, as três simulações realizadas obtiveram aproximadamente o mesmo padrão, onde o experimento controle-2 obteve um ajuste em superfície em relação ao experimento controle-1, que se estendeu na vertical dentro camada limite e, também a mesma evolução ao longo do tempo de assimilação para o experimento EXP em todas as radiossondagens assimiladas, o qual mostrou que o método utilizado para a assimilação dos dados de observação é eficiente.

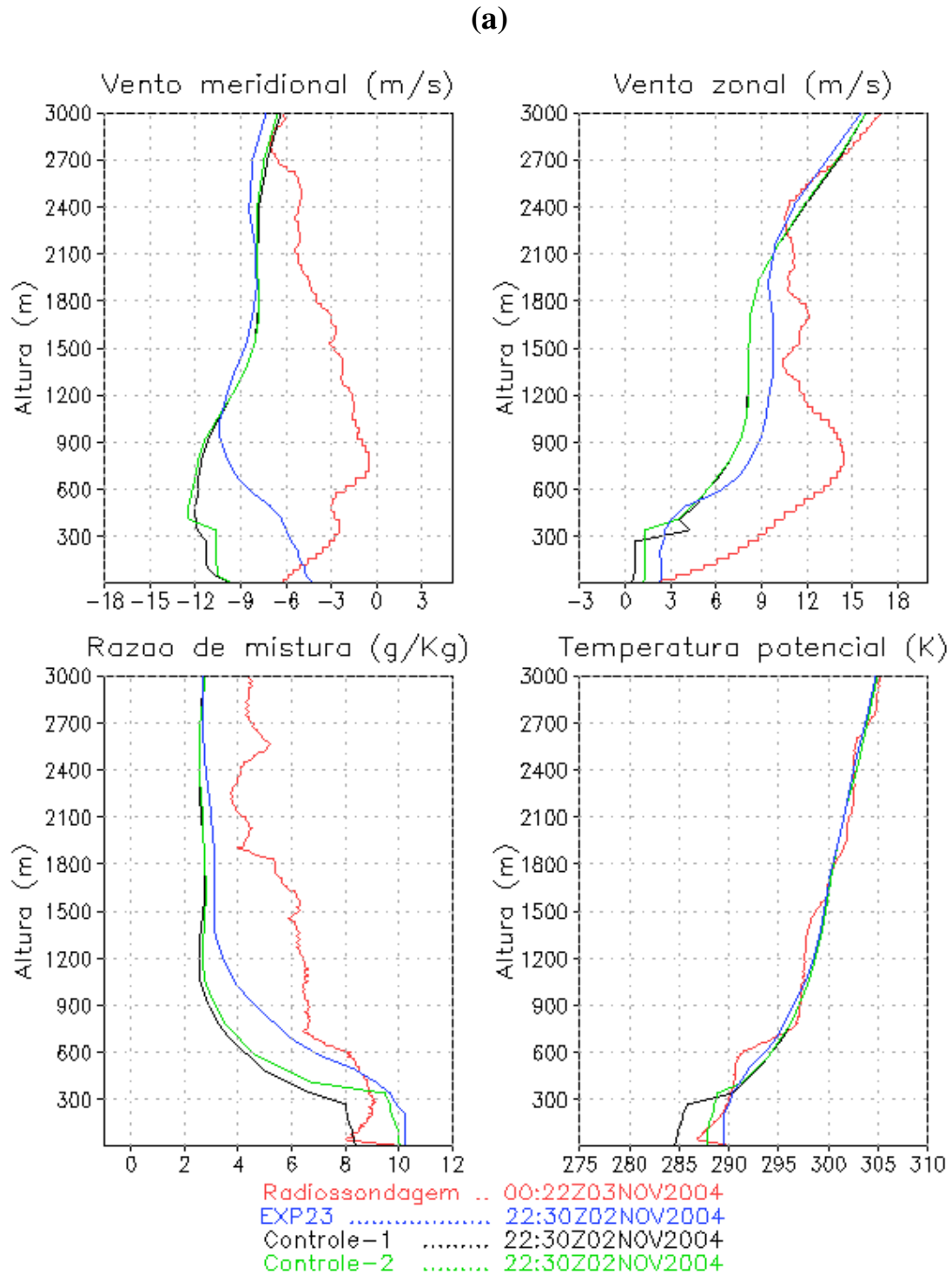


Figura 19 a - Sondagens atmosféricas das simulações realizadas para a OP23 versus a radiossondagem da 00h22min UTC. Radiossondagem (linha vermelha); controle-1 (linha-preta); controle-2 (linha verde); EXP (linha azul). A: 22h30min UTC do dia 2 de novembro; B: 23h00min UTC do dia 2 de novembro; C: 23h30min UTC dia 2 de novembro; D: 00h00min UTC do dia 3 de novembro; E: 00h30min UTC do dia 3 de novembro; F: 01h00min UTC do dia 3 de novembro; G: 02h00min UTC do dia 3 de novembro.

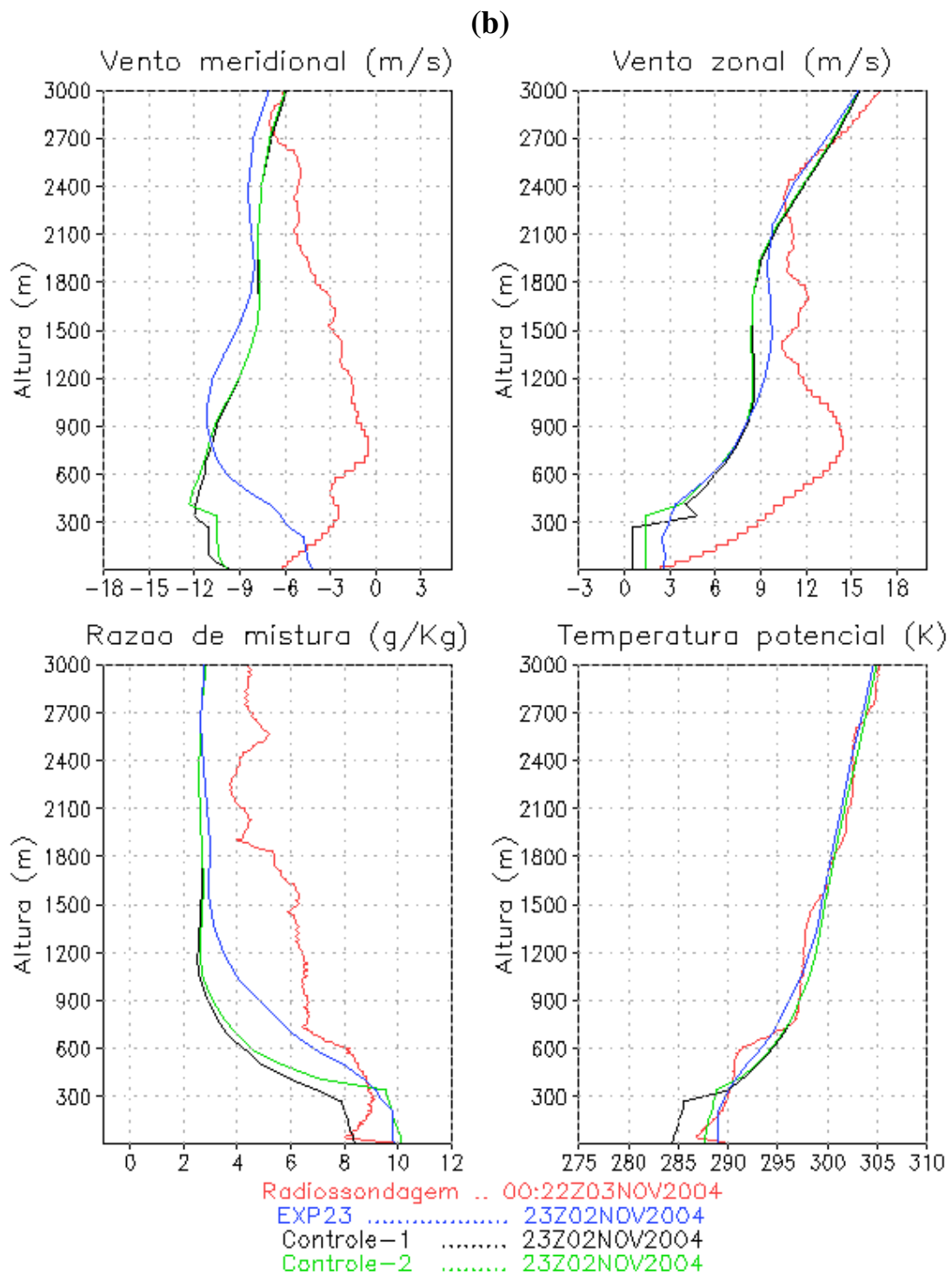


Figura 19 b

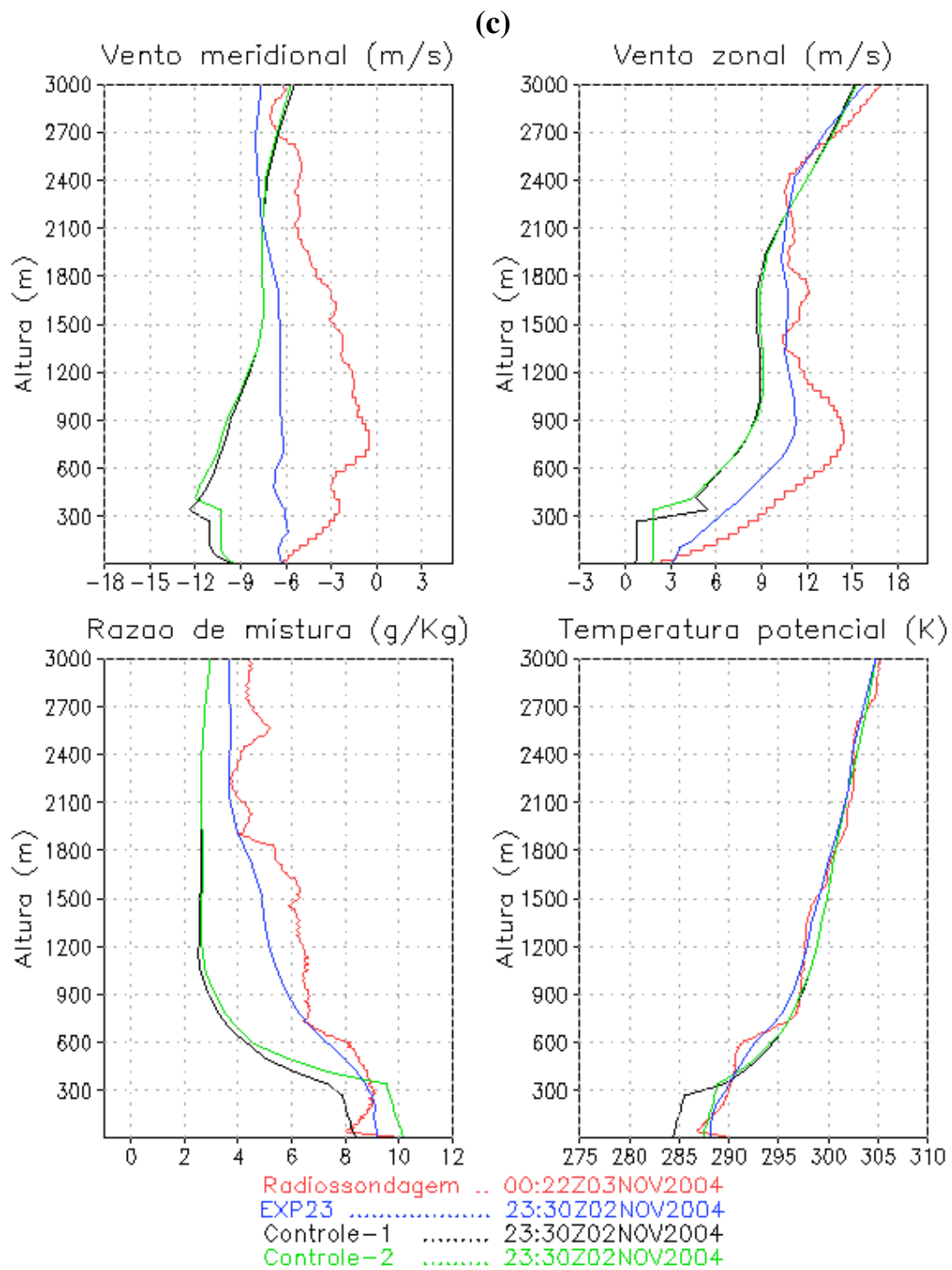


Figura 19 c.

(d)

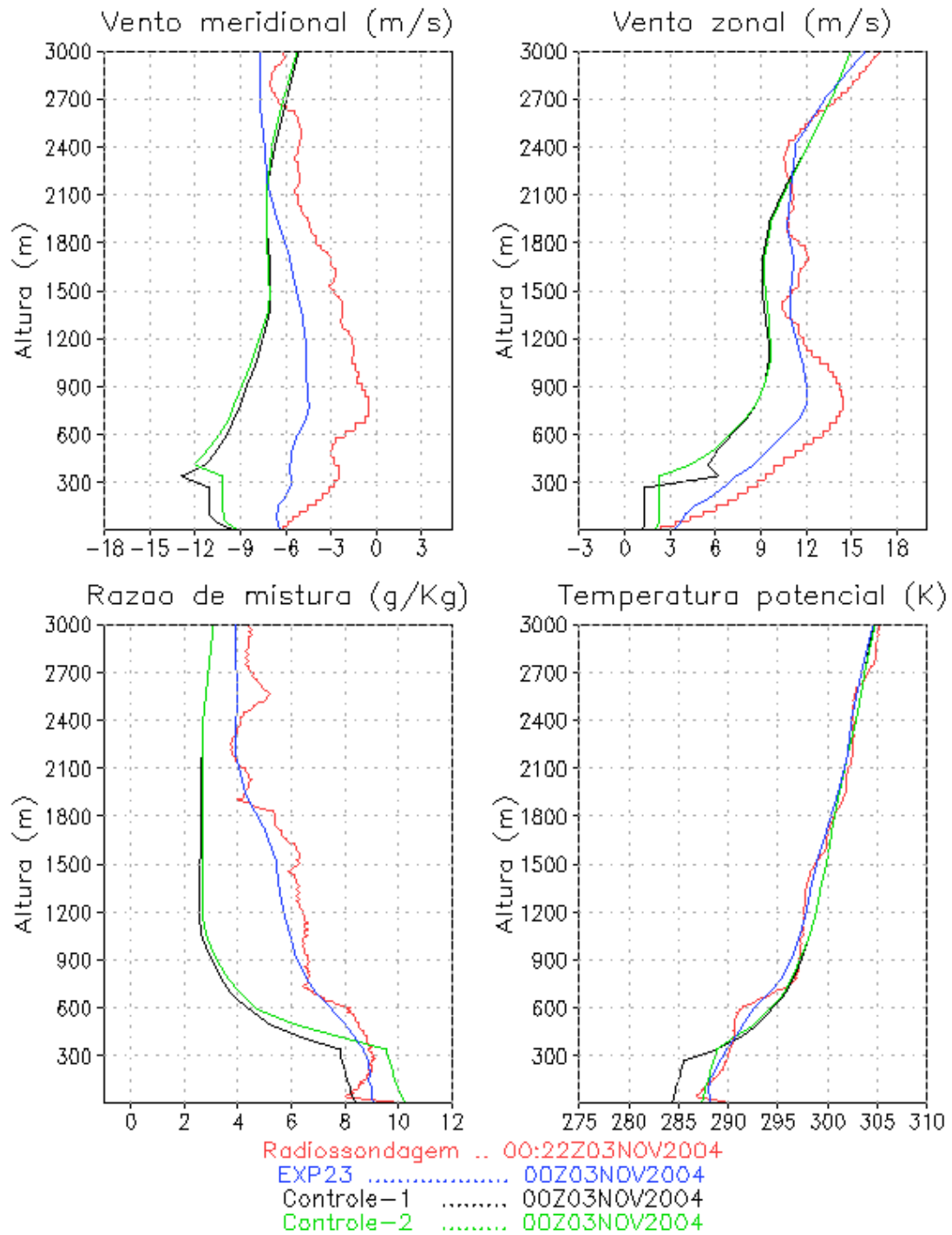


Figura 19 d

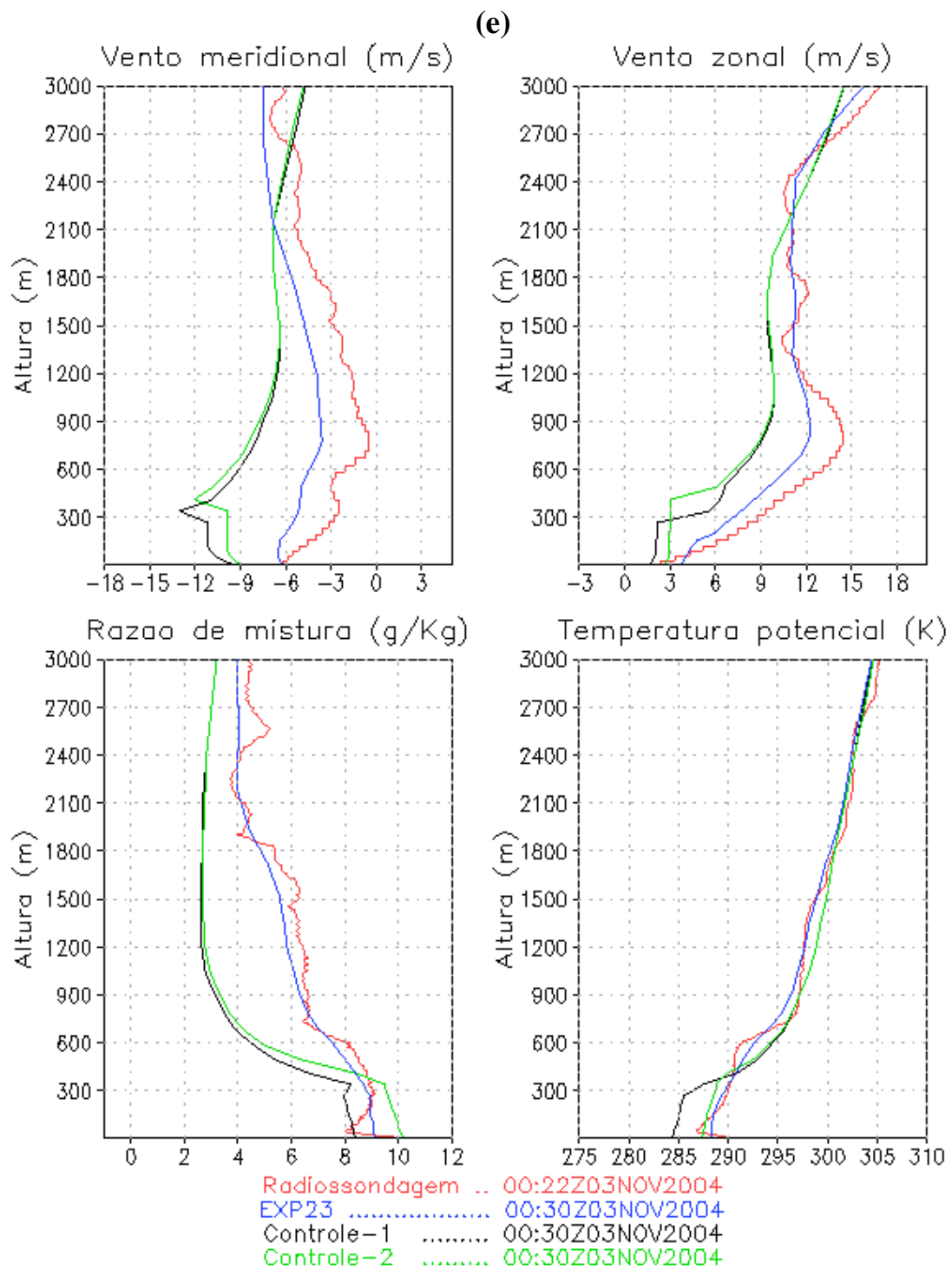


Figura 19 e

(f)

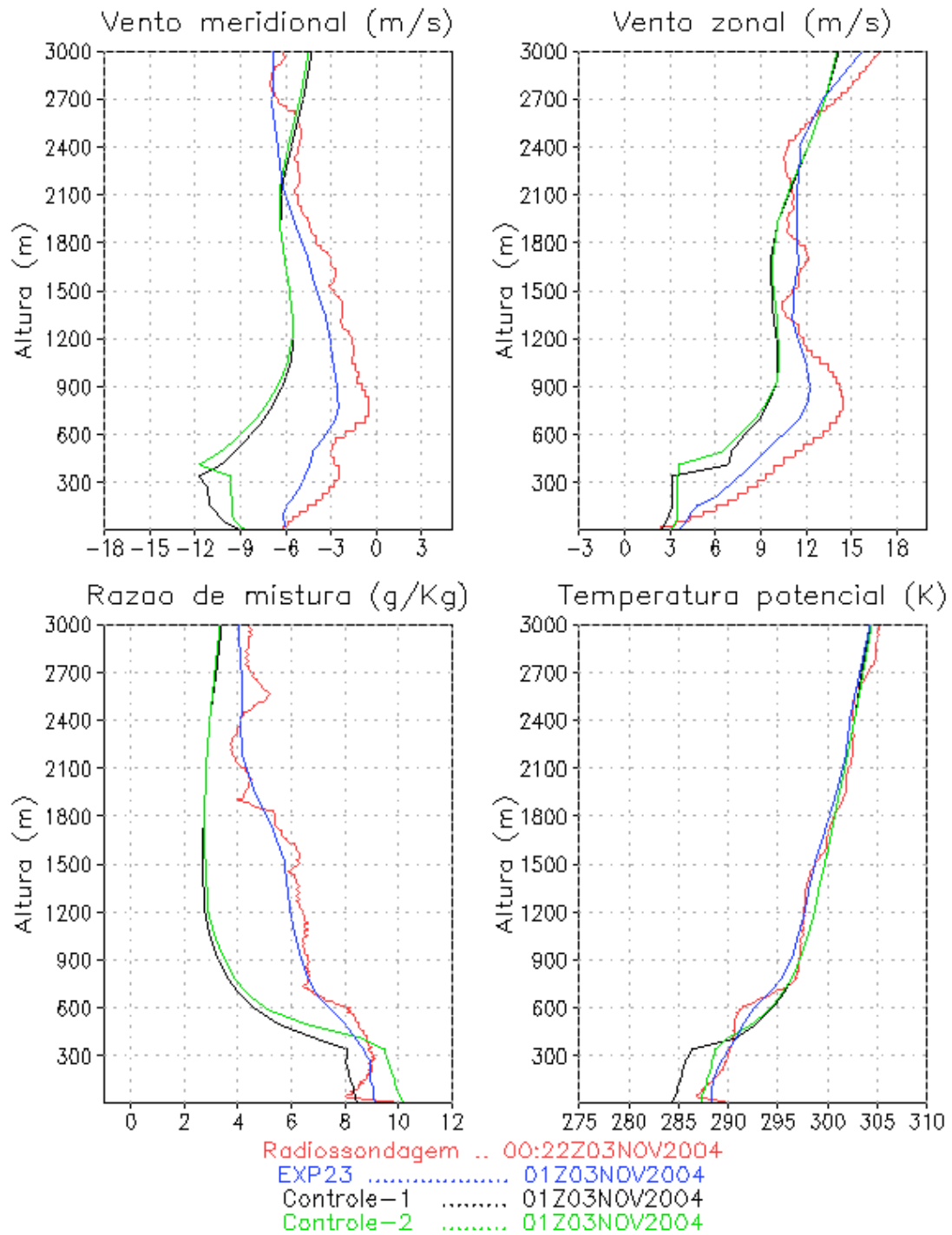


Figura 19 f

(g)

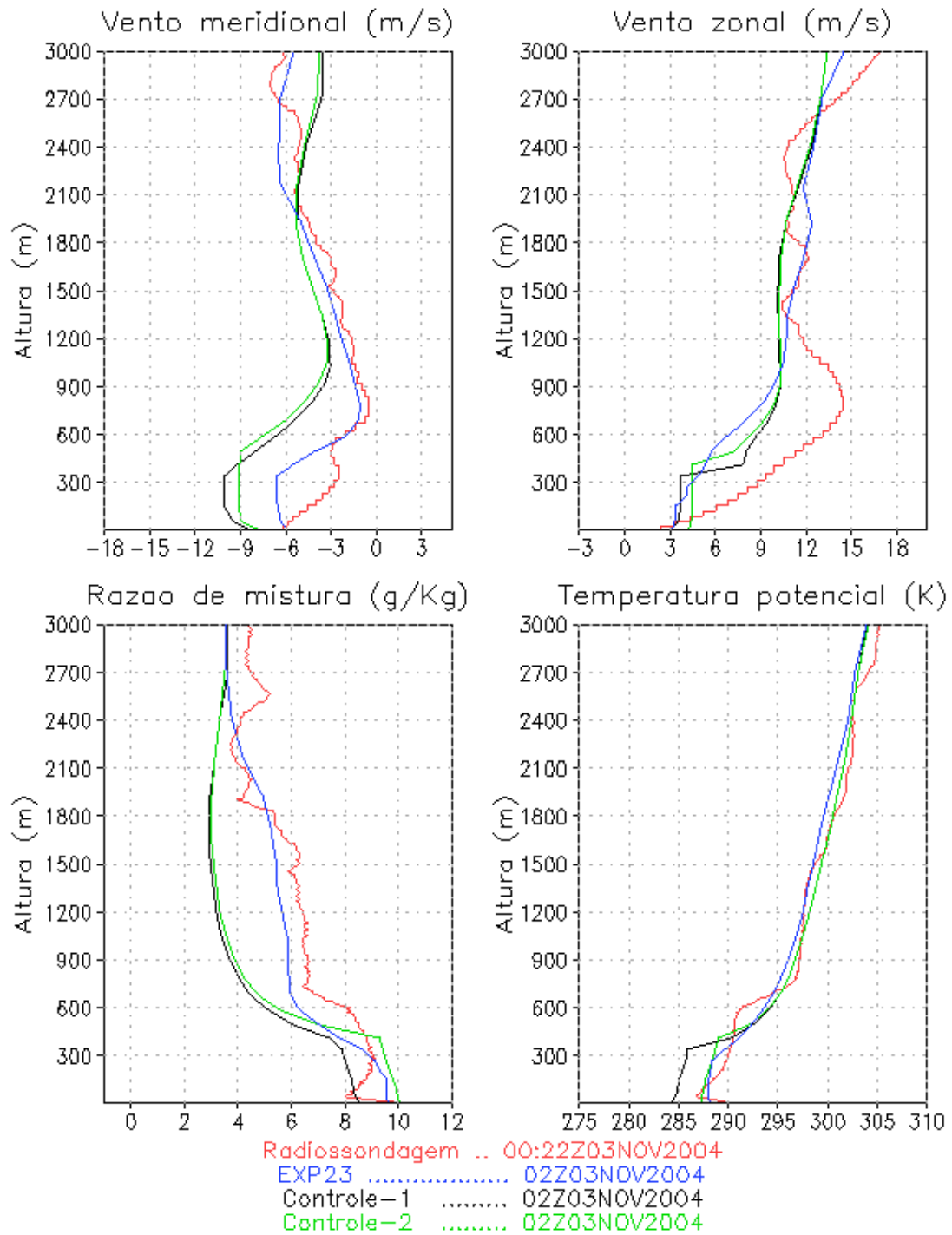


Figura 19 g

5 RESULTADOS

5.1 OP23

O campo de pressão ao nível do mar e o vento em 10 m para o experimento EXP23 (figura 20, painel superior à esquerda) mostram que durante o período do experimento OP23 (2 e 3 de novembro de 2004) os ventos são calmos sobre a derrota do navio, onde foram executadas as medições da atmosfera e do oceano simultaneamente. O gradiente de pressão sobre a secção é baixo, sendo que a sudoeste desta há uma baixa pressão associada a um sistema frontal e, a nordeste, uma alta pressão a nordeste associada com o anti-ciclone quase permanente. Observa-se que os ventos são mais intensos sobre a CB.

O campo diferença entre o EXP e o controle-1 é apresentado no painel superior à esquerda da figura 21. A introdução da TSM real e assimilação dos dados *in situ* na simulação geraram o abaixamento da pressão em superfície sobre a anomalia positiva de TSM, onde este causou o aumento do gradiente de pressão seguido da intensificação dos ventos. As componentes zonal e meridional do vento apresentaram maior intensificação sobre as anomalias positivas de TSM sendo em torno de zero sobre o núcleo frio (figura 22a e b).

O fluxo de calor sensível (figura 23, painel superior à esquerda) mostra que sobre a CB encontra-se fluxo positivo com um máximo de 56W/m^2 em $41,5^\circ\text{S}$ e $53,8^\circ\text{W}$, região onde os ventos cruzam perpendicularmente a frente térmica, da CM para a CB. Do lado frio (CM), o fluxo de calor sensível também é positivo, mas apresenta um núcleo igual a zero, centrado em $40,0^\circ\text{S}$ e $55,5^\circ\text{W}$. O fluxo de calor latente possui o mesmo comportamento, com um máximo de 120W/m^2 na mesma região onde se localiza o máximo de calor sensível, e sobre o núcleo da língua fria o núcleo fica em torno de 10W/m^2 . A simulação EXP também apresentou um máximo na intensificação da componente zonal do vento em superfície em torno desta mesma região (figura 22a).

O número de Richardson (figura 25a) é maior que o valor crítico ao sul da frente térmica ($39,4^{\circ}\text{S}$), mostrando que o escoamento é laminar, decaindo à medida que se aproxima da frente, ao norte de $39,7^{\circ}\text{S}$ já é menor que o número crítico, o qual é menor que -1 mostrando que o escoamento é turbulento e a principal fonte de turbulência é a produção térmica.

A figura 26 apresenta os termos da equação do movimento para as componentes zonal e meridional para a secção perpendicular à frente térmica para a OP23. Analisando a componente zonal (figura 26, painel superior) se observa que sobre as águas frias (CM), ao sul de $39,9^{\circ}\text{S}$, o termo de resíduo é em torno de zero, a advecção horizontal (positiva) e vertical (negativa) tem a mesma intensidade se anulando, à medida que se aproxima da frente térmica o termo de resíduo aumenta em módulo (negativo) e os termos de advecção vertical e horizontal também aumentam, já o termo do gradiente de pressão (negativo) e Coriolis (positivo) estão em balanço e diminuem em módulo à medida que se aproximam da frente, sendo válido o balanço geostrófico ao sul da frente térmica. Ao norte da frente o termo de resíduo (negativo) aumenta em módulo, intensificando os ventos de oeste, o termo de advecção horizontal e vertical (positivos) também aumentam, gradiente de pressão e Coriolis invertem de sinal para positivo e negativo respectivamente, onde a aproximação geostrófica não é mais válida.

Já para a componente meridional do vento o termo mais importante é o de Coriolis sendo negativo ao longo de toda a secção e apresentando decréscimo ao norte. O termo do gradiente de pressão assume uma segunda ordem de importância, sendo constante ao sul da frente e decaindo ao norte, sempre positivo. O termo de advecção horizontal (negativo) e resíduo (positivo) estão em terceira ordem de importância, ambos aumentando em módulo à medida que se aproximam da frente térmica. Já, o termo de advecção vertical é aproximadamente zero até $38,6^{\circ}\text{S}$, aumentando a partir deste ponto, onde os outros termos

diminuem em módulo, tornando-se o segundo termo mais importante junto com o gradiente de pressão no último ponto ao norte da secção.

O termo de resíduo mostra a intensificação do vento zonal (de oeste) e meridional (de norte) do lado quente da frente (figura 20, painel superior à esquerda), sendo que esta intensificação ocorre devido à transferência de momento na vertical em função da diminuição da estabilidade estática conforme indica o termo de advecção vertical no balanço da equação de momento. O número de Richardson apresentado na figura 25a mostra que o escoamento sobre a CM é laminar e turbulento sobre a CB, onde a principal fonte de turbulência é a produção térmica. Estes fatores estão de acordo com a hipótese de Wallace *et al.* (1989), corroborada por Pezzi *et al.* (2005) para a região da CBM para este mesmo período.

O termo do gradiente de pressão zonal mostra que o vento se dirige para a região de maior gradiente de temperatura (figura 26, painel superior). Já a componente meridional do gradiente de pressão (de norte) decai do lado quente da frente (figura 26, painel inferior), o que pode ter ocorrido devido ao abaixamento da pressão em superfície sobre as águas quentes, pois de acordo com a figura 21, painel superior à esquerda, pode-se observar que os ventos se dirigem para a região da frente oceânica, da CM para a CB perpendicularmente, onde a frente térmica nesta região é praticamente meridional. Estes fatores corroboram com a hipótese de Lindzen e Nigam (1987), onde o vento se move para a baixa pressão ou para os maiores gradientes de TSM.

5.2 OP24

O campo de pressão ao nível do mar e o vento em 10 m para o experimento EXP24 (figura 20, painel superior à direita) mostram que durante o período do experimento OP24 (28 de outubro de 2005) um sistema de baixa pressão localizado à leste da rota do navio, onde foram efetuadas as medições sobre a CMB. O gradiente de pressão na região da CBM é mais intenso do que na OP23, gerando ventos mais fortes sobre toda a região da frente.

O campo diferença entre o experimento EXP e o controle-1 é apresentado no painel superior à direita da figura 21. A introdução da TSM real e a assimilação dos dados *in situ* no modelo gerou o abaixamento da pressão em toda a grade, formando uma baixa pressão relativa em superfície sobre a anomalia positiva de TSM (CB) e a formação de uma alta relativa na sua retaguarda. Sobre a língua fria o gradiente de pressão é baixo, sendo o vento anômalo menor; já sobre as anomalias positivas de TSM e na região de transição da CM/CB ao sul da grade, o gradiente de pressão é maior onde os ventos anômalos são mais fortes.

A figura 22c e 22d apresentam o campo diferença (EXP - controle-1) da TSM e do campo de vento zonal e meridional em 10 m para a OP24. O campo de vento zonal mostra anomalia positiva ao norte de 40°S sobre a CB e negativa ao sul desta, e sobre a CM anomalia positiva a oeste sobre o núcleo da corrente e negativa a leste. As maiores anomalias positivas são encontradas ao norte sobre a CB e as negativas sobre a região da frente térmica ao sul de 40,5°S. A componente meridional do vento apresenta anomalia positiva sobre a CB e negativa ao sul de 38,5°S sobre a CM, onde sobre a CB as anomalias são maiores. As anomalias da componente meridional e zonal do vento são basicamente devido à formação da circulação ciclônica e a anti-ciclônica na sua retaguarda.

Sobre o núcleo da língua fria o fluxo de calor sensível é negativo; próximo da região de transição da frente fria para quente seu valor é em torno de zero e torna-se positivo sobre a região de transição e do lado quente (figura 23, painel superior à direita). Um núcleo mínimo de -10W/m^2 centrado em 41,5°S e 56°W sobre a CM e um máximo de 30W/m^2 em 39,0°S e 52,5°W sobre a CB são observados. O fluxo de calor latente aumenta rapidamente à medida que se avança da CM para a CB, apresentando o mesmo padrão do fluxo de calor sensível, o qual também apresenta um mínimo de 20W/m^2 em 41,5°S e 56°W sobre a CM e máximo de 110W/m^2 em 39,0°S e 52,5°W sobre a CB (figura 24, painel inferior).

O número de Richardson (figura 26b) é abaixo do valor crítico (0,25) ao sul da frente térmica (CM), ficando em torno de zero, sendo que isto pode ter sido causado pelo fato do gradiente de temperatura nos primeiros 200 metros da CLA ser em torno de zero, camada homogênea. Ao cruzar para as águas mais quentes o número de Richardson decai rapidamente para valores menores que -1, mostrando que a principal fonte de turbulência é a produção térmica.

A figura 27 mostra os termos da equação do movimento em suas componentes zonal e meridional para a secção perpendicular a frente CM/CB para a OP24. No painel superior desta figura, referente à componente zonal, o termo do gradiente de pressão é o mais importante, positivo. Seus valores apresentam pouca variação, sendo praticamente constante na região da frente térmica. O termo de Coriolis é negativo, menor em módulo do que o termo do gradiente de pressão, sendo o mais importante junto com o gradiente de pressão no primeiro ponto ao sul da secção e apresenta decaimento quase linear até a região da frente (de $\sim -2,8 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ a $\sim -0,5 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$). O termo de advecção horizontal é pequeno em toda a secção, em módulo fica em torno de $0,3 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$. O termo de advecção vertical é pequeno em toda a secção sendo importante na região da frente térmica. O termo de resíduo é praticamente nulo ao sul da frente e negativo ao norte assumindo segunda ordem de importância.

O termo de resíduo mostra a intensificação do vento zonal (de oeste), o qual ocorre devido à transferência de momento causado pela turbulência. Através do número de Richardson pode-se verificar que na atmosfera o escoamento é turbulento sobre a CB, tendo como principal fonte de turbulência a produção térmica. O termo predominante é o gradiente de pressão, onde se pode verificar que a grande escala determina a componente zonal do vento; no entanto, o termo de resíduo no último ponto ao norte da secção representa pouco menos de 50% do valor do termo do gradiente de pressão, tendo um papel importante na

intensificação do vento sobre a CB. Para esta componente a grande escala é predominante, porém permanece válida a hipótese de Wallace *et al.* (1989).

Para a componente meridional (figura 27, painel inferior) o termo mais importante é o de Coriolis, positivo em toda a secção. O termo do gradiente de pressão é praticamente zero no primeiro ponto ao sul da secção e aumenta ao norte se tornando o termo mais importante junto com Coriolis. Os termos de advecção horizontal e vertical aumentam em módulo na região da frente térmica, em torno de $1 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$, mas não são significativos. Já o termo de resíduo é negativo e constante ao longo de toda a secção, aproximadamente $1 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$.

5.3 OP25

Durante a OP25 (27 outubro de 2006) há um anti-ciclone extra tropical localizado sobre a derrota do navio na CBM, onde foram executadas as medições da atmosfera e do oceano (figura 20, painel inferior). Também pode ser observado que nesta região o gradiente de pressão é menor e ventos mais calmos são encontrados, e são preferencialmente de Norte.

O campo diferença entre o experimento EXP e controle-1 é apresentado no painel inferior da figura 21. Pode-se observar que a introdução da TSM real e assimilação dos dados *in situ* no modelo gerou o aumento da pressão em toda a grade, mas há a formação de uma baixa relativa sobre o lado quente (CB). Sobre a frente térmica também são encontrados os maiores gradientes de pressão, gerando ventos mais fortes. A diferença na componente zonal mostra-se positiva do lado frio e negativa do lado quente, promovendo convergência a leste da linha da frente térmica (figura 22f). A componente meridional do vento apresenta anomalia positiva do lado frio e também um pouco à leste da frente e negativa do lado quente (figura 22g).

O fluxo de calor sensível (figura 23, painel inferior) é maior sobre a CB, onde apresenta dois núcleos de maior intensidade, de 40W/m^2 em 39°S e 52°W e outro de 55W/m^2 em $42,9^\circ \text{S}$ e $54,0^\circ \text{W}$. O núcleo ao sul é mais forte devido ao fato dos ventos serem de norte e

virem do lado frio da frente cruzando para águas mais quentes na transição entre a CM/CB. Do lado frio (CM) há um mínimo de 15W/m^2 centrado em $40,8^\circ\text{S}$ e $56,0^\circ\text{W}$. O fluxo de calor latente (figura 24, painel inferior) apresenta o mesmo padrão, mas sobre a CB com o núcleo ao norte mais intenso de 110W/m^2 e ao sul de 90W/m^2 , e sobre a CM com mínimo de 20W/m^2 sobre todo o núcleo da CM.

A figura 25c apresenta o número de Richardson, no qual se observa que este é maior que o número crítico ao sul da frente ($38,9^\circ\text{S}$), no primeiro ponto ao norte da frente ainda é maior que número de Richardson crítico ($38,7^\circ\text{S}$) e a partir deste ponto em direção ao norte seu valor fica abaixo do crítico, mostrando que a atmosfera é turbulenta e que a principal fonte é a produção térmica, número de Richardson menor que -1.

A figura 28 mostra os termos da equação do movimento em suas componentes zonal e meridional para a secção perpendicular à frente, para a OP25. Para a componente zonal (figura 28, painel superior) o termo de Coriolis (negativo) é balanceado pelo gradiente de pressão e advecção (positivos). Os três termos são praticamente constantes em toda a secção. O termo de resíduo, advecção vertical e tendência são praticamente nulos.

Para a componente meridional do vento (figura 28, painel inferior), os termos mais importantes são o gradiente de pressão (positivo) e Coriolis (negativo), os termos de advecção vertical e horizontal são praticamente nulos. O termo de resíduo é negativo ao longo de toda a secção com um mínimo na região da frente balanceando Coriolis junto com o termo do gradiente de pressão.

Na análise da equação do movimento mostrou que não há uma modulação dos ventos na camada limite devido ao aumento da instabilidade sobre as águas quentes. A modulação, devido ao gradiente de pressão, não pode ser observada nas equações do movimento, mas na figura 22, painel inferior, nota-se a formação de uma baixa relativa sobre o lado quente (CB) e a intensificação dos ventos sobre a frente oceânica, cruzando quase que perpendicularmente

sobre a região dos maiores gradientes de temperatura. Este indício vai ao encontro com a hipótese de Lindzen e Nigam (1987).

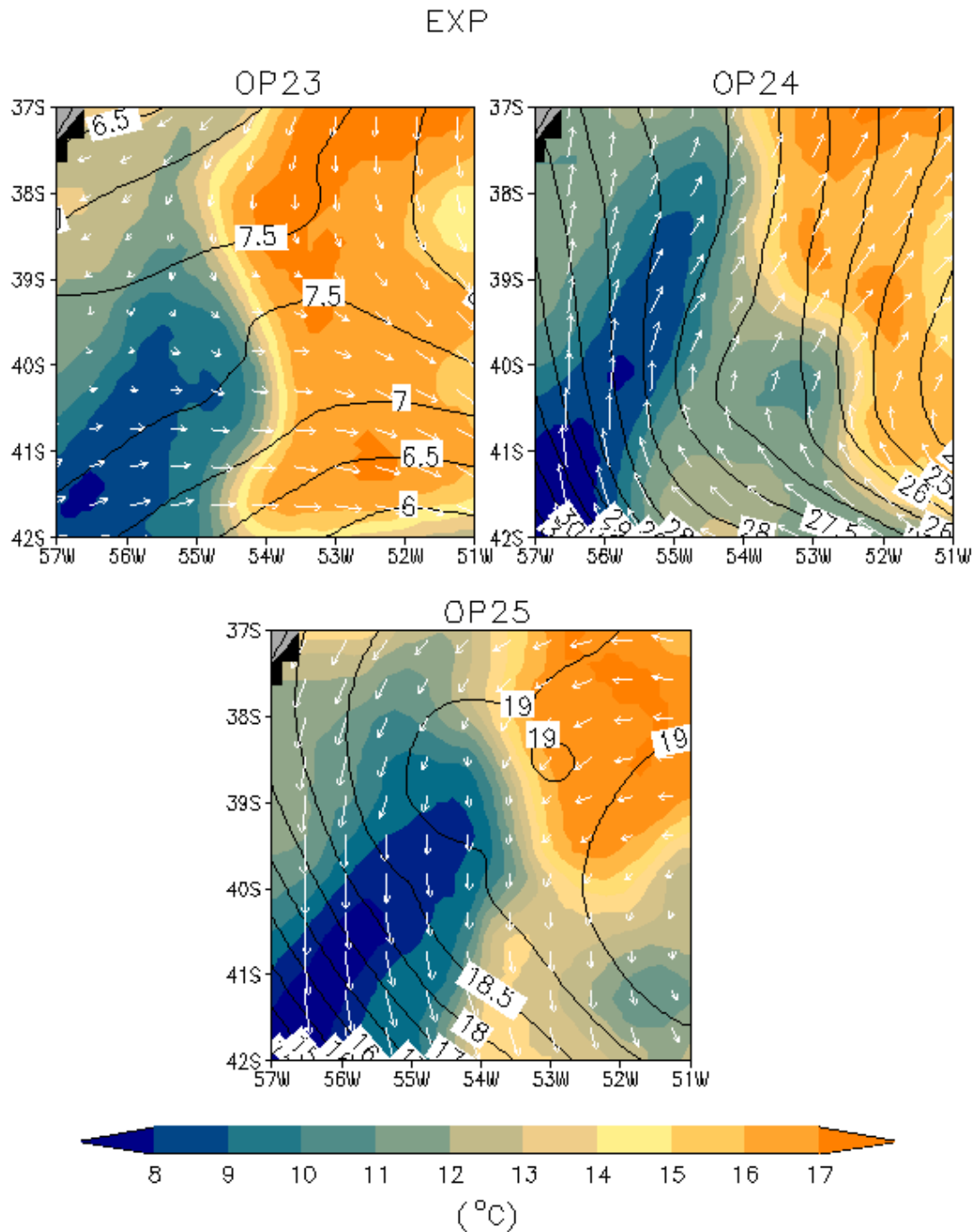


Figura 20 - Campo horizontal de TSM (escala sombreada) e pressão ao nível do mar menos 1000mb (linhas de contorno), sobreposto o vento em 10 metros (vetores) referente à operação EXP. Os campos são referentes à média de três dias centrada nos dias em que foram realizadas as amostragens verticais da atmosfera nas campanhas OP23, OP24 e OP25.

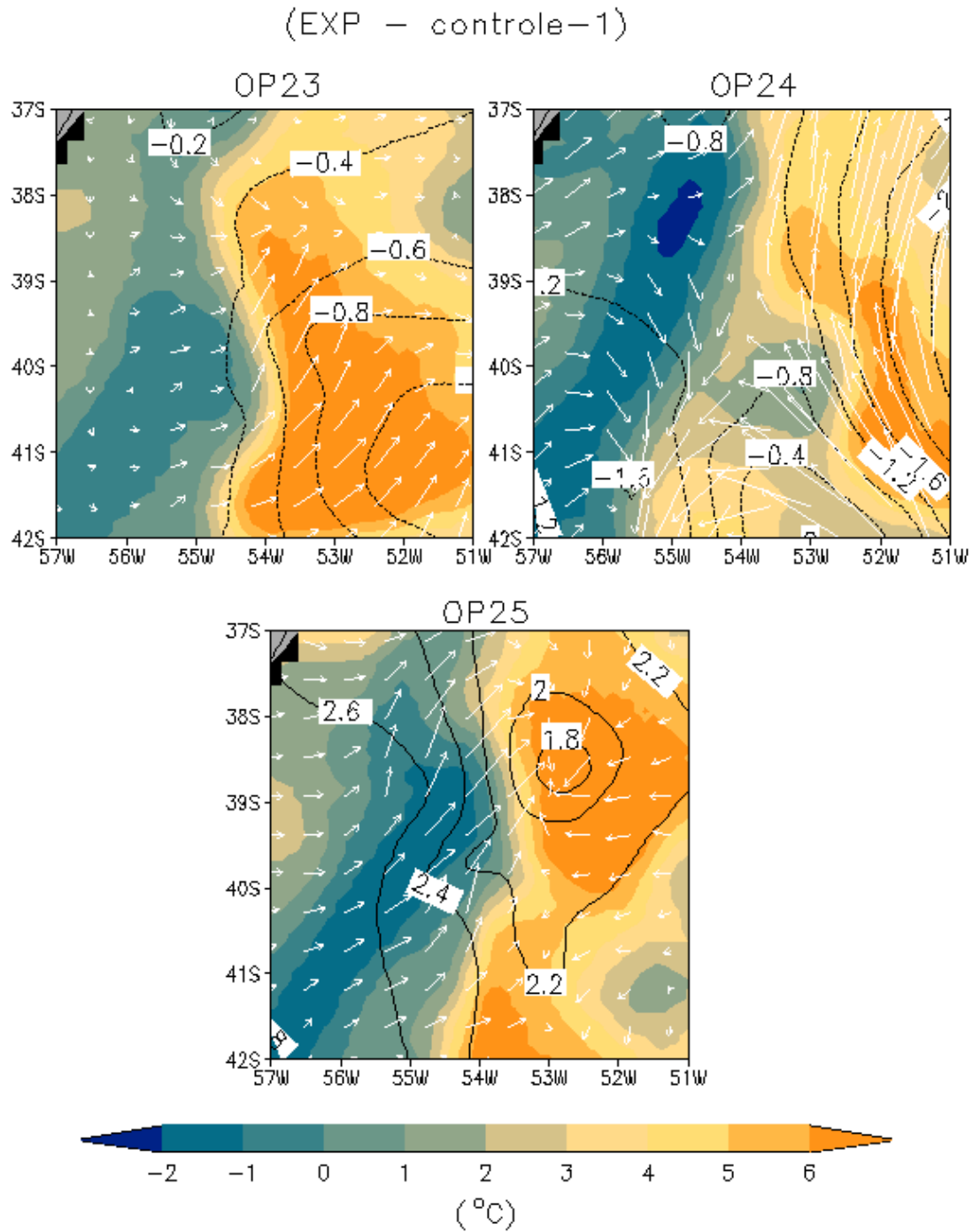


Figura 21 - Campo horizontal de diferença de TSM (escala sombreada) e diferença de pressão ao nível do mar (linhas de contorno), sobrepostos à diferença do vento em 10 metros (vetores) entre EXP e controle-1. Os campos são referentes à média de três dias centrada nos dias em que foram realizadas as amostragens verticais da atmosfera nas campanhas OP23, OP24 e OP25.

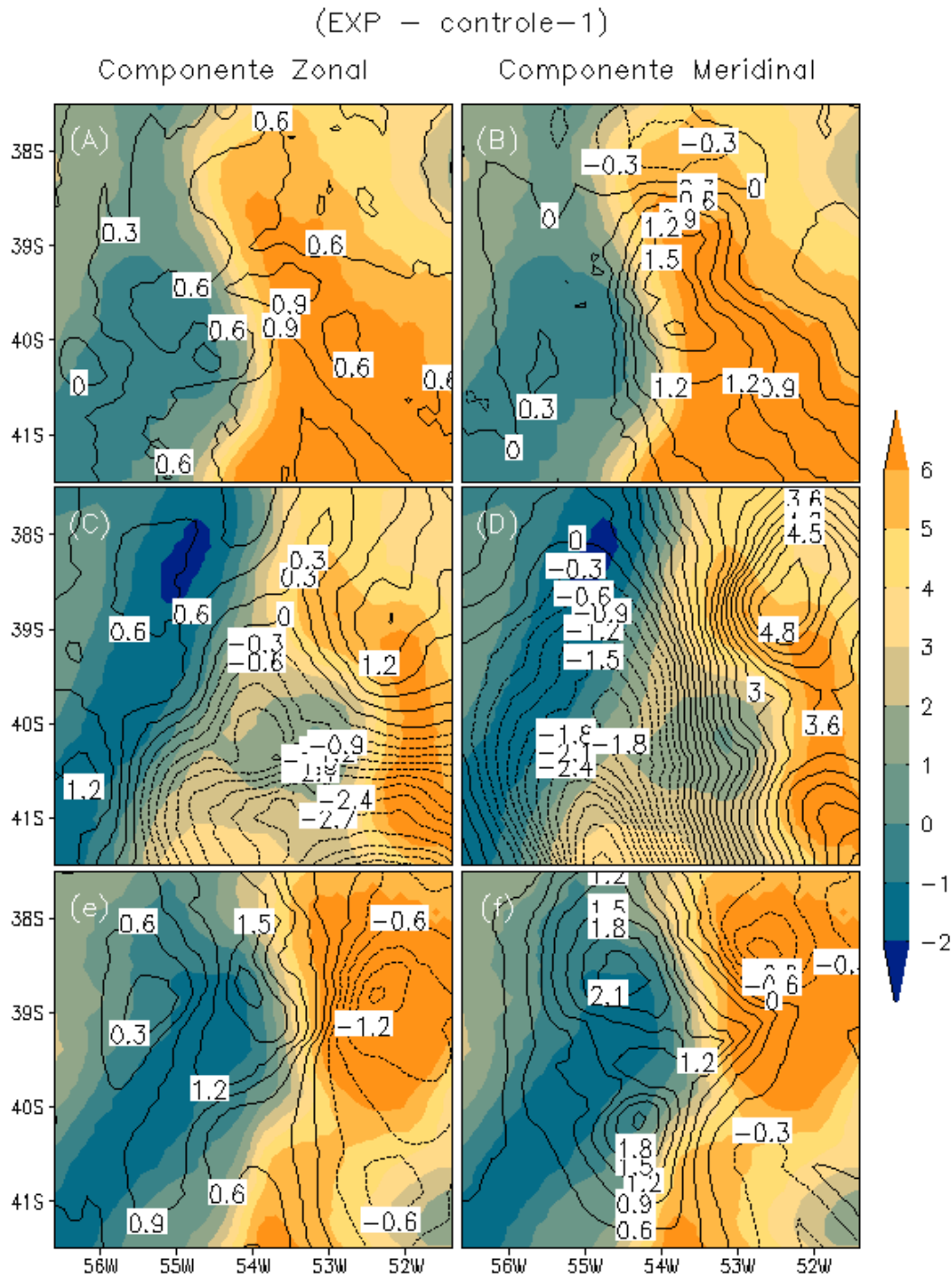


Figura 22 - Campo horizontal de TSM (escala sombreada) e vento zonal e meridional (linhas de contorno) referentes à diferença EXP menos controle-2. Os campos são referentes à média de três dias centrado nos dias em que foram realizadas as amostragens verticais da atmosfera nas campanhas OP23, OP24 e OP25. A: Componente zonal do vento, OP23; B: Componente meridional do vento, OP23; C: Componente zonal do vento, OP24; D: Componente meridional do vento, OP24; E: Componente zonal do vento, OP25; F: Componente meridional do vento, OP25.

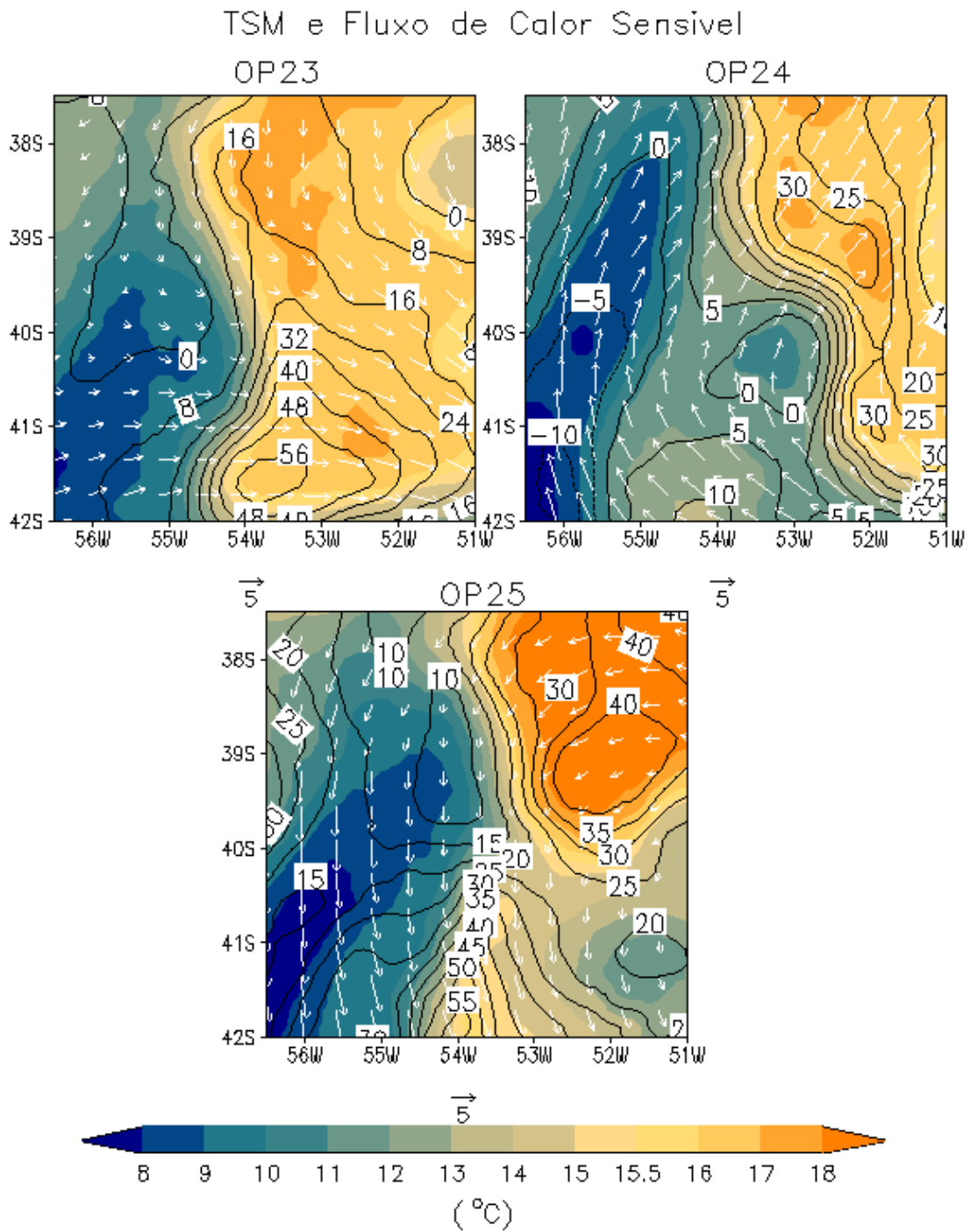


Figura 23 - Campo horizontal de TSM (escala sombreada) e fluxo de calor sensível (linhas de contorno), sobreposto o vento em 10 metros (vetores) referente à operação EXP. Os campos são referentes à média de três dias centrada nos dias em que foram realizadas as amostragens verticais da atmosfera nas campanhas OP23, OP24 e OP25.

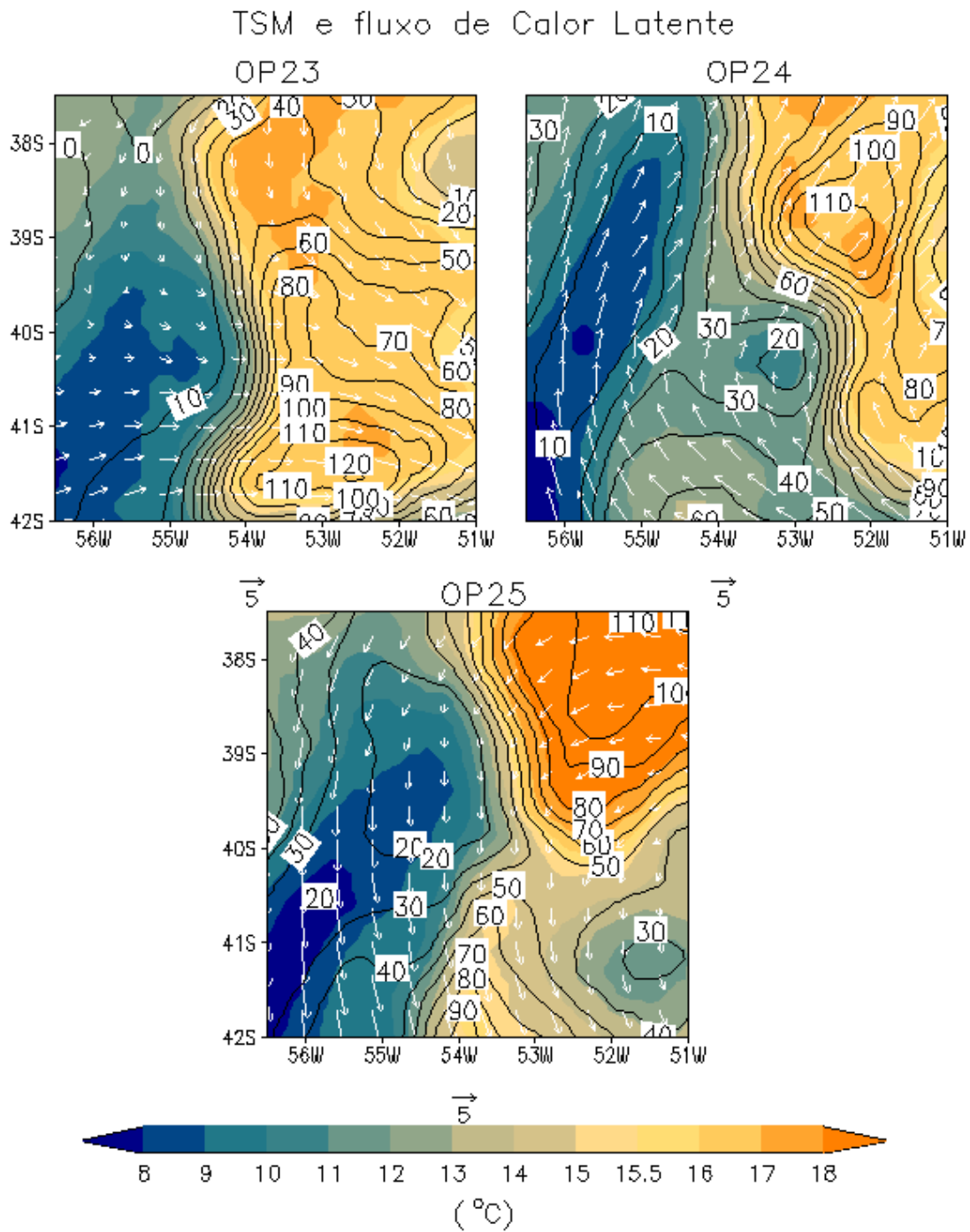


Figura 24 -Campo horizontal de TSM (escala sombreada) e fluxo de calor latente (linhas de contorno), sobreposto o vento em 10 metros (vetores) referente à operação EXP. Os campos são referentes à média de três dias centrada nos dias em que foram realizadas as amostragens verticais da atmosfera nas campanhas OP23, OP24 e OP25.

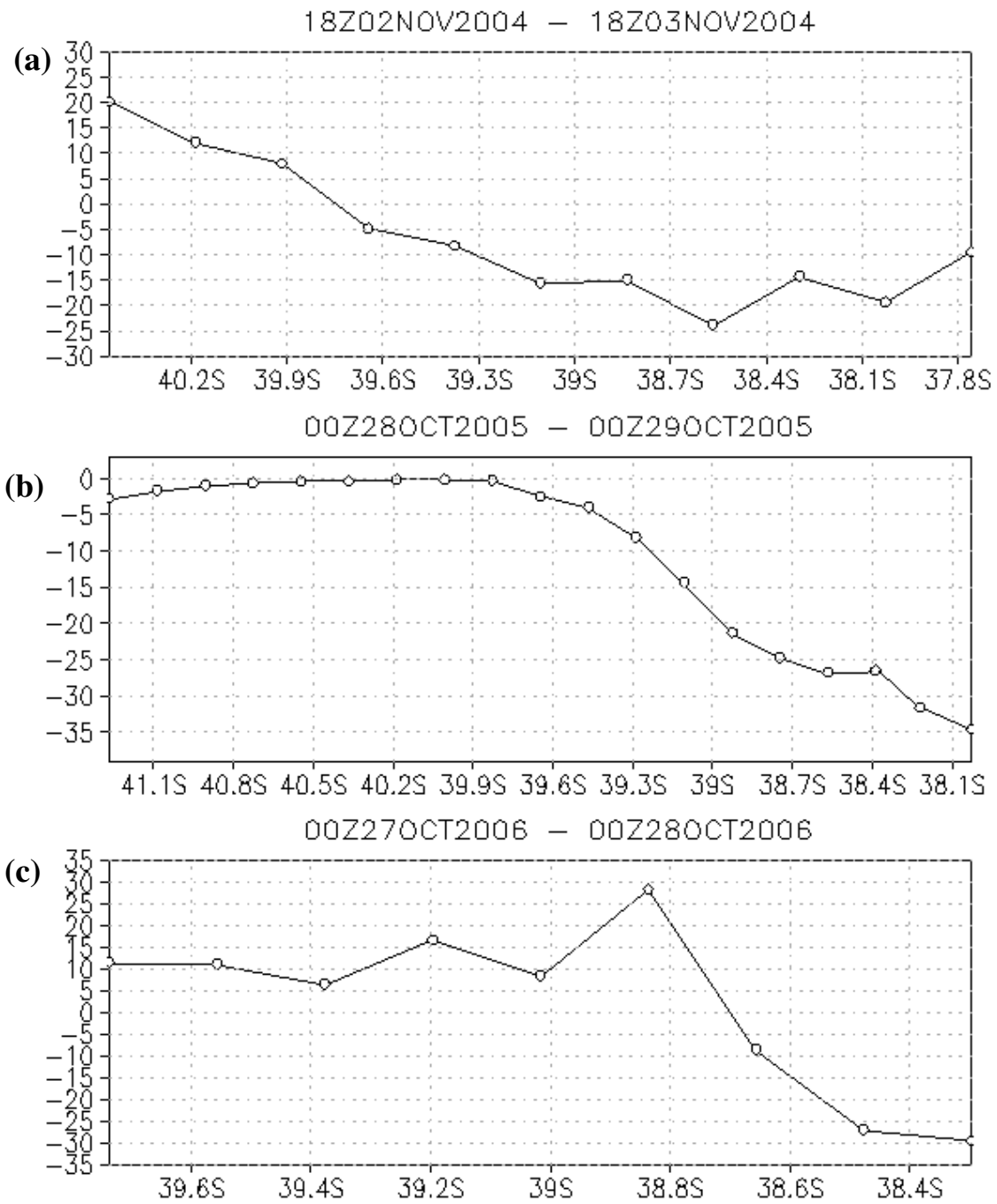


Figura 25 - Secção horizontal do número de Richardson, perpendicular à frente sobre a rota do navio, calculado a partir dos experimentos EXP. Os campos são referentes à média de três dias centrada nos dias em que foram realizadas as amostragens verticais da atmosfera para os experimentos da OP23 (A), OP24 (B) e OP25 (C).

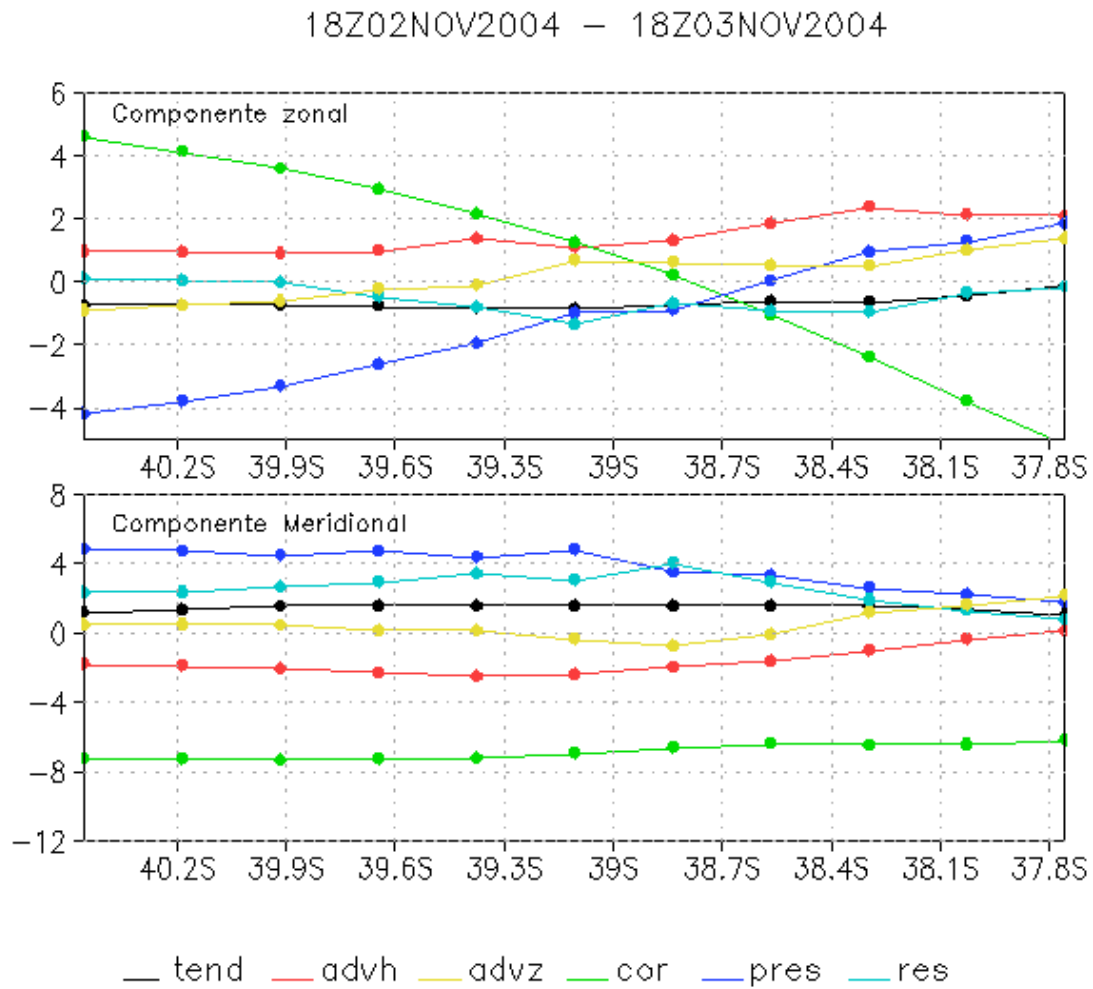


Figura 26 - Secção horizontal dos termos da equação do movimento, perpendicular à frente sobre a rota do navio, calculado a partir dos experimentos EXP. Os campos são referentes à média de três dias centrada nos dias em que foram realizadas as amostragens verticais da atmosfera para o experimento da OP23. A linha preta representa o termo de tendência (tend); a vermelha, o termo de advecção (advh); a amarela, o termo de advecção vertical (advz); a verde, o termo de coriolis (cor); a azul, o termo do gradiente de pressão; e a azul clara, o resíduo. O painel superior representa à componente zonal do vento e o painel inferior à componente meridional.

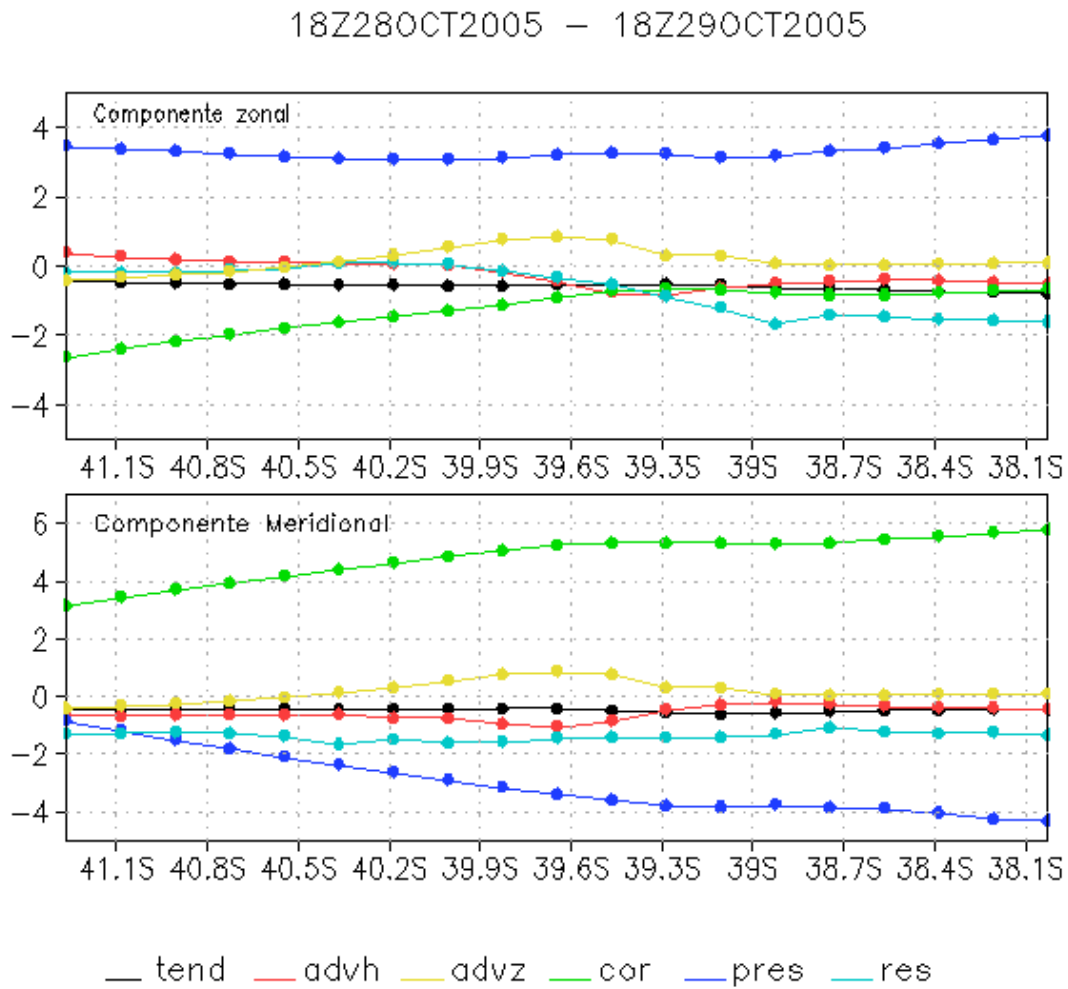


Figura 27 - Secção horizontal dos termos da equação do movimento, perpendicular à frente sobre a rota do navio, calculado a partir dos experimentos EXP. Os campos são referentes à média de três dias centrada nos dias em que foram realizadas as amostragens verticais da atmosfera para o experimento da OP24. A linha preta representa o termo de tendência (tend); a vermelha, o termo de advecção (adv); a verde, o termo de coriolis (cor); a azul, o termo do gradiente de pressão; e o azul claro, o resíduo. O painel superior representa à componente zonal do vento e o painel inferior à componente meridional.

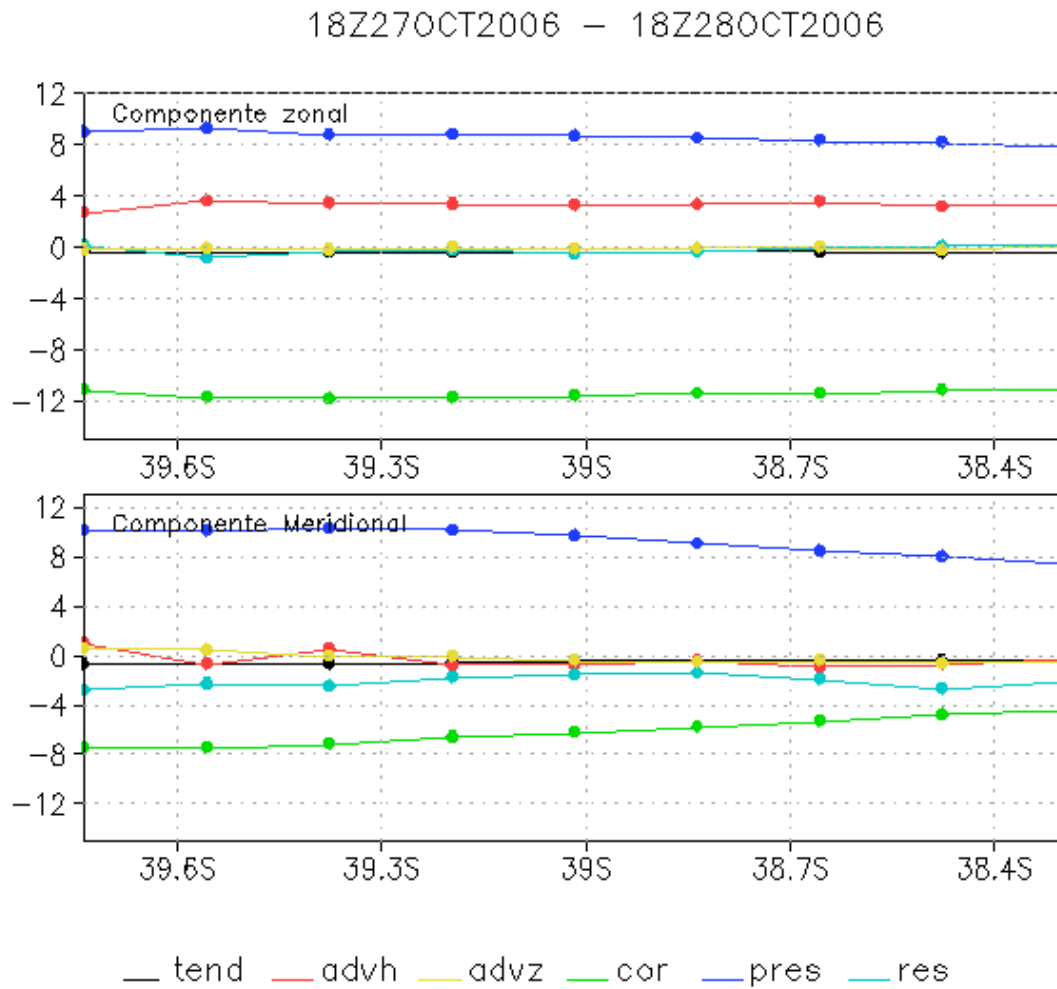


Figura 28 - Secção horizontal dos termos da equação do movimento, perpendicular à frente sobre a rota do navio, calculado a partir dos experimentos EXP. Os campos são referentes à média de três dias centrada nos dias em que foram realizadas as amostragens verticais da atmosfera para o experimento da OP25. A linha preta representa o termo de tendência (tend); a vermelha, o termo de advecção (adv); a verde, o termo de coriolis (cor); a azul, o termo do gradiente de pressão; e a azul clara, o resíduo. O painel superior representa à componente zonal do vento e o painel inferior à componente meridional.

6 CONCLUSÃO

O estudo da modelagem numérica e análise dos dados *in situ* apresentados tiveram por objetivo descrever os processos físicos de modulação da CLA, na região da CBM para o período dos experimentos OP23, OP24 e OP25. Numa primeira etapa foi avaliado o desempenho do modelo numérico BRAMS em resolver a estrutura horizontal da atmosfera, assim como sua eficiência para descrever a estrutura vertical; também foram feitos testes de sensibilidade do modelo quanto à assimilação de cada um dos conjuntos de dados observados *in situ*. Através dos testes de correlação e cálculo do erro quadrático médio entre os experimentos de controle e as observações de vento em superfície do QuikSCAT, constatou-se que o experimento controle-2, que utiliza TSM observada, mostrou melhor desempenho em descrever a larga escala. Também foi observada melhoria na representação da estrutura horizontal da atmosfera na grade aninhada (10 km de espaçamento horizontal) comparada com a grade principal (40 km).

A configuração do experimento controle-2 apresentou melhor desempenho em descrever a larga escala e foi aplicada nos experimentos EXP, caracterizados pela assimilação dos dados *in situ*, que utilizam o método ODA de assimilação de dados do BRAMS. Após inúmeros testes foram definidos os parâmetros finais para utilização do método ODA, esquema este que obteve as melhores representações da estrutura vertical da atmosfera dentro da camada limite e acima dela. O método que apresentou melhores resultados ao assimilar as radiossondagens foi o de incluí-las duas horas antes, uma hora antes e no instante da observação. Desta forma foi possível utilizar um maior valor para o parâmetro TNUDODA, sem que ocorressem instabilidades na simulação. Ao avançar na integração o valor da variável numérica se aproxima do valor real observado sem dar um “solavanco” inicial.

Os estudos dos processos físicos de modulação da CLA foram realizados através da análise dos dados *in situ* e dos experimentos numéricos EXP, no qual foram encontrados os seguintes padrões para a OP23:

- I. A CLA é instável ao norte e estável ao sul da frente térmica, segundo o índice $TSM-T_{sup}$;
- II. Os ventos são mais intensos em superfície e o cisalhamento vertical é menor sobre as águas quentes (CB). O oposto é encontrado sobre as águas frias (CM), segundo os dados *in situ*;
- III. Analisando o perfil das radiossondagens também foi possível verificar que do lado quente (frio) a CLS é instável (estável);
- IV. O número de Richardson mostra que o escoamento sobre a CM é laminar e sobre a CB é turbulento, onde a principal fonte de turbulência é a produção térmica;
- V. O termo de resíduo da equação do movimento mostra a intensificação do vento zonal (de oeste) e meridional (de norte) do lado quente da frente térmica;
- VI. O termo do gradiente de pressão zonal da equação do movimento mostra que o vento se dirige para a região de maior gradiente de temperatura;
- VII. O campo da diferença entre o experimento controle-2 e o EXP mostra diminuição da pressão em superfície sobre águas quentes. Os ventos se dirigem para a região da frente oceânica, da CM para a CB, perpendicularmente;
- VIII. Os termos de advecção horizontal e vertical aumentam ao norte da frente térmica;
- IX. O balanço geostrófico é válido apenas ao sul da frente térmica, sobre as águas frias (CM).

Os cinco primeiros itens dão suporte à hipótese de Wallace *et al.* (1989), corroborada por Pezzi *et al.* (2005) para a região da CBM, no mesmo período. Essas características indicam que sobre as águas mais quentes o empuxo do ar e a turbulência crescem,

aumentando a mistura na vertical e transferindo momento de cima para baixo (termo de resíduo), intensificando os ventos em superfície. A situação oposta é encontrada sobre águas frias. A modulação da CLA devido ao abaixamento da pressão em superfície sobre as águas quentes também é observada (itens VI e VII), corroborando com a hipótese de Lindzen e Nigam (1987), onde o vento se move para a baixa pressão ou para os maiores gradientes de TSM. O termo de advecção (item VIII) também mostra intensificação ao norte da frente, que pode ter sido causada pelo aumento da intensidade do vento nas camadas de ar próximo a superfície, verificado nos cinco primeiros itens.

Já para a OP24 foram encontrados os seguintes padrões:

- I. Do lado quente a atmosfera é mais instável segundo o índice $TSM-T_{sup}$;
- II. Ao sul da frente térmica o vento apresenta maior cisalhamento vertical, segundo os dados *in situ*;
- III. As radiossondagens sobre a CB apresentam a camada de mistura melhor definida, com a altura da CLS maior;
- IV. Através do número de Richardson pode-se verificar que o escoamento é turbulento sobre a CB, tendo como principal fonte de turbulência a produção térmica;
- V. O termo de resíduo mostra a intensificação do vento zonal (de oeste);
- VI. O termo predominante é do gradiente de pressão: a grande escala determina a componente zonal do vento;
- VII. O campo da diferença entre o experimento EXP e o controle-1 mostra diminuição da pressão atmosférica sobre as águas quentes (CB) e convergência dos ventos sobre a região da frente térmica. O vento cruza praticamente perpendicular à frente ;
- VIII. Os termos de advecção horizontal e vertical aumentam em módulo na região da frente térmica.

Durante a OP24, a grande escala é predominante, porém ainda é válida a hipótese de Wallace *et al.* (1989), verificada nos cinco primeiros itens. A modulação devido ao gradiente de pressão não é observada nos termos da equação do movimento, porém nota-se que o vento se desloca de forma praticamente perpendicular da frente fria para frente quente, corroborando com a hipótese de Lindzen e Nigam (1987) (item VII). A modulação devido ao termo de advecção também é observada, item (VIII).

Na OP25 foram verificados os seguintes padrões:

- I. Ao norte (sul) da frente térmica a atmosfera é mais instável (estável), segundo o índice $TSM - T_{sup}$;
- II. Ao norte da frente térmica o cisalhamento vertical do vento é menor, segundo os dados *in situ*;
- III. Analisando o perfil das radiossondagens também se pode verificar que do lado quente (frio) a CLS é instável (estável);
- IV. O Número Richardson mostra que a atmosfera é instável (estável) ao norte (sul) da frente oceânica, tendo como principal fonte de turbulência a produção térmica;
- V. O resíduo apresenta a componente zonal aproximadamente igual a zero e a componente meridional pequena e negativa ao longo de toda a seção;
- VI. Para a componente zonal da equação do movimento, o termo de Coriolis é balanceado pela advecção horizontal e pelo gradiente de pressão; já para a componente meridional, Coriolis é balanceada pelo termo do gradiente de pressão e pelo resíduo;
- VII. O campo da diferença entre o experimento EXP e o controle-1 mostra a formação de uma baixa relativa sobre a CB e convergência dos ventos sobre a região da frente térmica, onde os ventos cruzam quase que perpendicularmente do lado frio para o quente.

Durante a OP25 verificou-se um anti-ciclone extra tropical localizado sobre a derrota do navio, na região CBM, onde foram executadas as medições *in situ*. Tal região também corresponde a secção na qual foram realizadas as análises das simulações numéricas. Apesar dos quatro primeiros itens mostrarem que a atmosfera é mais instável ao norte da frente térmica (CB), a análise dos termos da equação do movimento não mostraram a modulação dos ventos na camada limite, devido ao aumento da instabilidade sobre as águas quentes. A modulação devido ao gradiente de pressão, também não pode ser verificada nas equações do movimento, mas o item VII mostra evidências que vão de encontro à hipótese de Lindzen e Nigam (1987).

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARNES, S. L. A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. **J. Appl. Meteor.**, 3(4), 396-409, 1964.

CHEN, S.; COTTON, W. R. The sensitivity of a simulated extratropical mesoscale convective system to longwave radiation and ice-phase microphysics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 45(24), 3897-3910, 1988.

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

COTTON, W. R.; PIELKE, R. A.; WALKO, R. L.; LISTON, G. E.; TREMBACK, C. J.; JIANG, H.; MCANELLY, R. L.; HARRINGTON, J. Y.; NICHOLLS, M. E.; CARRIO, G. G.; MCFADDEN, J. P. RAMS 2001: Current status and future directions. **Meteor. Atmos. Phys.**, 82, n. 1-4, 5-29, 2003.

DEARDORFF, J. W. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. **Boundary-Layer Meteorol.**, 18, 495 - 527, 1980.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M. A. F.; CHATFIELD, R.; SILVA DIAS, P. L.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O.; GRELL, G.; RODRIGUES, L. F.; FAZENDA, A.; PANETTA, J. The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS). Part 1: Model description and evaluation. **Atmos. Chem. Phys. Discuss**, 7, 8571-8595, 2007.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over South America, **Mon. Weath. Rev.**, 119, 1293-1302, 1991.

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

GEVAERD, R.; FREITAS, S. R. Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte I: Descrição da metodologia e validação. **Rev. Bras. Meteor.**, 21(3), 1-15, 2006.

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

GRELL, G. A.; DÉVÈNYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, 29(14), 38.1-38.4, 2002.

_____. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. **Mon. Wea. Rev.**, 121(3), 764-787, 1993.

Hill, G. E. Factor controlling the size and spacing of cumulus clouds as revealed by numerical experiments. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 31, 646 – 673, 1974.

KLEMP, J. B.; LILLY, D. K. Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 35(1), 78-107, 1978.

_____. WILHELMSON, R. B. The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. **J. Atmos. S Journal of the Atmospheric Sciences**, 35(6), 1070-1096, 1978a.

_____. _____. Simulations of right and left-moving storms produced through storms splitting. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 35(6), 1097-1110, 1978b.

KRIGE, D. G. A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. **J. Chem. Metall. Min. Soc. S. Africa**, 52(6), 119–139, 1951.

KUO, H. L. Further Studies of the Parameterization of the Influence of Cumulus Convection on Large-Scale Flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 31(5), 1232-1240, 1974.

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

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

_____. OLSON, D. B.; PODESTÁ, G. Statistics of Brazil Current rings observed from AVHRR: 1993 to 1998, **Geophysical Research Letters**, 29(16), 58-1 – 58-4, 2002.

_____. GOÑI, G. J.; OLSON, D. B. Investigation of Brazil Current rings: 1993-1998. **Journal of Geophysical Research**, 2005.

LILLY, D. K. On the numerical simulation of buoyant convection. *Tellus*, 2, 148-172, 1962

LIU, W.; XIE, X.; POLITO, P. S.; XIE, S. P.; HASHIZUME, H. Atmospheric Manifestation of Tropical Instability Wave Observed by QuickSCAT and Tropical Rain Measuring Mission. **Geophysical Research Letters**, 27(16), 2545–2548, 2000.

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

MAHRER, Y.; PIELKE, R. A. A numerical study of the airflow over irregular terrain. **Beitrage zur Physik der Atmosphere**, 50, 98-113, 1977.

MASINA, S.; PHILANDER, S. G. H.; BUSH, A. B. G. An analysis of tropical instability waves in a numerical model of the Pacific Ocean: 2. Generation and energetics of the waves. **Journal of Geophysical Research**, 104(C12), 29637-29611, 1999.

MARTINS, J. A. **Efeito dos núcleos de condensação na formação de nuvens e o desenvolvimento da precipitação na região amazônica durante a estação seca**. 2006. 179 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo.

MATHERON, G. The theory of regionalized variables and its applications. Paris, Les Cahiers Du Centre de Morphologie Mathematique de Fontainebleu, 211p, 1971.

_____. Principles of geostatistics. **Economic Geology**, 58(8), 1246-1266, 1963.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 31(7), 1791-1806, 1974.

MENKES, C. E.; VIALARD, J.; KENNAN, S. C.; BOULANGER, J. P.; MADEC, G.; RODGERS, K. A modeling study of the three-dimensional heat budget of Tropical Instability Waves in the Equatorial Pacific. **Journal of Physical Oceanography**. Submetido, 2005.

MEYERS, M. P.; WALKO R. L.; HARRINGTON J. Y.; COTTON W. R. New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II: The two-moment scheme. **Atmos. Res.**, 45(1), 3-39, 1997.

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

ORLANSKI, I. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. **J. Comput. Phys.**, 21, 251-269, 1976.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; DOURADO, M. S.; GARCIA, C. A. E.; MATA, M. M.; SILVA-DIAS, M. A. F. Ocean-Atmosphere in Situ Observations at the Brazil-Malvinas Confluence Region. **Geophysical Research Letters**, 32. doi: 10.1029/2005GL023866, L22603, 2005.

PIELKE, R. A.; COTTON, W. R.; WALKO, L. R.; TREMBACK, C. J.; LYONS, W. A.; GRASSO, L. D.; NICHOLLS, M. E.; MORAN, M. D.; WESLEY, D. A.; LEE, T. J.; COPELAND, J. H. A comprehensive meteorological modeling system – RAMS. **Meteorol. Atmos. Phys.**, 49, 69-91, 1992.

PODESTÁ, G. P.; BROWN, O. B.; EVANS, R. H. The annual cycle of satellite-derived sea surface temperature in the southwestern Atlantic Ocean. **J. Climate**, 4, 457-467, 1991.

PODESTÁ, G. P. Utilización de datos satelitarios en investigaciones oceanográficas y pesqueras en El Océano Atlántico Sudoccidental, In E.E. Boschi (Ed.), El mar argentino y sus recursos pesqueros, Tomo 1 (pp. 195-222). Mar del Plata, Argentina: Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero (INIDEP), 1997.

PROVOST, C.; LE TRAON, P. Y. Spatial and temporal scales in altimetric variability in the Brazil-Malvinas Current Confluence region: Dominance of the semiannual period and large spatial scales. **Journal of Geophysical Research**, 98(C10), 18037-18051, 1993.

REID, J.L.; NOWLIN JR., W. D.; PATZERD, W.C. On the characteristics and circulation of the Southwestern Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, 7, 62-91, 1977.

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

SOUZA, E. P.; DA SILVA, E. M. Impacto da implementação de uma parametrização de convecção rasa em um modelo de mesoescala: descrição e testes de sensibilidade do esquema. **Rev. Bras. Meteor.**, 18(1), 33-42, 2003.

STULL, R. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666 p.

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**, 18, 3470-3482, 2005.

TREMBACK, C. J.; WALKO, R. L. Implementing Very-High Resolution Capabilities into a Mesoscale Atmospheric Model: New Capabilities for the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). In: MESOSCALE AND CFD MODELING FOR MILITARY APPLICATIONS, 2004, Jackson, MS.

TRIPOLI, G. J.; COTTON, W. R. The Colorado State University three-dimensional cloud mesoscale model – 1982. Part. I: General theoretical framework and sensitivity experiments. **J. Rech. Atmos.**, 16(3), 185-220, 1982

WALLACE, J. M.; MITCHELL, T. P.; DESER, C. J. The Influence of Sea-Surface Temperature on Surface Wind in the Eastern Equatorial Pacific: Weekly to Monthly Variability. *Journal of Climate*, 2, 1492–1499, 1989.

WANG, W.; WARNER, T. T. Use of four-dimensional data assimilation by Newtonian relaxation and latent-heat forcing to improve a mesoscale-model precipitation forecast: a case study. *Mon. Wea. Rev.*, 116(12), 2593-2613, 1988.