

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

**FLUXOS DE CALOR E DIÓXIDO DE CARBONO ENTRE
O OCEANO E A ATMOSFERA NA REGIÃO COSTEIRA E
OCEÂNICA AO SUL DO BRASIL**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Priscila Cavalheiro Farias

Santa Maria, RS, Brasil

2014

FLUXOS DE CALOR E DIÓXIDO DE CARBONO ENTRE O OCEANO E A ATMOSFERA NA REGIÃO COSTEIRA E OCEÂNICA AO SUL DO BRASIL

Priscila Cavalheiro Farias

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

Orientador: Prof. Ronald Buss de Souza

Coorientador: Prof. Luciano Ponzi Pezzi

Santa Maria, RS, Brasil

2014

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Cavalheiro Farias, Priscila

Fluxos de calor e dióxido de carbono entre o oceano e a atmosfera na região costeira e oceânica ao sul do Brasil / Priscila Cavalheiro Farias.-2014.

91 p.; 30cm

Orientador: Ronald Buss de Souza

Coorientador: Luciano Ponzi Pezzi

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2014

1. Interação Oceano-Atmosfera 2. Fluxos de calor e dióxido de carbono 3. Oceano Atlântico Sudoeste I. Buss de Souza, Ronald II. Ponzi Pezzi, Luciano III. Título.

©2014

Todos os direitos autorais reservados a Priscila Cavalheiro Farias. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.

End. Eletr.: priscila.farias@inpe.br

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Naturais e Exatas
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia**

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

**FLUXOS DE CALOR E DIÓXIDO DE CARBONO ENTRE O OCEANO E
A ATMOSFERA NA REGIÃO COSTEIRA E OCEÂNICA AO SUL DO
BRASIL**

elaborada por
Priscila Cavalheiro Farias

como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Meteorologia

COMISSÃO EXAMINADORA:

Ronald Buss de Souza, Dr.
(Presidente/orientador)

Luciano Ponzi Pezzi, Dr. (INPE)
(Coorientador)

Otávio Costa Acevedo, Dr. (UFSM)

Osmar Olinto Möller Junior, Dr. (FURG)

Santa Maria, 11 de Julho de 2014.

"Seja quem você for, seja qualquer posição que você tenha na vida, nível altíssimo ou mais baixo social, tenha sempre como meta muita força, muita determinação e sempre faça tudo com muito amor e com muita fé em Deus, que um dia você chega lá."

(Ayrton Senna)

À minha avó Norma Costa Valle Farias (*in memoriam*) por
todo amor e exemplo de vida.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha família que está ao meu lado me apoiando e que vibra comigo em cada nova etapa, em especial, à minha avó Norma Costa Valle Farias (*in memoriam*), aos meus tios Eduardo, Marisa e Rita. À minha irmã Vanessa por todo carinho, companheirismo e pela compreensão quando não consigo estar junto. Agradeço ao Daniel por toda a forma de amor e afeto, pelo carinho, companheirismo e apoio incondicional, me sinto muito feliz por mais essa etapa vivenciada ao teu lado. A todos da minha família que me apoiam, meu sincero, obrigada!

Ao Dr. Ronald Buss de Souza pela oportunidade de realizarmos esse trabalho juntos no mestrado e ser parte da concretização de um sonho. Ao Dr. Luciano Ponzi Pezzi por todas as contribuições e apoio nessa etapa. À eles agradeço pela confiança depositada nas oportunidades de participar das pesquisas em campo, foram 7925,83 milhas náuticas em 49 dias de mar, obrigada de coração por essa experiência durante o mestrado, pelas orientações e todo o apoio.

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFSM e ao Centro Regional Sul do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais pela excelente infraestrutura oferecida.

Agradeço a Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo suporte financeiro.

Ao Heber Reis Passos e Paulo Rogério de Aquino Arlino pelo apoio técnico que possibilitou a realização dos experimentos em campo.

Aos professores Otávio, Gervásio, Ernani, Simone, Everson e ao Luiz Eduardo Medeiros pelos momentos e ensinamentos em sala de aula e por todas as contribuições durante o mestrado como no momento da qualificação.

Agradeço ao professor Dr. Osmar O. Möller Jr. pela disponibilidade em ser membro da banca avaliadora e por todo o apoio e ensinamentos nos trabalhos de campo ao longo dessa jornada.

Ao colega Luís Gustavo Nogueira Martins pela contribuição que foi essencial para esse trabalho e ao professor Franciano pelos ensinamentos e discussões que foram de grande ajuda.

Ao William Caetano Santos pelo apoio e grande ajuda técnica no AutoCAD. Valeu Lico!

Aos colegas e amigos do Laboratório de Meteorologia e Oceanografia por Satélites (LAMOS), Fuca, Cris, David, Elis, Fernandinho, Fabian, Joel, Felipe, Crauss, Mari, Marcelão, Rafa, Rose, Sherida e Vini, por todos os momentos de convivência nessa etapa, pelas lindas amizades que fiz e por todas as contribuições que foram essenciais nesse trabalho.

À minha turma de mestrado, Gringo, Pintinho, Diaz e Sony pela amizade e pelos momentos de descontração.

Aos amigos meteorologistas Adriano, Diogo e Pablo que tenho sincera admiração e agradeço pelos esclarecimentos e discussões que foram muito importantes durante o trabalho.

Aos amigos do coração Alixandra, Bruna, Carlos Renato, Cátia, Diego, Edinéia, Francine, Gabriel, Giovana, Janaína, Luciane, Luciano, Lucía e Rubinei pelo carinho, apoio e por tantos momentos juntos.

RESUMO

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

FLUXOS DE CALOR E DIÓXIDO DE CARBONO ENTRE O OCEANO E A ATMOSFERA NA REGIÃO COSTEIRA E OCEÂNICA AO SUL DO BRASIL

AUTORA: PRISCILA CAVALHEIRO FARIAS

ORIENTADOR: RONALD BUSS DE SOUZA

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 11 de Julho de 2014.

O Oceano Atlântico Sudoeste é caracterizado, no inverno, pela presença de uma frente oceanográfica entre a Corrente do Brasil (CB) e a Corrente Costeira do Brasil (CCB). A frente oceanográfica CB/CCB gera intensos gradientes horizontais termais entre as águas frias da plataforma continental do Sul do Brasil, dominadas pela CCB, e águas quentes do oceano profundo, dominadas pela CB. Esse trabalho analisa, pela primeira vez na literatura conhecida, os mecanismos de acoplamento entre o oceano e a atmosfera a partir de dados observacionais da atmosfera e do oceano que foram tomados simultaneamente durante um cruzeiro de pesquisa oceanográfica na costa sul do Brasil entre 11 a 21 de junho de 2012. Nesse experimento, foram lançadas radiossondas atmosféricas e realizadas estações hidrográficas para medidas de temperatura e salinidade do oceano. A área de estudo foi escolhida com base no gradiente termal local apresentado pela frente CB/CCB. Foram realizados cinco transectos perpendiculares à costa sul do Brasil, iniciando-se na localidade de Paranaguá (PR) até o Chuí (Rio Grande do Sul). As características oceanográficas e meteorológicas de inverno foram consideradas na determinação da derrota do navio. A instalação de uma torre micrometeorológica na proa do navio permitiu a realização de medições diretas dos fluxos de calor, *momentum* e CO₂. Este estudo analisa as condições meteorológicas de grande escala e investiga o comportamento da camada limite atmosférica marinha a partir dos dados *in situ* das radiossondagens. No período em que os dados foram coletados foram observadas condições atmosféricas típicas de inverno, como a passagem de frente fria associada à incursão de uma massa de ar frio pós-frontal e a formação de ciclone extratropical. Observações meteorológicas e oceanográficas realizadas pelos instrumentos instalados no navio foram utilizadas para estimar os fluxos de calor pelo método *bulk formulas*. Essas estimativas foram comparadas aos fluxos medidos diretamente pelos sensores instalados na proa do navio. As medidas são obtidas utilizando o método de Covariância de Vórtices, usado amplamente em pesquisas micrometeorológicas. Para obter os fluxos turbulentos na interação oceano-atmosfera são necessárias correções nos dados observados devido ao movimento do navio. Durante a maior parte do período estudo, a temperatura da superfície do mar esteve maior do que a temperatura do ar, gerando uma transferência de calor do oceano para atmosfera. Os fluxos de calor foram, geralmente, positivos em ambos os lados da frente oceanográfica CB (quente)/CCB (frio). Contudo, há diferença na magnitude dos fluxos de calor entre os dois

lados da frente com a troca foi mais intensa no lado da CB. Os resultados apresentados mostram que os intensos gradientes horizontais termais entre as águas da CB e da CCB que ocorrem durante o inverno ao largo da costa do RS, os sistemas transientes e as advecções térmicas têm um papel importante na modulação da camada limite atmosférica marinha e nos fluxos de calor e CO₂. Observações meteorológicas e oceanográficas são fundamentais para ampliar o entendimento dos processos que ocorrem na interface oceano-atmosfera e tem importância primária para a previsão do tempo e clima.

Palavras-chave: Fluxos de calor. Fluxos de CO₂. Corrente Costeira do Brasil. Camada Limite Atmosférica Marinha.

ABSTRACT

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

HEAT AND CARBON DIOXIDE FLUXES BETWEEN OCEAN AND ATMOSPHERE IN COAST AND OCEANIC REGIONS AT SOUTH OF BRAZIL

AUTORA: PRISCILA CAVALHEIRO FARIAS

ORIENTADOR: RONALD BUSS DE SOUZA

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 11 de Julho de 2014.

The Southwest Atlantic Ocean is characterized, in winter, by the presence of an oceanographic front between the Brazil Current (BC) and the Brazilian Coastal Current (BCC). The BC/BCC oceanographic front generates intense thermal horizontal gradients between cold waters of the southern Brazilian continental shelf, dominated by the BCC, and the offshore warm waters, dominated by the BC. This study analyses, for the first time in the known literature, the coupling mechanisms between the ocean and the atmosphere from observational data taken simultaneously during an oceanographic research cruise in the southern Brazilian coast during 11-21 June 2014. In this field experiment, atmospheric radiosondes were launched and hydrographic stations were taken to measure the ocean's temperature and salinity. The study area was chosen based on the local thermal gradients presented by the BC/BCC front. Five oceanographic transects were performed perpendicular to the coast starting at the locality of Paranaguá (Paraná State) and ending in Chuí (Rio Grande do Sul State). The winter meteorological and oceanographic features were considered in the determination of ship's route. The installation of a micrometeorological tower at the bow of the ship allowed the realization of direct measurements of heat, *momentum* and CO₂ fluxes. This study analyses the large scale meteorological conditions and explores the behavior of the marine atmospheric boundary layer using radiosondes data taken *in situ*. In the period when the data were collect, typical winter conditions were observed in the study area, like the cold front passage associated to an incursion of a post-frontal cold air mass and an extratropical cyclone formation. Meteorological and oceanographic measurements performed by the instruments installed on the ship were utilized to estimate the heat fluxes through *bulk formulas* method. This estimates were lately compared to the heat fluxes measured directly by the sensors installed in the of the ship's bow. Measurements were obtained using the Eddy Covariance method, broadly used in micrometeorological research. To obtain the turbulent fluxes at the ocean-atmosphere interface adjustments in the observational data are necessary due to the ship's motion. During most of the study period, the sea surface temperature was higher than the air temperature, thus generating a heat transfer from the ocean to the atmosphere. The heat fluxes were commonly positive on both sides of the BC (warm)/BCC (cold) oceanographic front. However, there was some difference on the heat fluxes magnitude between the two sides of the front with more intense heat exchange on the BC side. The present results show that the intense thermal horizontal gradients between the BC and the BCC waters that occur

during winter in the southern coast of Brazil, the transient atmospheric systems and the air thermal advection have an important role on the marine atmospheric boundary layer modulation and on the heat and CO₂ fluxes between the ocean and the atmosphere. Meteorological and oceanographic observations are fundamental to widen our understanding of the processes occurring at the ocean-atmosphere interface which are known to have primary importance on weather and climate forecast.

Keywords: Heat Fluxes. CO₂ Flux. Brazilian Coastal Current. Marine Atmospheric Boundary Layer.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 – Circulação superficial média do Oceano Atlântico Sul. Fonte: Peterson e Stramma (1991). 23
- Figura 1.2 – Composição sazonal de TSM ($^{\circ}C$) para a região da CBM. A linha branca indica a isóbata de 200 m sobre a quebra de plataforma continental. Fonte: Gonzalez-Silvera, Santamaria-del-Angel e Millán-Núñez (2006). 25
- Figura 1.3 – Bacia do Rio da Prata e distribuição média de salinidade em superfície (indicada pela barra de cores cinza e branca) no período de inverno no Atlântico Sudoeste. A linha preta e os tons de cinza indicam o limite superior de salinidade (33,5) das águas derivadas da Bacia do Rio da Prata. A CB, quente e salina, e a CM, fria e menos salina, estão representadas esquematicamente. Fonte: Piola et al. (2005). 26
- Figura 1.4 – Pluma da Laguna dos Patos e distribuição de salinidade no inverno de 2003. As águas com baixa salinidade provenientes da descarga da Laguna dos Patos estão indicadas nos tons de azul. Fonte: Burrage et al. (2008). 27
- Figura 1.5 – Ilustração esquemática das correntes superficiais nas regiões PCSB e CBM. A CCB ocorre no período do inverno transportando águas costeiras sobre a plataforma continental sul e sudeste do Brasil. Fonte: Souza (2000). 28
- Figura 1.6 – Correntes marinhas superficiais e massas d'água ao largo da costa sul-americana e região da CBM no inverno (a) e verão (b). BC: Corrente do Brasil; MC: Corrente das Malvinas; PC: Corrente da Patagônia; BCC/RGC: Corrente Costeira do Brasil ou Corrente do Rio Grande; TW: Água Tropical; SAW: Água Subantártica; SASW: Água Subantártica de Plataforma; PPW: Água da Pluma do Rio da Prata (PRP); STSW: Água Subtropical de Plataforma. Fonte: Möller et al. (2008). 29
- Figura 1.7 – Média climatológica anual do fluxo de CO_2 ($gC.m^{-2}.ano^{-1}$) na interface oceano-atmosfera. Fonte: Takahashi et al. (2009). 30
- Figura 1.8 – Ventos em superfície com base em análise de satélite sobrepostos à distribuição da pressão ao nível médio do mar em Dezembro-Janeiro-Fevereiro (superior) e Junho-Julho-Agosto (inferior). Pressões atmosféricas superiores à 1015 hPa e inferiores à 1000 hPa encontram-se em tons de azul e amarelo, respectivamente. Fonte: Wallace e Hobbs (2006). .. 33
- Figura 1.9 – Os contornos indicam a densidade de ciclogênese (0.5, 1.0, 2.0 e 4.0 unidades por mês e por área unitária) por meio da vorticidade (ξ) em 850 hPa e em escala de cinza, ξ em 250 hPa para valores acima de 9.0. Fonte: Hoskins e Hodges (2005). 34
- Figura 2.1 – NHo. Cruzeiro do Sul no porto de Itajaí (SC). 36
- Figura 2.2 – Imagem de TSM, proveniente da base de dados do projeto GHRSSST, média temporal entre os dias 12 e 20/06/2012 para a costa sul-sudeste do Brasil. Os tons em azul-verde indicam a CCB, enquanto que os tons vermelho-amarelo representam as águas da CB. As linhas pretas indicam os transectos realizados no cruzeiro ACEX/SIMTECO e as linhas brancas a batimetria local em metros. A isóbata de 200 m indica a posição de quebra de plataforma continental. 37

Figura 2.3 – Medidas de Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) (superior) e Salinidade (inferior) realizadas através de dados tomados por CTD durante o Cruzeiro ACEX/SIMTECO. Fonte: Gonçalves-Araujo (2014)	38
Figura 2.4 – Torre micrometeorológica instalada na proa do NHO. Cruzeiro do Sul. ..	39
Figura 2.5 – Etapa de fixação do instrumento no balão meteorológico.	41
Figura 2.6 – Lançamento das radiossondas a partir da popa do NHO. Cruzeiro do Sul nos dias 12 (esquerda) e 14 (direita) de junho de 2012.	41
Figura 2.7 – Torre micrometeorológica instalada na proa do H38 e disposição dos instrumentos meteorológicos: (1) Anemômetro sônico CSAT3; (2) Anemômetro sônico RMYoung (não foi utilizado nesse estudo); (3) Bússola; (4) Analisador de gás LI-COR 7200 <i>enclosed</i> $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$; (5) Termo-higrômetro; (6) GPS GARMIN; (7) Radiômetro CMP3 e (8) <i>Motion Pack</i> , na torre. ..	42
Figura 2.8 – Série temporal das medidas de w bruta (linha vermelha) e corrigida por Martins (2012) (linha azul).	44
Figura 2.9 – Pressão atmosférica média de 15 minutos (hPa) medida pelos sensores da torre (AF: linha preta e BF: linha azul) e pela EMA (linha vermelha). ..	45
Figura 2.10 – Gráfico de dispersão para os dados da torre AF e BF.	45
Figura 2.11 – Pressão atmosférica média de 15 minutos (hPa) com a correção de viés (linha preta) e pressão medida pela torre BF (linha azul).	46
Figura 3.1 – Pressão ao nível do mar (hPa) e vento em 1000 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) médios no T1 (esquerda) e imagem do satélite GOES-12 do canal visível do dia 12 de junho de 2012 às 17 UTC. As estações meteorológicas estão indicadas pelos triângulos e a área em destaque corresponde à Figura 3.2.	52
Figura 3.2 – Advecção térmica ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{dia}^{-1}$) e vento em 1000 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) no T1, entre às 12 UTC dos dias 12 e 13 de junho de 2012.	52
Figura 3.3 – Perfil vertical médio de θ_v [K], q [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] e UR [$\times 10^1\%$] (esquerda) e magnitude do vento [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] (direita) sobre a CB (superior) e sobre a CCB (inferior) para o T1.	53
Figura 3.4 – Pressão ao nível do mar (hPa) e vento em 1000 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) médios no T2 (esquerda) e imagem do satélite GOES-12 do canal visível do dia 14 de junho de 2012 às 12 UTC.	54
Figura 3.5 – Advecção térmica ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{dia}^{-1}$) e vento em 1000 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) no T2, entre às 18 UTC dos dias 13 e 14 de junho de 2012.	54
Figura 3.6 – Perfil vertical médio de θ_v [K], q [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] e UR [$\times 10^1\%$] (esquerda) e magnitude do vento [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] (direita) sobre a CB (superior) e sobre a CCB (inferior) para o T2.	56
Figura 3.7 – Pressão ao nível do mar (hPa) e vento em 1000 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) nos dias 15/06/2012 (12Z), 16/06/2012 (00, 06, 12 e 18Z) e 17/06/2012 (00Z), respectivamente.	57
Figura 3.8 – Advecção térmica ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{dia}^{-1}$) e vento em 1000 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) nos dias 15 (esquerda) e 16 (direita) de junho de 2012.	58
Figura 3.9 – Pressão ao nível do mar (hPa), temperatura em 925 hPa ($^{\circ}\text{C}$) (esquerda) e componente meridional do vento em 925 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) (direita), durante a passagem da frente fria.	58
Figura 3.10 – Perfil vertical médio de θ_v [K], q [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] e UR [$\times 10^1\%$] (esquerda) e magnitude do vento [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] (direita) sobre a CB no dia 15 de junho de 2012.	59

Figura 3.11 – Similar à Figura 3.10 para o dia 16 de junho de 2012.	59
Figura 3.12 – Similar à Figura 3.10 sobre a CCB no dia 16 de junho de 2012.	60
Figura 3.13 – Pressão ao nível do mar (hPa) e vento em 1000 hPa ($m.s^{-1}$) médios no T4 (esquerda) e imagem do satélite GOES-12 do canal infravermelho do dia 18 de junho de 2012 às 5 UTC.	61
Figura 3.14 – Advecção térmica ($^{\circ}C.dia^{-1}$) e vento em 1000 hPa ($m.s^{-1}$) no T4, entre às 18 UTC dos dias 17 e 18 de junho de 2012.	61
Figura 3.15 – Perfil vertical médio de θ_v [K], q [$g.kg^{-1}$] e UR [$\times 10^1\%$] (esquerda) e magnitude do vento [$m.s^{-1}$] (direita) sobre a CB (superior) e sobre a CCB (inferior) para o T4.	62
Figura 3.16 – Pressão ao nível do mar (hPa) e vento em 1000 hPa ($m.s^{-1}$) médios no T5 (esquerda) e imagem do satélite GOES-12 do canal visível do dia 19 de junho de 2012 às 18 UTC.	63
Figura 3.17 – Advecção térmica ($^{\circ}C.dia^{-1}$) e vento em 1000 hPa ($m.s^{-1}$) no T5, entre às 06 UTC dos dias 19 e 20 de junho de 2012.	63
Figura 3.18 – Perfil vertical médio de θ_v [K], q [$g.kg^{-1}$] e UR [$\times 10^1\%$] (esquerda) e magnitude do vento [$m.s^{-1}$] (direita) sobre a CB (superior) e sobre a CCB (inferior) para o T5.	65
Figura 3.19 – Advecção térmica ($^{\circ}C.dia^{-1}$) e vento em 1000 hPa ($m.s^{-1}$) para T1 e T2 (superior), T3 (intermediária) e T4 e T5 (inferior).	67
Figura 3.20 – Calor sensível ($W.m^{-2}$) médio de 15 minutos no período entre 12 e 21 de junho de 2012 (dias Juliano 164 e 173) obtido através do método da CV (preto) e <i>bulk formulas</i> (azul).	69
Figura 3.21 – Similar à Figura 3.20 com aplicação de um filtro de média móvel de duas horas.	69
Figura 3.22 – Gráfico de dispersão das medidas e estimativas de calor sensível (H , $W.m^{-2}$) pelos métodos da CV e <i>bulk formulas</i>	70
Figura 3.23 – Calor latente (Le , $W.m^{-2}$) médio de 15 minutos no período entre 12 e 21 de junho de 2012 (dias Juliano 164 e 173) obtido através do método da CV (preto) e <i>bulk formulas</i> (azul).	70
Figura 3.24 – Similar à Figura 3.23 com aplicação de um filtro de média móvel de duas horas.	71
Figura 3.25 – Gráfico de dispersão das medidas e estimativas de calor latente (Le , $W.m^{-2}$) pelos métodos da CV e <i>bulk formulas</i>	71
Figura 3.26 – H (superior) e Le (inferior) obtidos através do método da CV (preto) e <i>bulk formulas</i> (azul) durante o T1. A linha vertical indica a separação entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.	72
Figura 3.27 – H (superior) e Le (inferior) obtidos através do método da CV (preto) e <i>bulk formulas</i> (azul) durante o T2. A linha vertical indica a separação entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.	73
Figura 3.28 – H (superior) e Le (inferior) obtidos através do método da CV (preto) e <i>bulk formulas</i> (azul) durante o T3. A linha vertical indica a separação entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.	74
Figura 3.29 – H (superior) e Le (inferior) obtidos através do método da CV (preto) e <i>bulk formulas</i> (azul) durante o T4. A linha vertical indica a separação	

entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.	75
Figura 3.30 – H (superior) e Le (inferior) obtidos através do método da CV (preto) e <i>bulk formulas</i> (azul) durante o T5. A linha vertical indica a separação entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.	76
Figura 3.31 – Distribuição espacial do fluxo de CO_2 ($mg.m^{-2}s^{-1}$) durante o cruzeiro ACEX/SIMTECO. A escala de cores indica as magnitudes do fluxo e as isolinhas apresentam a distribuição de TSM média no período do cruzeiro (dados de satélite).	77
Figura 3.32 – Fluxo de CO_2 durante o T1. A linha vertical indica a separação entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.	78
Figura 3.33 – Fluxo de CO_2 durante o T2. A linha vertical indica a separação entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.	78
Figura 3.34 – Fluxo de CO_2 durante o T3. A linha vertical indica a separação entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.	79
Figura 3.35 – Fluxo de CO_2 durante o T4. A linha vertical indica a separação entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.	79
Figura 3.36 – Fluxo de CO_2 durante o T5. A linha vertical indica a separação entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.	80

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Informações do transecto, identificação, latitude, longitude, data e horário de lançamento das radiossondas.	40
Tabela 2.2 – Descrição dos sensores instalados na torre micrometeorológica e que foram utilizados nesse trabalho.	43
Tabela 3.1 – Informações da identificação, grupo (corrente oceânica), data, horário, altura do topo da CLAM, Tar e TSM observadas no T1.	53
Tabela 3.2 – Informações da identificação, grupo (corrente oceânica), data, horário, altura do topo da CLAM, Tar e TSM observadas no T2.	55
Tabela 3.3 – Informações da identificação, grupo (corrente oceânica), data, horário, altura do topo da CLAM, Tar e TSM observadas no T3.	60
Tabela 3.4 – Informações da identificação, grupo (corrente oceânica), data, horário, altura do topo da CLAM, Tar e TSM observadas no T4.	62
Tabela 3.5 – Informações da identificação, grupo (corrente oceânica), data, horário, altura do topo da CLAM, Tar e TSM observadas no T5.	64
Tabela 3.6 – Tar, TSM e Fluxos de calor sensível e latente ($W.m^{-2}$) sobre a CB e CCB (Método da CV).	68

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<i>ACAS</i>	Água Central do Atlântico Sul
<i>ACE_x</i>	<i>Atlantic Ocean Carbon Experiment</i>
<i>AS</i>	América do Sul
<i>AF</i>	Alta Frequência
<i>ASAS</i>	Alta Subtropical do Atlântico Sul
<i>BRAMS</i>	<i>Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System</i>
<i>BF</i>	Baixa Frequência
<i>CLA</i>	Camada limite atmosférica
<i>CLAM</i>	Camada limite atmosférica marinha
<i>CLO</i>	Camada limite oceânica
<i>CFSv2</i>	<i>Climate Forecast System versão 2</i>
<i>CC</i>	Concentração de clorofila
<i>CTD</i>	<i>Conductivity, Temperature, Depth</i>
<i>CBM</i>	Confluência Brasil-Malvinas
<i>CCB</i>	Corrente Costeira do Brasil
<i>CM</i>	Corrente das Malvinas
<i>CB</i>	Corrente do Brasil
<i>CSA</i>	Corrente Sul Atlântica
<i>CSE</i>	Corrente Sul Equatorial
<i>CV</i>	Covariância de Vórtices
<i>CO₂</i>	Dióxido de carbono
<i>ENOS</i>	El Niño-Oscilação Sul
<i>EMA</i>	Estação Meteorológica Automática

<i>H</i>	Fluxo de calor sensível
<i>Le</i>	Fluxo de calor latente
<i>F_s</i>	Fluxo de dióxido de carbono
<i>GPS</i>	<i>Global Positioning System</i>
<i>NCEP</i>	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
<i>OAFlux</i>	<i>Objectively Analyzed air-sea Fluxes</i>
<i>OAS</i>	Oceano Atlântico Sudoeste
<i>PCSB</i>	Plataforma Continental do Sul do Brasil
<i>PRP</i>	Pluma do Rio da Prata
<i>SIMTECO</i>	Sistema Integrado de Monitoramento do Tempo, do Clima e do Oceano
<i>TSM</i>	Temperatura da superfície do mar
<i>Tar</i>	Temperatura do ar
<i>UR</i>	Umidade relativa
<i>XBT</i>	<i>Expendable Bathy-Thermograph</i>

SUMÁRIO

RESUMO	7
ABSTRACT	9
INTRODUÇÃO	19
1 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	23
1.1 Circulação oceânica do Oceano Atlântico Sul	23
1.2 Balço de carbono e fluxo de CO₂ entre o oceano e atmosfera global	29
1.3 Sistemas meteorológicos sobre o Oceano Atlântico Sul	32
1.3.1 Alta Subtropical do Atlântico Sul	32
1.3.2 Frente fria e ciclone extratropical	32
1.4 Camada limite atmosférica e estudos de interação oceano-atmosfera	34
2 DADOS E METODOLOGIA	36
2.1 Área de estudo e experimento de campo	36
2.2 Observações <i>in situ</i>	39
2.2.1 Radiossondas	40
2.2.2 Torre micrometeorológica	42
2.3 Pré-processamento dos dados micrometeorológicos	43
2.3.1 Correção do movimento do navio	43
2.3.2 Comparação entre a pressão medida pela torre e a observada pela Estação Meteorológica Automática (EMA) do navio	44
2.4 Fluxos de calor e CO₂	46
2.4.1 Método da Covariância de Vórtices	46
2.4.2 Método <i>bulk formulas</i>	47
2.5 Dados de reanálise	50
3 RESULTADOS E DISCUSSÕES	51
3.1 Transecto 1	51
3.2 Transecto 2	54
3.3 Transecto 3	56
3.4 Transecto 4	60
3.5 Transecto 5	62
3.6 Análise dos fluxos de calor e CO₂	68
4 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	81
4.1 Sugestões para trabalhos futuros	84
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	85

INTRODUÇÃO

O balanço de energia no globo ocorre através do oceano e da atmosfera por meio das correntes oceânicas e da circulação geral da atmosfera que distribuem o calor desde os trópicos até os pólos (GARRISON, 2010; WALLACE; HOBBS, 2006). Os oceanos constituem um enorme reservatório de energia da Terra e exercem um papel fundamental na atmosfera e, conseqüentemente, no clima do planeta (PEIXOTO; OORT, 1992; PEZZI; SOUZA, 2009).

A energia armazenada pelos oceanos é transferida para a atmosfera em forma de fluxos de calor, que são influenciados primariamente pela diferença de temperatura entre a superfície do mar e do ar, pelo processo de evaporação e pela velocidade do vento (SATO, 2005). Deste modo, uma melhor compreensão nos fluxos de calor nos oceanos é indispensável no estudo dos processos que ocorrem entre o oceano e atmosfera.

Piva (2001) identificou os efeitos dos fluxos de calor em superfície no processo de desenvolvimento de ciclogêneses que ocorrem na costa leste da América do Sul (AS) e o papel da Corrente do Brasil (CB) nesse processo. Nesse estudo, realizado por meio de modelos numéricos, foi verificado que o principal efeito da ausência dos fluxos de calor em superfície, principalmente sobre o oceano, foi de aumentar a estabilidade estática e de diminuir a disponibilidade de umidade na atmosfera, por consequência atenuando o desenvolvimento dos ciclones extratropicais.

A formação de ciclone, que ocorre no inverno, está correlacionada com fortes gradientes de temperatura da superfície do mar (TSM), relacionados com a baroclinia do oceano. Em adição, fluxos intensos de calor para a atmosfera ocorrem quando massas de ar frio movem-se rapidamente sobre os gradientes de TSM em direção às águas quentes, resultando em baixa estabilidade estática ou instabilidade que alimenta o processo de ciclogênese (SINCLAIR, 1995).

Nas latitudes subtropicais, as águas mais quentes (frias) localizam-se no oeste (leste) dos oceanos devido à circulação dos anticiclones subtropicais (WALLACE; HOBBS, 2006). As correntes de contorno oeste transportam águas mais quentes dos trópicos em direção aos pólos. Dentre essas correntes, podemos destacar no Oceano Atlântico Sul, a CB.

A presença de uma corrente de contorno oeste sob a passagem de uma massa de ar frio pós-frontal, condição atmosférica característica de regiões baroclínicas, intensifica a transferência de calor do oceano para a atmosfera na busca do equilíbrio térmico. Analogamente, a passagem dessa mesma massa de ar sobre águas mais frias diminui a diferença entre a TSM e a temperatura do ar, reduzindo os fluxos de calor.

Os sistemas meteorológicos recebem aporte de calor e umidade enquanto se deslocam pelo oceano e quando encontram a TSM elevada, sendo que os fluxos de calor

podem intensificar-se como o ocorrido em março de 2004 durante o Ciclone Catarina que atingiu a costa de Santa Catarina (SILVA DIAS et al., 2004).

Para determinar os fluxos de calor através da interface oceano-atmosfera são calculadas estimativas através de parametrizações dos coeficientes de troca turbulenta de calor e equações de fluxo baseadas na teoria da similaridade de Monin-Obuklov e conhecidas como *bulk formulas*. As *bulk formulas*, descritas por Fairall et al. (1996), inicialmente propostas para uso em regiões tropicais, têm sido aplicadas em estudos sobre a variabilidade dos processos de troca de calor entre o oceano e atmosfera no Oceano Atlântico Sul (SATO, 2005; PEZZI et al., 2009; ACEVEDO et al., 2010; ARSEGO, 2012; ROSSATO et al., 2012).

Os oceanos exercem um papel importante no balanço de energia e têm forte influência nas propriedades biológicas e químicas do sistema terrestre. As descargas continentais e o processo de ressurgência costeira contribuem no aumento dos nutrientes nas proximidades dos continentes levando a um aumento do fitoplâncton na região. A presença do fitoplâncton marinho determina a concentração de clorofila (CC) que utiliza o dióxido de carbono (CO_2) para a fotossíntese. Estes organismos produzem entre 90% e 96% dos carboidratos oceânicos, constituindo a sua camada trófica basal. Os contrastes termais e a CC influenciam na absorção do CO_2 pelo oceano, que é um importante gás de efeito estufa e suas emissões têm aumentado desde o período da Revolução Industrial (IPCC, 2013).

O oceano tem um importante impacto no balanço do CO_2 atmosférico. A quantificação do fluxo através da interface oceano-atmosfera é importante para a modelagem climática, pois o CO_2 causa grandes contribuições no potencial antropogênico das mudanças no clima (WEISS et al., 2007).

Estudos de Takahashi et al. (2002, 2009) apresentaram as regiões oceânicas que são fontes e sumidouros de CO_2 atmosférico e apontam, dentre outras regiões dos oceanos globais, o Oceano Atlântico Sudoeste (OAS) como uma região sumidouro de CO_2 . Estes resultados concordam com os apresentados por Bianchi et al. (2005, 2009).

A CB transporta águas de origem tropical e subtropical, quentes, salinas e com baixa concentração de nutrientes e fitoplâncton, para o sul e encontra com águas de origem subantártica, frias e menos salinas, carregadas para norte pela Corrente das Malvinas (CM), na região conhecida como Confluência Brasil-Malvinas (CBM). O encontro destas massas d'água com propriedades físicas distintas gera uma região com grandes gradientes termais superficiais que tem importantes efeitos nos processos de interação oceano-atmosfera. A CB desloca-se para o sul e ao longo da quebra de Plataforma Continental do Sul do Brasil (PCSB) encontra águas de origem costeira que são provenientes das descargas continentais do Rio da Prata e da Laguna dos Patos. As águas costeiras e as águas subantárticas, ricas em nutrientes, movem-se em direção ao norte, transportadas pela Corrente Costeira do Brasil (CCB), descrita por Souza e Robinson (2004).

A presença da CCB exerce importante influência nas propriedades físicas, químicas e biológicas da PCSB e na região de encontro com as águas quentes transportadas pela CB, gera gradientes termais horizontais da ordem de $0,1\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ e a isoterma de $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ encontra-se próximo ao centro desses gradientes. Estudos mostram que a CCB apresenta variabilidade sazonal e espacial e sofre efeito do regime dos ventos, das descargas dos rios e da variabilidade da região da CBM, que por sua vez, é forçada por processos de grande escala no Oceano Atlântico Sul e Oceano Austral (MÖLLER et al., 2008; SOUZA; ROBINSON, 2004).

O entendimento da variabilidade dos processos costeiros e seus efeitos sobre a atmosfera precisa ser expandido, devido à influência dos contrastes termais na modulação da camada limite oceânica (CLO) e camada limite atmosférica marinha (CLAM) que foram amplamente abordados por Pezzi et al. (2005, 2009), Acevedo et al. (2010) e Camargo et al. (2013). Estes trabalhos apresentam resultados obtidos a partir de observações *in situ* tomadas simultaneamente da atmosfera e do oceano, na região da CBM. Estas observações têm sido uma ferramenta essencial para investigar os mecanismos de acoplamento entre o oceano e atmosfera e a influência dos contrastes termais na modulação da CLO e da CLAM.

Através do estabelecimento dos projetos ACEx (*Atlantic Ocean Carbon Experiment*) e SIMTECO (Sistema Integrado de Monitoramento do Tempo, do Clima e do Oceano), um cruzeiro de pesquisa a bordo de navio foi realizado em junho de 2012 para a coleta de dados *in situ* de oceano e atmosfera visando estudar o impacto dos gradientes de TSM existentes no inverno na região sul-brasileira do OAS. Além dos métodos utilizados por Pezzi et al. (2005, 2009) e Acevedo et al. (2010) na região da CBM, novos dados sobre os fluxos de calor e CO_2 na interface oceano-atmosfera foram recolhidos pela primeira vez no OAS utilizando uma torre micrometeorológica embarcada. Esses dados, inéditos, serão utilizados aqui para testar a seguinte hipótese científica:

- *Os gradientes termais horizontais de TSM encontrados na região sul-brasileira do OAS, durante o inverno que são gerados pela frente oceanográfica CB/CCB, podem modular os fluxos de calor e CO_2 entre o oceano e a atmosfera da mesma maneira que o fazem na região da CBM?*

1. Com base nessa hipótese, o presente estudo tem como objetivo descrever os fluxos de calor e CO_2 na região costeira e oceânica ao sul do Brasil entre os dias 11 e 21 de junho de 2012 com base em dados tomados *in situ* por navio de pesquisa. Para cumprir esse objetivo, os seguintes objetivos específicos são estabelecidos:

- (a) Descrever o comportamento da estrutura vertical da CLAM através das radiosondas lançadas na área de estudo;

- (b) Determinar os fluxos de calor na região e época do estudo através da parametrização de Fairall et al. (1996);
- (c) Comparar esses fluxos àqueles medidos pela torre micrometeorológica a bordo do navio;
- (d) Determinar os fluxos de CO₂ na região e época do estudo através dos dados medidos pela torre micrometeorológica a bordo do navio;
- (e) Descrever o impacto dos sistemas sinóticos que ocorreram na região e época do estudo sobre os fluxos de calor e CO₂ estimados e medidos.

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

Capítulo 1. Fundamentação Teórica: Nesta seção será apresentada a circulação oceânica do Oceano Atlântico Sul, os sistemas meteorológicos atuantes na área de estudo e trabalhos relacionados ao tema da interação oceano-atmosfera.

Capítulo 2. Dados e Metodologia: Este capítulo contém a descrição dos dados e metodologia utilizada para calcular os fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera, e caracterizar as condições atmosféricas de grande escala.

Capítulo 3. Resultados e Discussões: Apresenta a análise sinótica e o comportamento da CLAM do período do estudo, os fluxos obtidos através dos métodos de Covariância de Vórtices e *bulk formulas* proposto por Fairall et al. (1996) e a comparação entre os fluxos medidos e estimados através dos dois métodos.

Capítulo 4. Conclusões e Considerações Finais: Serão apresentadas as principais conclusões do trabalho e perspectivas de trabalhos futuros.

1 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

1.1 Circulação oceânica do Oceano Atlântico Sul

O sistema de alta pressão do Oceano Atlântico Sul é o responsável por determinar o padrão de ventos em superfície, o qual exerce influência na circulação superficial das correntes oceânicas que formam o Giro Subtropical do Atlântico Sul (Figura 1.1), limitado ao norte pela Corrente Sul Equatorial (CSE) e ao sul pela Corrente Sul Atlântica (CSA). A Corrente de Benguela, corrente de contorno leste, e a CB, corrente de contorno oeste, fecham o Giro Subtropical (PETERSON; STRAMMA, 1991).

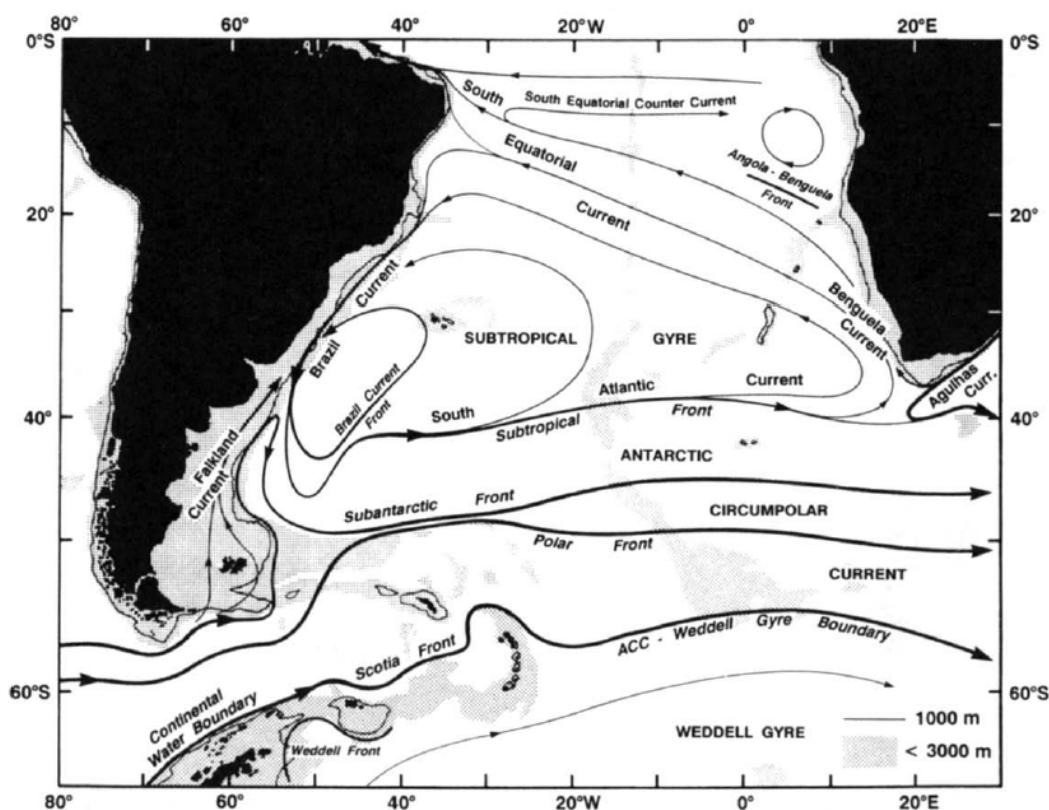


Figura 1.1 - Circulação superficial média do Oceano Atlântico Sul.
Fonte: Peterson e Stramma (1991).

A CB transporta, em superfície, águas de origem tropical e subtropical, quentes, salinas e com baixa concentração de nutrientes e fitoplâncton, e percorre a região de quebra de plataforma continental ao leste do Brasil em direção ao sul, com início ao sul de 10 °S (PETERSON; STRAMMA, 1991; SILVEIRA et al., 2000).

A influência da CB no OAS atinge as regiões costeiras adjacentes à costa do Brasil, Uruguai e Argentina, além da região de oceano profundo onde localiza-se a CBM.

O encontro das águas tropicais e subtropicais, quentes e salinas, transportadas pela CB com as águas de origem subantártica, frias e menos salinas, transportadas pela CM forma uma das regiões mais energéticas do oceano global (CHELTON et al., 1990), devido aos fortes gradientes térmicos horizontais que são formados ao longo da frente subtropical. A CM, com origem na Corrente Circumpolar Antártica, encontra a CB, em média, entre 36 °S e 39 °S (REID; NOWLIN JR; PATZERT, 1977).

O uso de imagens de satélite de TSM tem sido utilizado amplamente para descrever a variabilidade espacial e temporal da região da CBM (LEGECKIS; GORDON, 1982; OLSON et al., 1988; SOUZA et al., 2006; GONZALEZ-SILVERA; SANTAMARIA-DEL-ANGEL; MILLÁN-NÚÑEZ, 2006).

Gonzalez-Silvera, Santamaria-del-Angel e Millán-Núñez (2006) investigaram a variabilidade espacial e temporal da CBM e da Pluma do Rio da Prata (PRP) através de imagens de satélite de TSM e de CC. Os autores encontraram uma forte diferença na TSM e CC entre as áreas ao norte e ao sul da região da CBM, relacionada com o contraste existente entre as duas massas d'água. A figura 1.2 mostra o campo médio sazonal de TSM para a área do estudo. É possível notar a variabilidade sazonal da zonal frontal formada pelo encontro das correntes. No inverno e primavera, essa região desloca-se para o norte, diferentemente do outono e verão, quando as águas da CM ficam confinadas em latitudes mais altas. Ao longo da quebra de plataforma percebe-se a intrusão gradual da CM durante o verão e outono, enquanto no inverno e primavera as temperaturas baixas se propagam zonalmente.

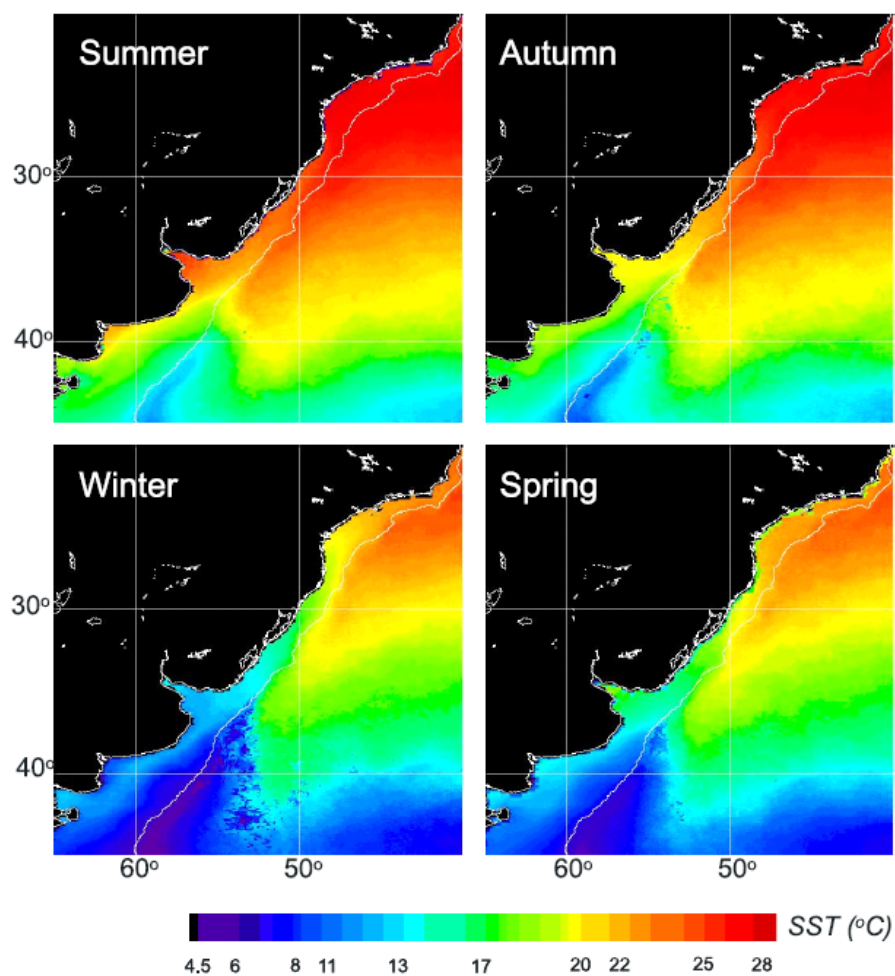


Figura 1.2 - Composição sazonal de TSM ($^{\circ}C$) para a região da CBM. A linha branca indica a isóbata de 200 m sobre a quebra de plataforma continental.

Fonte: Gonzalez-Silvera, Santamaria-del-Angel e Millán-Núñez (2006).

Em seu deslocamento para o sul, a CB mistura-se com águas de origem costeira mais frias e de baixa salinidade (SILVEIRA et al., 2000). Nesse aspecto, no OAS, o Rio da Prata e a Laguna dos Patos têm papel importante nas descargas continentais e contribuem com vazões na ordem de aproximadamente $22000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, respectivamente (PIOLA et al., 2005; MÖLLER et al., 2008). Dessa forma, a PCSB caracteriza-se pela mistura das águas subantárticas, com temperaturas entre $11 \text{ }^\circ\text{C}$ e $14 \text{ }^\circ\text{C}$ e salinidade entre 33.5 e 33.8, com as águas originárias das descargas do Rio da Prata (Figura 1.3) e da Laguna dos Patos (Figura 1.4), caracterizada por temperatura entre $11 \text{ }^\circ\text{C}$ e $14 \text{ }^\circ\text{C}$ e salinidade < 33.5 , e as águas tropicais e subtropicais da CB, com temperatura $\geq 18.5 \text{ }^\circ\text{C}$ e salinidade > 33.5 . O encontro dessas massas de água com propriedades físicas distintas gera um gradiente intenso, principalmente, no outono e inverno, pela própria evolução dessas águas na PCSB, as baixas salinidades são associadas às baixas temperaturas (PIOLA et al., 2008; MÖLLER et al., 2008).

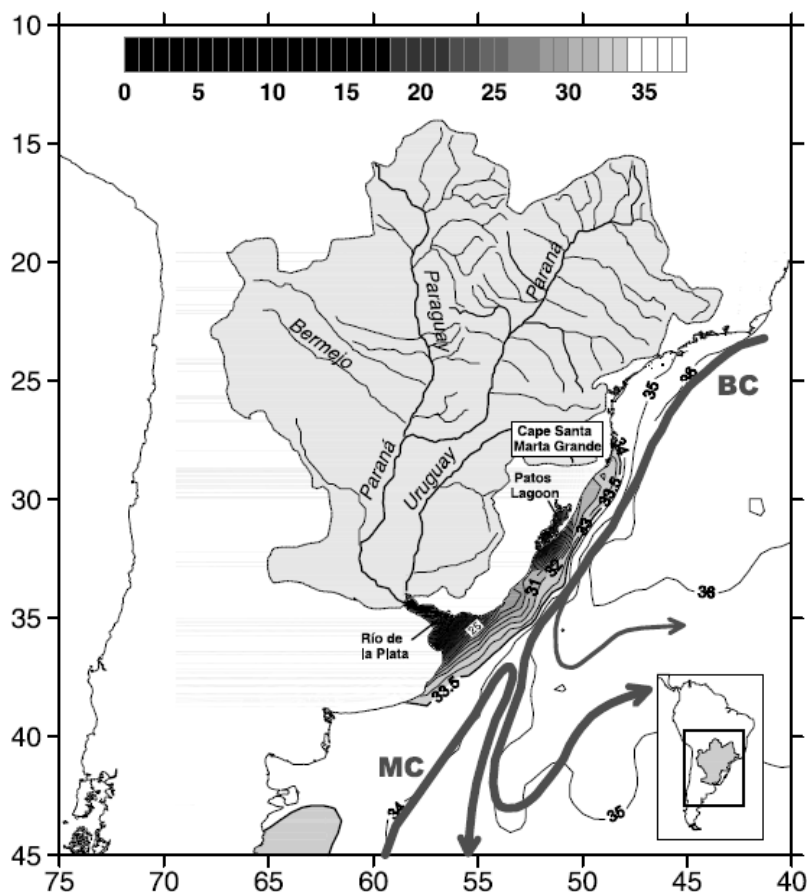


Figura 1.3 - Bacia do Rio da Prata e distribuição média de salinidade em superfície (indicada pela barra de cores cinza e branca) no período de inverno no Atlântico Sudoeste. A linha preta e os tons de cinza indicam o limite superior de salinidade (33,5) das águas derivadas da Bacia do Rio da Prata. A CB, quente e salina, e a CM, fria e menos salina, estão representadas esquematicamente.

Fonte: Piola et al. (2005).

A descarga dos rios é diretamente influenciada pelo padrão de chuva sobre a bacia, que pode apresentar variabilidade temporal em diferentes escalas de tempo, como

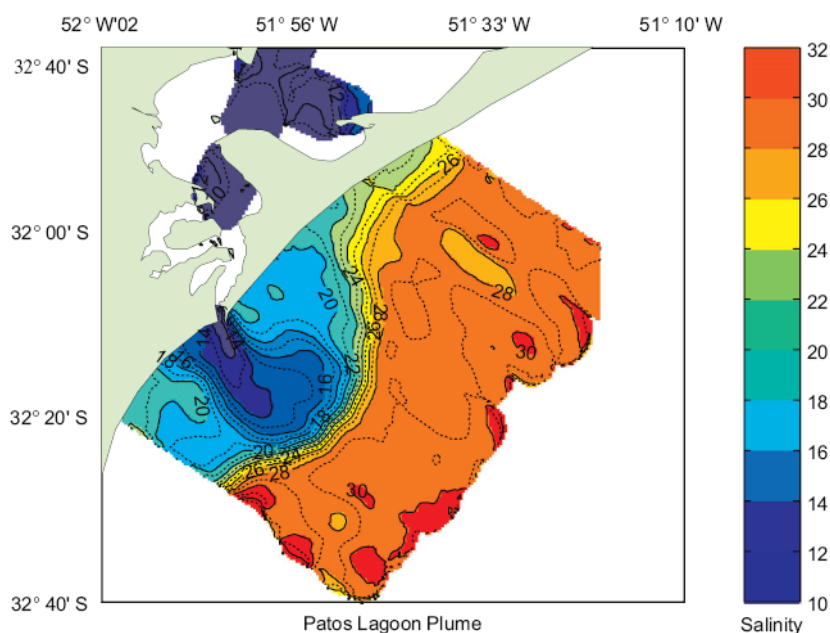


Figura 1.4 - Pluma da Laguna dos Patos e distribuição de salinidade no inverno de 2003. As águas com baixa salinidade provenientes da descarga da Laguna dos Patos estão indicadas nos tons de azul.
Fonte: Burrage et al. (2008).

a escala interanual associada aos eventos de El Niño-Oscilação Sul (ENOS) (PIOLA et al., 2005). Essas descargas com origem continental são uma importante fonte de nutrientes e devido à isso as regiões mais costeiras têm maior CC do que regiões mais oceânicas (CIOTTI, 2005). A descarga dos rios, o padrão de ventos e a variabilidade da região da CBM têm sido apontados como os fatores que tornam a dinâmica da PCSB complexa (SOUZA; ROBINSON, 2004; PIOLA et al., 2005; SOUZA et al., 2006; MÖLLER et al., 2008).

Para a região costeira do sul do Brasil, Souza e Robinson (2004) descreveram a CCB como uma corrente de natureza sazonal, relativamente lenta, porém altamente energética que segue em direção oposta à CB e que domina a PCSB durante o inverno. Ela é análoga à PRP, sendo uma denominação relativa à sua natureza advectiva. Através de imagens de satélite de baixa resolução de TSM, os autores mostraram que a CCB transporta águas frias para latitudes em torno de $24^{\circ}S$ e que esse processo não é anômalo, ocorrendo na maioria dos anos. Os autores sugerem que a CCB é alimentada por águas subantárticas, águas de origem costeira da descarga do Rio da Prata e da Laguna dos Patos e também por uma contribuição de águas tropicais oriundas da CB através de processos de mistura lateral. Esses processos foram analisados a partir de imagens de satélite do sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) e dados de boias de deriva de superfície. As imagens e as boias comprovaram a liberação de vórtices e meandros de núcleo quente da CB que penetram na CCB e são advectados para nordeste pela corrente costeira. O transporte de águas frias pela CCB é considerado um

fenômeno regular de inverno e tem como um dos principais mecanismos de direcionamento, a oscilação de grande escala da frente subtropical no Oceano Atlântico Sul.

Souza (2000) mostrou que gradientes térmicos horizontais entre a CCB e CB são da ordem de $0,1 \text{ } ^\circ\text{C.km}^{-1}$ e a isoterma de $20 \text{ } ^\circ\text{C}$ encontra-se próxima ao centro desses gradientes, sendo um bom delimitador geográfico entre essas correntes. A figura 1.5 mostra um esquema da distribuição média da CB e CCB ao longo dos anos sobre a PCSB que foi elaborado com base em dados de satélite e de bóias de deriva de superfície.

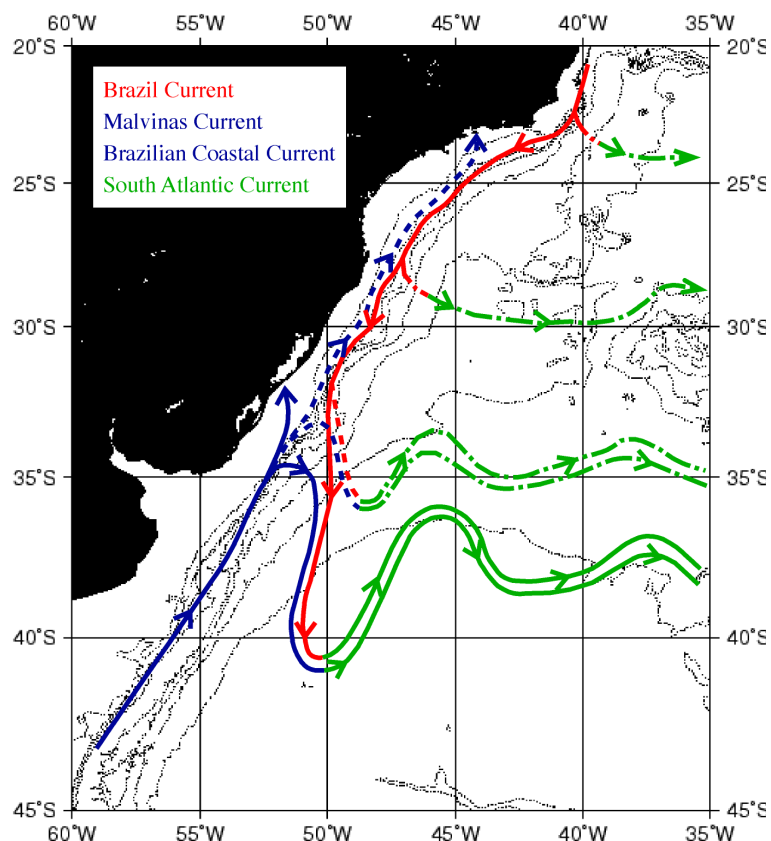


Figura 1.5 - Ilustração esquemática das correntes superficiais nas regiões PCSB e CBM. A CCB ocorre no período do inverno transportando águas costeiras sobre a plataforma continental sul e sudeste do Brasil. Fonte: Souza (2000).

Möller et al. (2008) estudaram a PRP e sua variabilidade sazonal em escala regional com base em observações sinóticas. São discutidas as propriedades físicas das massas d'água durante agosto de 2003 (inverno) e fevereiro de 2004 (verão) com o objetivo de entender o impacto da descarga do Rio da Prata e da Laguna dos Patos no ambiente da plataforma e estabelecer a conexão entre os ventos e as variações sazonais na distribuição das águas costeiras. As análises confirmam que a PRP induz a formação de uma contínua e ampla região de baixa salinidade. No inverno as águas da PRP ocupam uma banda próxima a costa e deslocam as águas tropicais da CB, as águas de plataforma subtropical, formada pela mistura das águas da CB e da PRP, e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) para longe da costa (Figura 1.6). A variabilidade sazonal que a

PRP desloca-se para norte, ao longo da costa do sul-sudeste do Brasil, por meio da CCB ocorre, principalmente, em decorrência do regime de ventos. No inverno, com a predominância dos ventos de sul as águas com baixa salinidade atingem latitudes em torno de 28 °S e no verão, com a inversão do sentido do vento (ventos de norte/nordeste), as águas da PRP ficam mais restritas e chegam até a latitude de 32 °S.

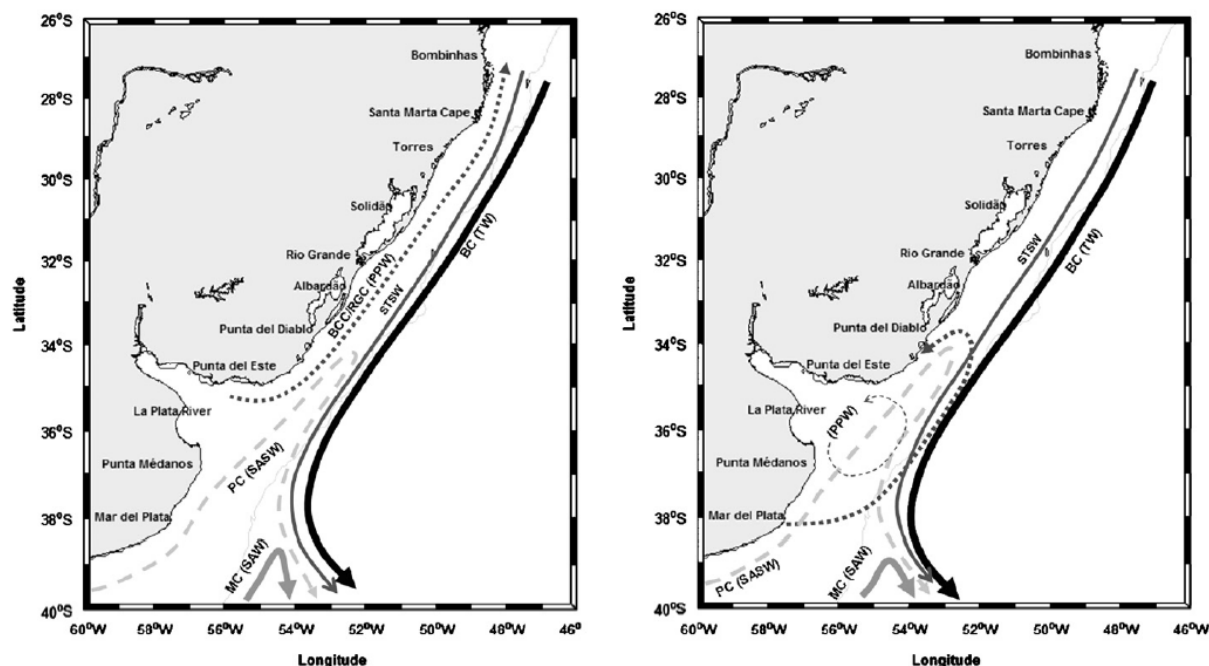


Figura 1.6 - Correntes marinhas superficiais e massas d'água ao largo da costa sul-americana e região da CBM no inverno (a) e verão (b). BC: Corrente do Brasil; MC: Corrente das Malvinas; PC: Corrente da Patagônia; BCC/RGC: Corrente Costeira do Brasil ou Corrente do Rio Grande; TW: Água Tropical; SAW: Água Subantártica; SASW: Água Subantártica de Plataforma; PPW: Água da Pluma do Rio da Prata (PRP); STSW: Água Subtropical de Plataforma.
Fonte: Möller et al. (2008).

1.2 Balanço de carbono e fluxo de CO₂ entre o oceano e atmosfera global

A direção da transferência líquida do CO₂ é governada pela diferença (ΔpCO_2) da pressão parcial de CO₂ (pCO_2) na interface entre o oceano e atmosfera e a magnitude do fluxo pode ser expressa como um produto da ΔpCO_2 e da velocidade de transferência do CO₂ entre o oceano e a atmosfera.

Quando a pCO_2 na atmosfera for maior do que pCO_2 na superfície oceânica, o CO₂ cruza a interface oceano-atmosfera em direção à água do mar e a transferência deste gás ocorre no sentido atmosfera-oceano, caracterizando esta região oceânica como uma área sumidoura de CO₂. Conforme mostrado por Takahashi et al. (2002) e Weiss et al. (2007) o fluxo de CO₂ (F_{CO_2}) pode ser determinado pela seguinte expressão:

$$F_{CO_2} = K(u)K_o\Delta pCO_2 \quad (1.1)$$

onde a velocidade de transferência do CO_2 (K) pode ser parametrizada em função da velocidade do vento (u); K_o é a solubilidade do CO_2 , que é função da temperatura e salinidade como descrito por (WEISS, 1974).

Com base nesse método, Takahashi et al. (2009) mostraram a média climatológica anual do fluxo de CO_2 na interface oceano-atmosfera do oceano global a partir da distribuição mensal climatológica da pCO_2 na superfície oceânica que foi medida *in situ* e de dados de vento provenientes da reanálise do NCEP/NCAR. Os resultados mostram uma grande variabilidade espacial e temporal da distribuição global do fluxo de CO_2 e apontam os Oceanos Atlântico Norte, Atlântico Sul e Sudoeste como regiões sumidouros de CO_2 .

As regiões oceânicas entre 40° e 60° de latitude nos hemisférios norte e sul são os maiores sumidouros de CO_2 atmosférico. Nestas áreas, as águas de origem tropical e subtropical, quentes e salinas, que fluem em direção aos pólos misturam-se com águas de origem subpolar, frias e menos salinas, que são enriquecidas de nutrientes. A mistura destas massas d'água resulta em uma diminuição da pCO_2 na superfície oceânica e no fluxo do CO_2 no sentido atmosfera-oceano (Figura 1.7).

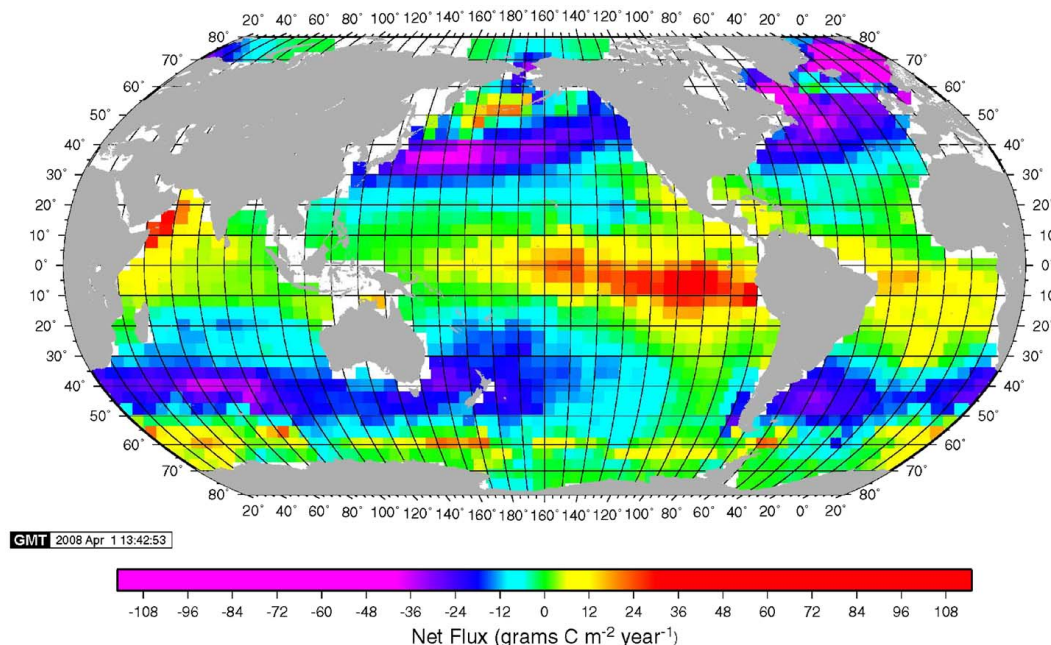


Figura 1.7 - Média climatológica anual do fluxo de CO_2 ($gC.m^{-2}.ano^{-1}$) na interface oceano-atmosfera. Fonte: Takahashi et al. (2009).

A variabilidade sazonal da pCO_2 na água em uma dada área é regulada pela utilização biológica do CO_2 e pela temperatura enquanto que o máximo sazonal de pCO_2 é governado pela razão em que o CO_2 é transportado das águas subsuperficiais para as

superficiais e pela temperatura da água do mar (TAKAHASHI et al., 2009).

Séries temporais da CC, através de imagens de satélite, são utilizadas amplamente para descrever as interações entre os processos físicos e biológicos nos oceanos (CIOTTI, 2005). Em Gonzalez-Silvera, Santamaria-del-Angel e Millán-Núñez (2006) a TSM representou o sistema físico e a CC o sistema biológico. Essa aproximação simplificada mostrou ser uma ferramenta útil para aplicações na região da CBM.

A clorofila, pigmento presente nas células do fitoplâncton, tem comportamento espectral bem definido e por isso representa bem a interação do fitoplâncton com a luz (CIOTTI, 2005). O fitoplâncton é a base da cadeia trófica dos oceanos por isso exerce influência no ciclo do carbono, através do processo de fotossíntese e respiração.

A síntese de matéria orgânica (glicose) a partir de substâncias inorgânicas (energia do Sol) pela fotossíntese é denominada produtividade primária, expressa em gramas de carbono por metro quadrado de superfície oceânica por ano ($gC.m^{-2}.ano^{-1}$). A maior parte dessa produtividade ocorre na zona eufótica, que em geral, se estende a profundidades em torno de 70 m, em latitudes médias (GARRISON, 2010).

A fonte de carbono para a produção de glicose é o CO_2 dissolvido através das trocas gasosas entre a atmosfera e o oceano. Praticamente todos os organismos marinhos necessitam de gases dissolvidos – em particular o CO_2 e o oxigênio – para manter suas funções fisiológicas básicas. O CO_2 , essencial à produtividade primária, é muito mais solúvel e reativo na água do mar do que o oxigênio (GARRISON, 2010).

Bianchi et al. (2005) observaram os fluxos de CO_2 na região patagônica do OAS nas estações de verão e de outono de 2000 a 2004 e verificaram que as águas adjacentes (próximas) à plataforma continental são fontes de CO_2 enquanto que a região central da plataforma pode ser considerada como um sumidouro. A região de transição entre a fonte e o sumidouro segue, aproximadamente, a localização das frentes oceanográficas, o que sugere uma ligação entre a estratificação vertical da coluna de água e o balanço regional de CO_2 .

A diferença da pressão parcial do CO_2 na interface entre o oceano e atmosfera (ΔpCO_2) e a concentração de clorofila foram utilizados por Bianchi et al. (2009) para descrever o balanço anual e a variabilidade dos fluxos de CO_2 entre o oceano e a atmosfera na região patagônica do OAS com base em dados coletados *in situ* entre os anos de 2000 e 2006.

Ocupando 10% da área oceânica global, as zonas costeiras têm uma relação crucial no ciclo de carbono global e têm maior CC do que as regiões oceânicas, pois em geral, possuem um suprimento regular de nutrientes oriundos dos continentes através das descargas dos rios (SABINE et al., 2004; CIOTTI, 2005).

1.3 Sistemas meteorológicos sobre o Oceano Atlântico Sul

O sudeste da AS é atingido por sistemas meteorológicos transientes como as frentes frias, ciclones extratropicais e a incursão de massas de ar frio que apresentam variabilidade sazonal durante o ano.

Durante um cruzeiro oceanográfico, devido a sua duração (que pode ser superior ao ciclo sinótico, de 5 a 7 dias), diferentes sistemas meteorológicos podem ocorrer durante o experimento aumentando assim a complexidade das análises. Nesta seção será apresentada uma revisão para a área do experimento, sobre os principais sistemas sinóticos meteorológicos aos quais a área onde se realizou o cruzeiro ACEX/SIMTECO esteve sob influência. Foram eles: (i) Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS); (ii) Frente Fria e; (iii) Ciclone Extratropical.

1.3.1 Alta Subtropical do Atlântico Sul

O cinturão de altas pressões é formado pela subsidência da Célula de Hadley que ocorre próximo de 30° de latitude nos hemisférios Norte e Sul. A distribuição da pressão atmosférica sofre alterações sazonais (Figura 1.8) e no inverno, o sistema de alta pressão semipermanente do oceano Atlântico Sul (ASAS) encontra-se mais próximo do continente e deslocado para o norte seguindo variabilidade sazonal da célula de circulação meridional de Hadley (SATYAMURTY; NOBRE; SILVA-DIAS, 1998; DEGOLA, 2013). A figura 1.8 mostra a ASAS bem estabelecida sobre o Oceano Atlântico Sul e sua aproximação do continente durante o período de inverno. As condições de tempo associadas a ASAS são estáveis, com movimento vertical descendente que inibe a formação de nuvens e consequentemente, a precipitação.

1.3.2 Frente fria e ciclone extratropical

O processo de formação de uma frente fria depende da presença de um gradiente horizontal de temperatura que é mais intenso no inverno devido à aproximação mais frequente das massas de ar polares (LUPO et al., 2001; ANDRADE, 2005). No período de 1980 a 2002, Andrade (2005) analisou a passagem de frentes frias na AS, demonstrando que quanto mais alta a latitude, mais frequente é a passagem do sistema. O autor também mostrou que o deslocamento do sistema sinótico na faixa latitudinal compreendida entre $30-25^{\circ}\text{S}$ é mais freqüente no litoral do que sobre o continente.

Na vanguarda da passagem da frente fria, os ventos viram de norte e a temperatura e umidade elevam-se. No momento da passagem, concomitantemente à ocorrência

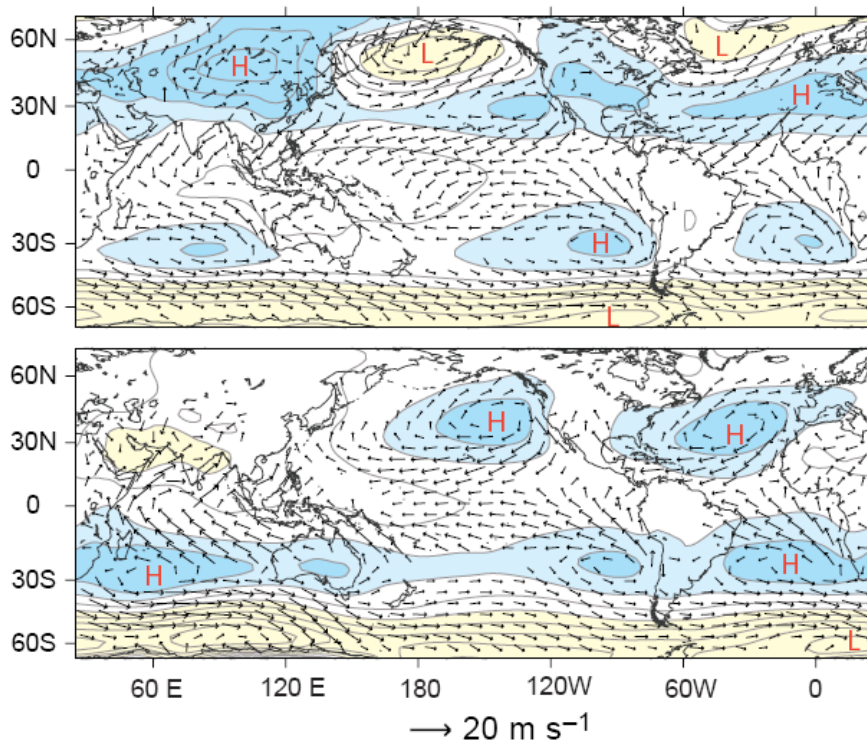


Figura 1.8 - Ventos em superfície com base em análise de satélite sobrepostos à distribuição da pressão ao nível médio do mar em Dezembro-Janeiro-Fevereiro (superior) e Junho-Julho-Agosto (inferior). Pressões atmosféricas superiores à 1015 hPa e inferiores à 1000 hPa encontram-se em tons de azul e amarelo, respectivamente.

Fonte: Wallace e Hobbs (2006).

das chuvas, a pressão atinge o mínimo e o ar atinge ou aproxima-se da saturação. Posteriormente à passagem do sistema, a condição modifica-se e as instabilidades dão lugar à entrada do ar pós-frontal, caracterizado por baixa umidade e temperatura, além de redução gradual da nebulosidade com predomínio dos ventos de sul (FEDOROVA, 1999).

Os ciclones extratropicais consistem em um sistema de baixas pressões no formato circular e de intenso gradiente de pressão, caracterizando ventos mais intensos e uma condição de instabilidade. Gan e Rao (1991) estudaram a ocorrência anual e sazonal de ciclogênese em superfície na AS em um período de 10 anos e mostraram a existência de dois núcleos principais de formação de ciclones, um no Golfo de San Matias, na Argentina e outro no Uruguai. Os resultados apontaram para maior frequência durante o inverno e um número maior de ocorrência sobre o núcleo centrado no Uruguai.

Hoskins e Hodges (2005), por meio da técnica de *storm tracks*, mostraram o sudeste da AS e sudoeste do Oceano Atlântico Sul como uma região de alta frequência para a ocorrência de ciclones extratropicais (Figura 1.9), corroborando com os resultados apresentados por Gan e Rao (1991).

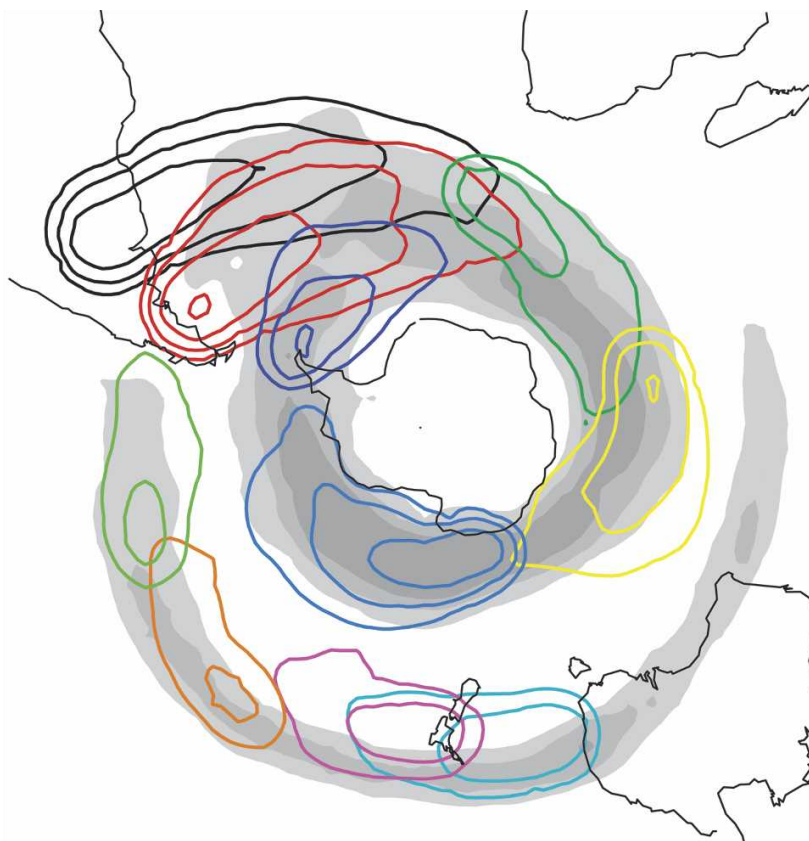


Figura 1.9 - Os contornos indicam a densidade de ciclogênese (0.5, 1.0, 2.0 e 4.0 unidades por mês e por área unitária) por meio da vorticidade (ξ) em 850 hPa e em escala de cinza, ξ em 250 hPa para valores acima de 9.0.

Fonte: Hoskins e Hodges (2005).

1.4 Camada limite atmosférica e estudos de interação oceano-atmosfera

A porção da atmosfera que sente o efeito do atrito da superfície terrestre é chamada camada limite atmosférica (CLA) e corresponde à camada que se encontra mais próxima da superfície onde a tensão de fricção diminui com a altura (FOKEN, 2008). O desenvolvimento da CLA depende de forçantes térmicas (quando a superfície é uma fonte de calor) e mecânicas (cisalhamento do vento causado pela fricção de arrasto). Sua profundidade pode variar de dezenas de metros até 4 km, normalmente ocupando 1 ou 2 km de espessura (WALLACE; HOBBS, 2006). O transporte vertical de umidade, calor, *momentum*, e escalares como os poluentes é dominado pela turbulência e o horizontal pelo vento médio. A CLA formada sobre os oceanos (CLAM) difere da continental e sofre mais com os movimentos verticais de escala sinótica e a advecção de massas de ar (STULL, 1988; PEZZI et al., 2009; ACEVEDO et al., 2010).

Acevedo et al. (2010) investigaram a CLAM formada na região da CBM através de dados *in situ* coletados ao longo de cinco Operações Antárticas no período 2004-2008. Imagens de satélite foram previamente analisadas para direcionar o navio para a área com máximo gradiente termal formado pelo encontro da CB com a CM. O estudo tem como

base as observações tomadas simultaneamente na atmosfera e no oceano ao longo das expedições e que tornaram possível caracterizar a CLAM em diferentes estágios do ciclo sinótico da passagem de frentes frias em ambos os lados da frente oceanográfica CB-CM. Os resultados mostram que o contraste termal e a advecção de massas de ar associada à passagem dos sistemas transientes são mecanismos efetivos no processo de modulação da CLAM.

Com o uso de dados observados *in situ*, imagens de satélite e simulações numéricas de alta resolução com o *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS), Camargo et al. (2013) assimilaram dados coletados sobre o local de estudo. Foi o primeiro estudo numérico conduzido na região da CBM e focado nos processos físicos da estabilidade da CLAM. O estudo aponta para a influência dos padrões de TSM no mecanismo de modulação dos ventos em superfície (mais intensos sobre a CB e na frente oceanográfica) e a coexistência dos efeitos atmosféricos e oceânicos na modulação da CLAM. Respostas quanto aos impactos da TSM no balanço hidrostático da CLAM, em estudos puramente observacionais, são dificultadas provavelmente em função da falta de cobertura espacial e temporal dos dados.

Arsego (2012) apresentou os fluxos de calor na região subtropical do Oceano Atlântico Sul elaborados com base no projeto OAFlex (*Objectively Analyzed air-sea Fluxes*). Ao analisar a variabilidade sazonal dos fluxos, o autor mostrou a intensificação dos fluxos de calor do oceano para a atmosfera nos meses de inverno no hemisfério sul (junho, julho e agosto) para todo o Atlântico Sul. Os dados possuem resolução espacial de 1° e temporal de um dia e apresentam fluxos de calor sensível e latente, para o OAS no período de inverno, da ordem de 12 W.m^{-2} e 75 W.m^{-2} , respectivamente.

2 DADOS E METODOLOGIA

2.1 Área de estudo e experimento de campo

Neste trabalho são utilizados dados de observações *in situ* tomadas no Cruzeiro Oceanográfico ACEX/SIMTECO realizado no período de 11 a 21 de junho de 2012. Foram feitas medidas simultâneas da atmosfera e do oceano ao largo da costa sul do Brasil a bordo do Navio Hidro-Oceanográfico (NHo.) Cruzeiro do Sul (Figura 2.1), da Marinha do Brasil.



Figura 2.1 - NHo. Cruzeiro do Sul no porto de Itajaí (SC).

Os dados utilizados são parte dos projetos ACEX (*Ocean Carbon Experiment* – Estudo observacional e numérico dos fluxos de calor, *momentum* e CO₂ na interface oceano-atmosfera do Oceano Atlântico Sul) e SIMTECO (Sistema Integrado de Monitoramento do Tempo, Clima e Oceano para o Sul do Brasil). O objetivo geral do projeto ACEX é estudar as interações entre o oceano e a atmosfera em micro e meso-escalas na região do Atlântico Sul e Austral através de observações *in situ* e modelos numéricos. O objetivo geral do projeto SIMTECO é descrever a variabilidade das correntes marinhas, os processos de interação oceano-atmosfera-zona costeira ao longo do litoral do RS e melhorar a nossa capacidade prognóstica quanto aos eventos extremos.

As observações *in situ* possibilitam investigar os complexos mecanismos envolvidos no acoplamento oceano-atmosfera e o projeto ACEX é uma iniciativa científica que busca um melhor entendimento desses processos através da instalação de equipamentos para a medição direta dos fluxos de calor, *momentum* e CO_2 entre o oceano e a atmosfera. Esse projeto é financiado pelo CNPq e teve o apoio da Marinha do Brasil para executar esse experimento de campo, que contou com o lançamento de radiossondas atmosféricas simultâneo à execução de estações oceanográficas para medidas de temperatura e salinidade em função da profundidade através de CTD (*Conductivity, Temperature, Depth*) e XBT (*Expendable Bathy-Thermograph*).

A área escolhida para a derrota do navio encontra-se entre latitudes das localidades de Paranaguá (PR) e do Chuí (RS) e as estações oceanográficas e meteorológicas ocorreram ao longo de cinco transectos perpendiculares, ao largo de Paranaguá (PR), Itajaí (SC), Araranguá (SC), Mostardas (RS) e Chuí (RS), percorrendo desde a costa até a região de oceano profundo e, desta forma, cruzando as correntes marinhas CCB e CB (Figura 2.2). O forte gradiente térmico superficial encontrado entre as águas costeiras da CCB e as águas oceânicas da CB foi considerado para determinar a posição das estações de coleta de dados e a análise prévia de imagens de satélite foi feita para direcionar o navio para as áreas com maior gradiente termal entre as águas costeiras e oceânicas.

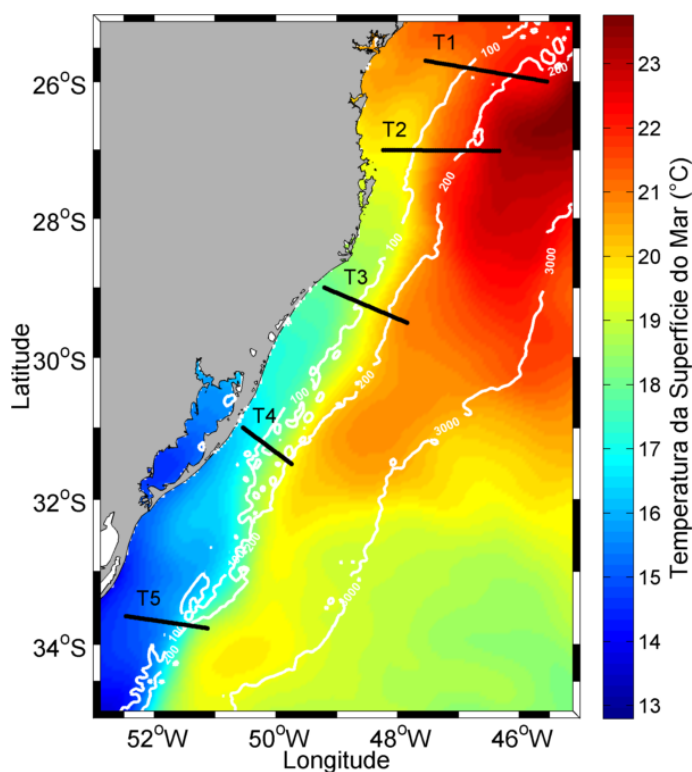


Figura 2.2 - Imagem de TSM, proveniente da base de dados do projeto GHRSSST, média temporal entre os dias 12 e 20/06/2012 para a costa sul-sudeste do Brasil. Os tons em azul-verde indicam a CCB, enquanto que os tons vermelho-amarelo representam as águas da CB. As linhas pretas indicam os transectos realizados no cruzeiro ACEX/SIMTECO e as linhas brancas a batimetria local em metros. A isóbata de 200 m indica a posição de quebra de plataforma continental.

O Relatório Técnico do Cruzeiro Oceanográfico ACEx/SIMTECO (PEZZI; SOUZA; MÖLLER, 2012) e Gonçalves-Araujo (2014) identificam as massas de água utilizando-se dos critérios apresentados por Möller et al. (2008) e através dos perfis da distribuição de temperatura e salinidade e diagrama TS. Gonçalves-Araujo (2014) mostram que foram encontradas três massas de água (Figura 2.3) em superfície: PRP, Água Tropical (AT) e Água Subtropical de Plataforma (ASTP). Os efeitos da presença dessas massas de água foram considerados nas análises da presente dissertação.

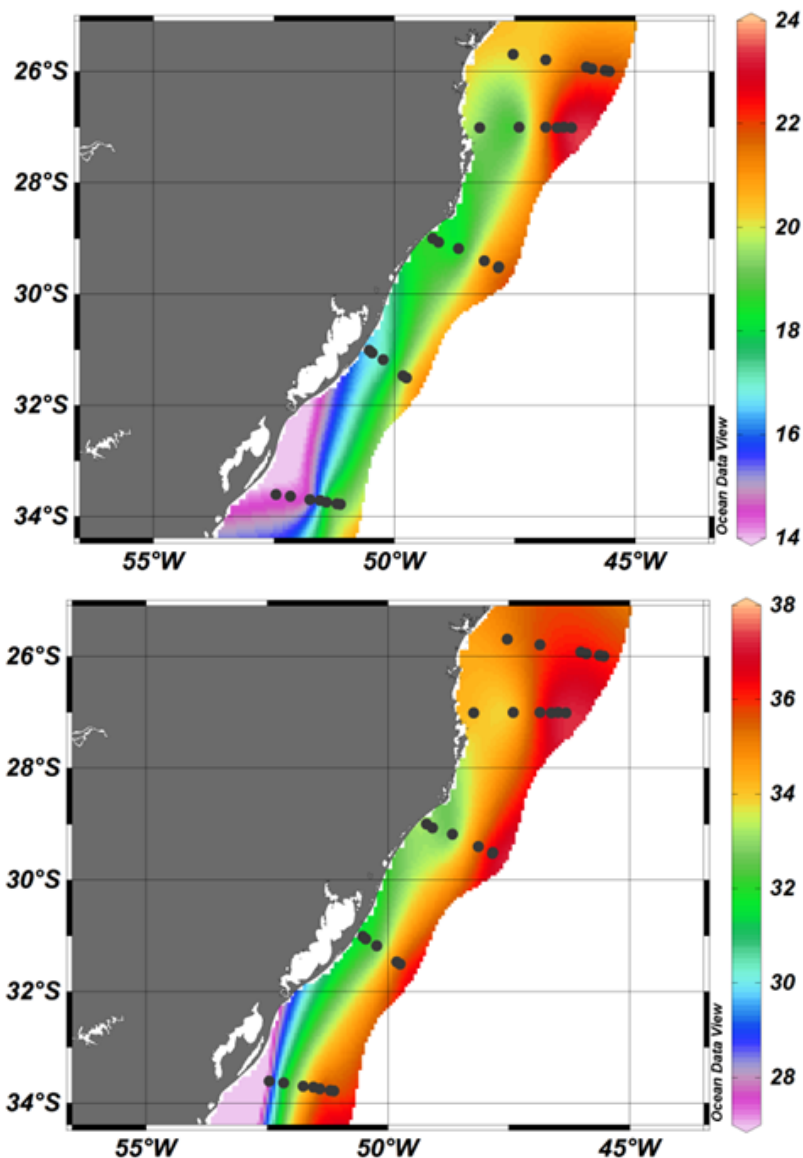


Figura 2.3 - Medidas de Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) (superior) e Salinidade (inferior) realizadas através de dados tomados por CTD durante o Cruzeiro ACEx/SIMTECO.

Fonte: Gonçalves-Araujo (2014)

2.2 Observações *in situ*

Neste estudo, a CLAM é analisada através das observações da atmosfera que foram realizadas através do lançamento dos balões com radiossondas atmosféricas. Uma torre micrometeorológica (Figura 2.4) foi instalada na proa do NHo. Cruzeiro do Sul a fim de permitir a coleta de dados meteorológicos de superfície em alta frequência, incluindo os fluxos de calor e CO₂ que ocorrem entre o oceano e a atmosfera. Seguem a seguir as descrições dos dados utilizados neste trabalho.



Figura 2.4 - Torre micrometeorológica instalada na proa do NHo. Cruzeiro do Sul.

2.2.1 Radiossondas

Ao longo dos cinco transectos, descritos anteriormente, foram lançadas 28 radiossondas atmosféricas (Tabela 2.1). A radiossonda tem sensores para medir pressão atmosférica, temperatura do ar e umidade relativa. O modelo utilizado, RS92-SGP (Vaisala), disponibiliza dados de vento com o uso das informações do GPS. O instrumento (Figura 2.5) é amarrado em um balão inflado com gás hélio (*Fly Balloon*) e lançado para a atmosfera (Figura 2.6). A transmissão dos dados é feita a cada 2 segundos, aproximadamente.

Tabela 2.1 - Informações do transecto, identificação, latitude, longitude, data e horário de lançamento das radiossondas.

Transecto	Nº	Latitude	Longitude	Data	Horário (local)
T1	01	25.97 °S	45.63 °W	12/06/2012	13:10
T1	02	25.95 °S	45.90 °W	12/06/2012	15:40
T1	03	25.91 °S	46.02 °W	12/06/2012	18:10
T1	04	25.79 °S	46.86 °W	13/06/2012	00:20
T1	05	25.68 °S	47.54 °W	13/06/2012	06:45
T2	06	27.00 °S	48.24 °W	13/06/2012	17:25
T2	07	27.00 °S	47.69 °W	13/06/2012	22:05
T2	08	27.01 °S	46.86 °W	14/06/2012	08:20
T2	09	27.03 °S	46.62 °W	14/06/2012	11:50
T2	10	27.01 °S	46.48 °W	14/06/2012	13:50
T2	11	27.02 °S	46.32 °W	14/06/2012	16:00
T3	12	29.51 °S	47.84 °W	15/06/2012	11:05
T3	13	29.50 °S	47.92 °W	15/06/2012	12:50
T3	14	29.43 °S	48.05 °W	16/06/2012	11:20
T3	15	29.40 °S	48.14 °W	16/06/2012	13:30
T3	16	29.19 °S	48.68 °W	16/06/2012	18:35
T3	17	29.06 °S	49.05 °W	16/06/2012	22:40
T4	18	31.52 °S	49.77 °W	17/06/2012	21:55
T4	19	31.48 °S	49.84 °W	18/06/2012	01:20
T4	20	31.18 °S	50.24 °W	18/06/2012	05:30
T4	21	31.06 °S	50.46 °W	18/06/2012	08:00
T5	22	33.75 °S	51.12 °W	19/06/2012	09:45
T5	23	33.77 °S	51.19 °W	19/06/2012	12:55
T5	24	33.74 °S	51.44 °W	19/06/2012	15:20
T5	25	33.71 °S	51.55 °W	19/06/2012	17:30
T5	26	33.69 °S	51.75 °W	19/06/2012	19:15
T5	27	33.63 °S	52.16 °W	19/06/2012	22:40
T5	28	33.60 °S	52.45 °W	20/06/2012	01:45



Figura 2.5 - Etapa de fixação do instrumento no balão meteorológico.



Figura 2.6 - Lançamento das radiossondas a partir da popa do NHo. Cruzeiro do Sul nos dias 12 (esquerda) e 14 (direita) de junho de 2012.

Através das radiossondagens e com o objetivo de caracterizar o comportamento da CLAM, foram realizadas análises dos perfis verticais da camada por meio das variáveis meteorológicas: temperatura potencial virtual (θ_v), umidade relativa (UR), umidade específica (q), magnitude e componentes zonal e meridional do vento. A altura da CLAM foi estabelecida através da mudança abrupta da θ_v e q , conforme realizado por Pezzi et al. (2009) e Acevedo et al. (2010). Adicionalmente, aplicou-se o método objetivo proposto por Sullivan et al. (1998), que define a altura da CLA através do cálculo da posição de máximo gradiente vertical da θ_v .

2.2.2 Torre micrometeorológica

Na torre micrometeorológica foram instalados dois conjuntos de sensores em uma altura aproximada de 14 metros acima do nível do mar. A disposição dos instrumentos na torre é mostrada na figura 2.7. O primeiro conjunto de instrumentos realizou medidas micrometeorológicas em alta frequência (20 Hz), sendo esse conjunto formado por dois anemômetros sônicos e por dois analisadores de gás. O segundo conjunto de instrumentos realizou medições em baixa frequência (0,06 Hz) e foi constituído por um barômetro, um termo-higrômetro e um piranômetro.

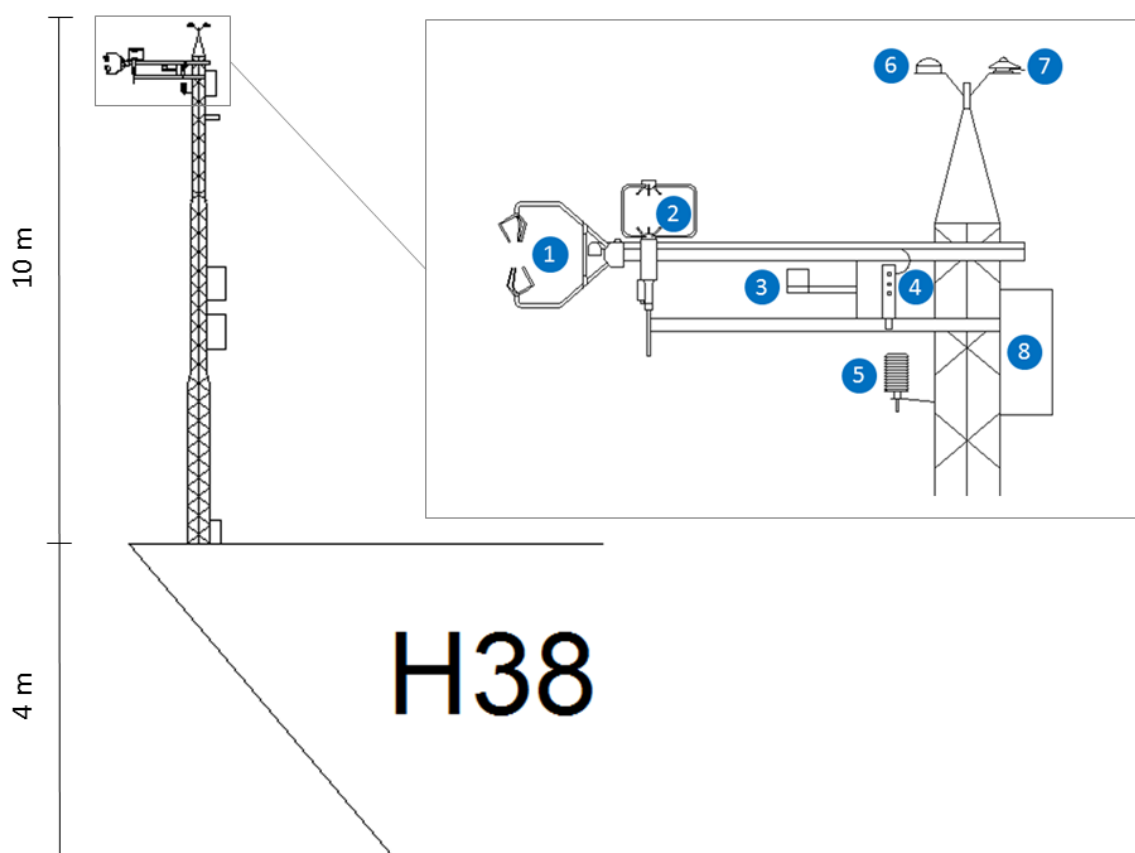


Figura 2.7 - Torre micrometeorológica instalada na proa do H38 e disposição dos instrumentos meteorológicos: (1) Anemômetro sônico CSAT3; (2) Anemômetro sônico RMYoung (não foi utilizado nesse estudo); (3) Bússola; (4) Analisador de gás LI-COR 7200 *enclosed* CO₂/H₂O; (5) Termo-higrômetro; (6) GPS GARMIN; (7) Radiômetro CMP3 e (8) Motion Pack, na torre.

Na Tabela 2.2 são descritos os sensores da torre que foram utilizados neste estudo e as variáveis meteorológicas medidas pelos conjuntos de dados, tratados, de agora em diante, como Alta Frequência (AF) e Baixa Frequência (BF).

Tabela 2.2 - Descrição dos sensores instalados na torre micrometeorológica e que foram utilizados nesse trabalho.

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

2.3 Pré-processamento dos dados micrometeorológicos

2.3.1 Correção do movimento do navio

A determinação dos fluxos turbulentos na interface oceano-atmosfera passa por uma etapa fundamental de correção dos dados devido às contribuições espúrias associadas ao movimento do navio. Martins (2012) aplicou a metodologia proposta por Miller, Marandino e Saltzman (2010) para corrigir a componente vertical da velocidade do vento (w), utilizada neste estudo, e reduzir as incertezas nas medidas de turbulência que interferem na precisão dos fluxos turbulentos.

A correção do vetor velocidade do vento considera o vetor velocidade real (\vec{v}_{real}) como a soma da velocidade aparente (\vec{v}_{obs}), medida pelo anemômetro sônico, e a velocidade de movimento do próprio sensor (\vec{v}_{mov}), ambas precisam estar no mesmo sistema de coordenadas.

Para calcular a velocidade de movimento do sensor são necessárias as velocidades de rotação ($\vec{\omega}$), de translação (\vec{v}_t) e a velocidade do navio (\vec{v}_n). As velocidades de rotação e translação são obtidas através das medidas de velocidade angular e aceleração, respectivamente, medidas pelo sensor de movimento *Motion Pack*.

Conforme mostrado em Martins (2012) o vetor velocidade real é descrito como:

$$\vec{v}_{real} = T_{ae}\vec{v}_{obs} + T_{ae}(\vec{v}_t + \vec{\omega} \times \vec{r}) + \vec{v}_n \quad (2.1)$$

onde \vec{r} é o vetor posição do anemômetro em relação ao sensor de movimento (*Motion Pack*) e T_{ae} é a matriz de transformação de coordenadas do sistema de referência do anemômetro para o sistema de coordenadas da Terra, descrita detalhadamente em Martins (2012).

A Figura 2.8 apresenta as medidas *in situ* de w e a série com as correções do movimento do navio no eixo w .

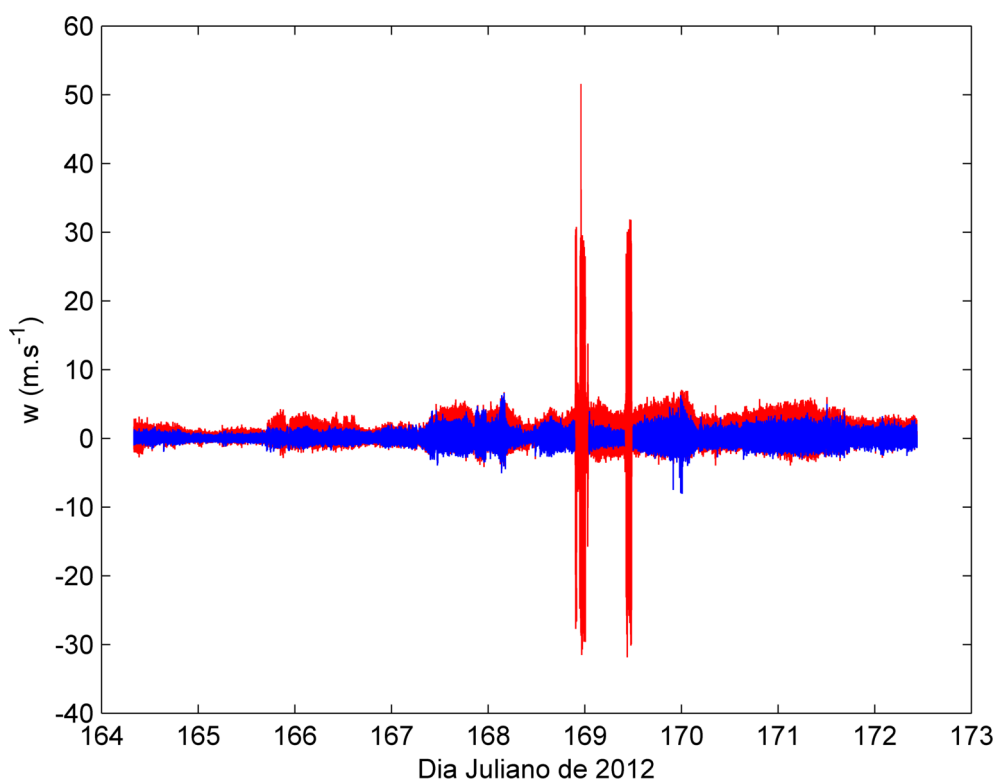


Figura 2.8 - Série temporal das medidas de w bruta (linha vermelha) e corrigida por Martins (2012) (linha azul).

2.3.2 Comparação entre a pressão medida pela torre e a observada pela Estação Meteorológica Automática (EMA) do navio

O NHo. Cruzeiro do Sul disponibiliza uma série de medidas das variáveis meteorológicas como pressão atmosférica, temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento disponíveis em uma frequência de 0.2 Hz, aqui identificadas como dados da EMA.

Quando comparadas as variáveis medidas pela torre e pela EMA, identificou-se

que a pressão medida pelo analisador de gás LI-COR 7200, apresentava um viés em comparação com as observações do barômetro da EMA e o barômetro PT101 instalado na torre (Figura 2.9). Em função da boa concordância dos dados (Figura 2.10) foi realizada uma regressão linear com a obtenção do valor do viés (3.24 hPa). A série de pressão AF foi então corrigida desse viés (Figura 2.11). Essa pressão corrigida é o dado de entrada utilizado no cálculo dos fluxos obtidos pelo método da Covariância de Vórtices.

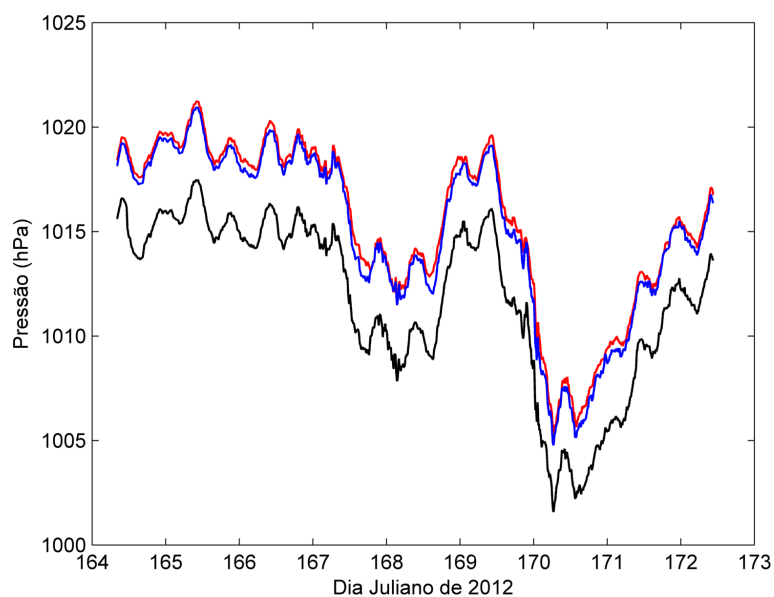


Figura 2.9 - Pressão atmosférica média de 15 minutos (hPa) medida pelos sensores da torre (AF: linha preta e BF: linha azul) e pela EMA (linha vermelha).

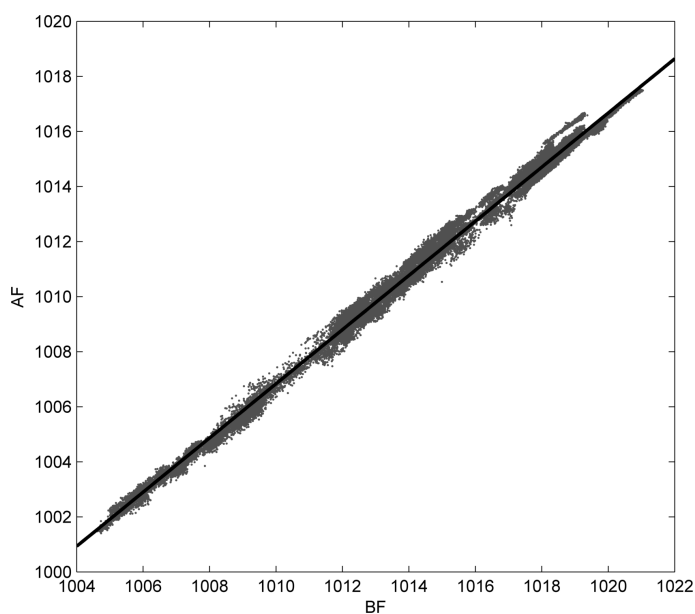


Figura 2.10 - Gráfico de dispersão para os dados da torre AF e BF.

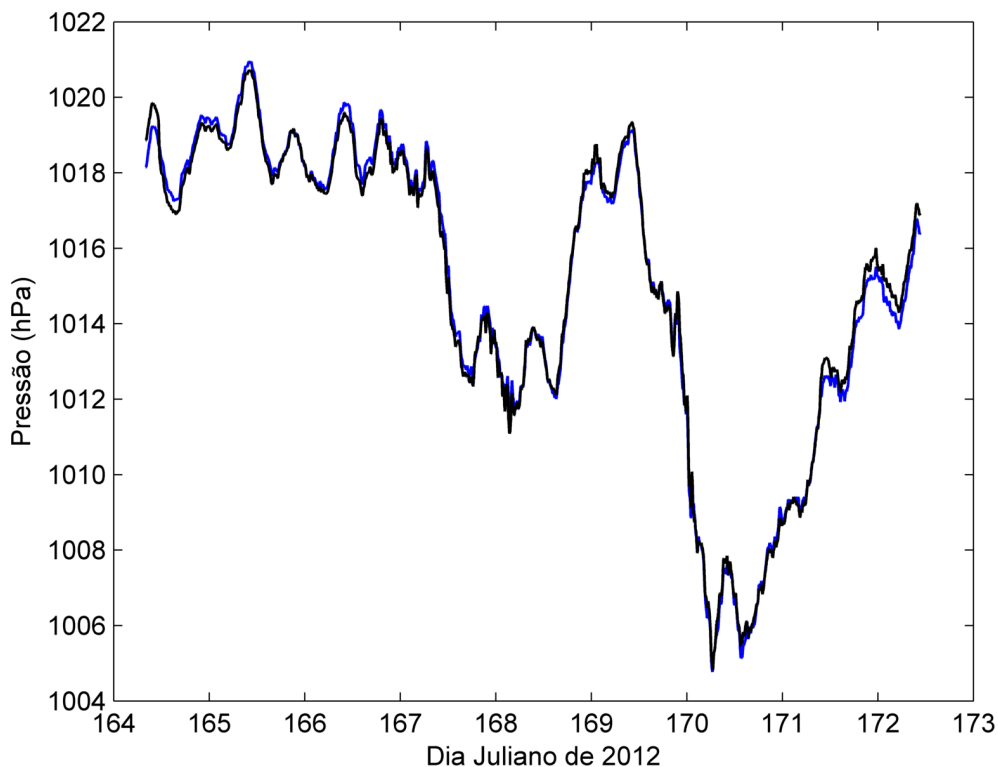


Figura 2.11 - Pressão atmosférica média de 15 minutos (hPa) com a correção de viés (linha preta) e pressão medida pela torre BF (linha azul).

2.4 Fluxos de calor e CO₂

2.4.1 Método da Covariância de Vórtices

Na CLAM, a turbulência é o mecanismo dominante de transferência vertical de umidade, calor, *momentum* e CO₂. A técnica da Covariância de Vórtices (CV) determina os fluxos turbulentos através da covariância entre as flutuações turbulentas da componente vertical da velocidade do vento com temperatura, concentração de vapor d'água e com a concentração de CO₂.

Neste trabalho são determinados os fluxos de calor e CO₂ através do Método da CV, que foi aplicado às medidas micrometeorológicas (AF): componente vertical da velocidade do vento e temperatura virtual (CSAT3), concentração de vapor d'água e CO₂ (LI-COR 7200).

Conforme descrito em Aubinet, Vesala e Papale (2012) e aplicadas em estudos como o apresentado por Weiss et al. (2007), pode-se definir o fluxo de calor sensível (H), calor latente (Le) e CO₂ (F_s), respectivamente, como:

$$H = \bar{\rho}_d C_p \overline{w' T'_v} \quad (2.2)$$

$$Le = \overline{\rho_d} L_v \overline{w' r'} \quad (2.3)$$

$$F_s = \overline{w' \rho'_s} + \frac{m_d \overline{\rho_s}}{m_v \overline{\rho_d}} \overline{w' \rho'_v} + \left(1 + \frac{m_d \overline{\rho_v}}{m_v \overline{\rho_d}} \right) \frac{\overline{\rho_s}}{\overline{T}} \overline{w' T'} \quad (2.4)$$

Nas equações acima, as barras representam a parte média de uma variável e as linhas representam a parte de perturbação. Sendo que $\overline{\rho_d}$ é a densidade média do ar seco determinada pela diferença entre a densidade do ar úmido (ρ) e a densidade de vapor d'água (ρ_v) medida pelo analisador de gás; ρ foi determinada a partir da Equação de Estado (Lei dos Gases Ideais):

$$\rho = \frac{p}{R_d T_v} \quad (2.5)$$

onde p é a pressão atmosférica medida pelo analisador de gás (LI-COR 7200); R_d é a constante dos gases para o ar seco ($R_d = 287 \text{ J.K}^{-1}\text{kg}^{-1}$); T_v é a temperatura virtual medida pelo anemômetro sônico (CSAT3); C_p e L_v são o calor específico à pressão constante e o calor latente de vaporização da água, respectivamente; $\overline{w' T'_v}$ representa a covariância estatística entre as variáveis w e T_v . De forma semelhante $\overline{w' r'}$ (Equação 2.3) é a covariância entre w e a razão de mistura (r) que pode ser expressa em termos de densidade do ar ($r = \rho_v / \rho_d$).

Na Equação 2.4, ρ_s é a concentração do CO_2 medida em mg.m^3 ; ρ_v é a concentração do H_2O medida em g.m^3 ; T é a temperatura virtual medida pelo anemômetro sônico (CSAT3) e; m_d e m_v são os pesos moleculares do ar seco e do vapor d'água ($m_d = 28,97 \text{ g.mol}^{-1}$ e $m_v = 18,01 \text{ g.mol}^{-1}$), respectivamente.

2.4.2 Método *bulk formulas*

Para determinar as estimativas dos fluxos de calor aplicou-se o método proposto por Fairall et al. (1996) que foi desenvolvido a partir da parametrização *bulk* descrita por Liu et al. (1979). O algoritmo foi desenvolvido com base na teoria de similaridade de Monin-Obukhov que considera o fluxo constante na camada superficial, compreendida nos 5 a 10% mais próximos da superfície (FOKEN, 2008). Fairall et al. (1996) desenvolveram e aplicaram a parametrização dos fluxos de calor em oceanos tropicais. Recentemente o modelo proposto por Fairall et al. (1996) foi aplicado no Oceano Atlântico Sul

(PEZZI et al., 2005, 2009; ACEVEDO et al., 2010). As estimativas dos fluxos de calor sensível (H) e latente (Le) são definidas da seguinte forma:

$$H = \rho C_p \overline{w'T'} = -\rho C_p u_* T_* \quad (2.6)$$

$$Le = \rho L_e \overline{w'q'} = -\rho L_e u_* q_* \quad (2.7)$$

Em que ρ é a densidade do ar, C_p é o calor específico do ar à pressão constante, L_e é o calor latente de vaporização e calculado com base na TSM, w' , T' e q' são as flutuações turbulentas da componente vertical do vento, temperatura e razão de mistura do vapor d'água, respectivamente.

A teoria de similaridade proposta por Monin e Obukhov descreve os perfis verticais das variáveis relacionadas ao fluxo de calor e turbulência na camada superficial em função dos parâmetros de escala de comprimento (L), de velocidade (u_*), de temperatura (T_*) e umidade (q_*), expressos como:

$$u_* = (c_d)^{\frac{1}{2}} S \quad (2.8)$$

$$T_* = -(c_T)^{\frac{1}{2}} (TSM - \Theta) \quad (2.9)$$

$$q_* = -(c_q)^{\frac{1}{2}} (q_s - q) \quad (2.10)$$

$$L = \frac{u_*^2 T}{\kappa g (T_* + 0,61 T q_*)} \quad (2.11)$$

Sendo que c_d , c_T e c_q são os coeficientes de transferência de *momentum*, calor e umidade; S e T são a velocidade média do vento e a temperatura do ar medidas em uma altura z ; Θ , q e q_s são a temperatura potencial, razão de mistura e razão de mistura de saturação do vapor d'água, respectivamente, que são obtidos a partir das observações *in situ* de temperatura do ar, umidade relativa e TSM; κ é a constante de von Karman e g é a gravidade.

Substituindo 2.8, 2.9, 2.10 em 2.6 e 2.7, temos:

$$H = \rho C_p (c_d)^{\frac{1}{2}} S (c_T)^{\frac{1}{2}} (TSM - \Theta) \quad (2.12)$$

$$Le = \rho L_e (c_d)^{\frac{1}{2}} S (c_q)^{\frac{1}{2}} (q_s - q) \quad (2.13)$$

Multiplicando c_T e c_d (Equação 2.14) obtemos o coeficiente de transferência turbulenta de calor sensível (C_h). Analogamente, a multiplicação de c_q e c_d resulta no coeficiente de transferência turbulenta de calor latente (Equação 2.15).

$$C_h = (c_T)^{\frac{1}{2}} (c_d)^{\frac{1}{2}} \quad (2.14)$$

$$C_e = (c_q)^{\frac{1}{2}} (c_d)^{\frac{1}{2}} \quad (2.15)$$

Os coeficientes de transferência turbulenta de calor sensível e latente dependem do parâmetro de estabilidade (ζ) (Equações 2.16, 2.17 e 2.18), que em condições neutras é considerado zero e do comprimento de rugosidade da temperatura, umidade e *momentum* considerado nas Equações 2.19, 2.20 e 2.21, respectivamente.

$$(c_T)^{\frac{1}{2}} = (c_{Tn})^{\frac{1}{2}} / \left[1 - \frac{(c_{Tn})^{\frac{1}{2}}}{ak} \psi_h(\zeta) \right] \quad (2.16)$$

$$(c_q)^{\frac{1}{2}} = (c_{qn})^{\frac{1}{2}} / \left[1 - \frac{(c_{qn})^{\frac{1}{2}}}{ak} \psi_h(\zeta) \right] \quad (2.17)$$

$$(c_d)^{\frac{1}{2}} = (c_{dn})^{\frac{1}{2}} / \left[1 - \frac{(c_{dn})^{\frac{1}{2}}}{k} \psi_u(\zeta) \right] \quad (2.18)$$

$$(c_{Tn})^{\frac{1}{2}} = \frac{ak}{\log \frac{z}{z_{oT}}} \quad (2.19)$$

$$(c_{qn})^{\frac{1}{2}} = \frac{ak}{\log \frac{z}{z_{oq}}} \quad (2.20)$$

$$(c_{dn})^{\frac{1}{2}} = \frac{k}{\log \frac{z}{z_o}} \quad (2.21)$$

Substituindo 2.14 e 2.15 em 2.12 e 2.13, temos:

$$H = \rho C_p C_h S (TSM - \Theta) \quad (2.22)$$

$$Le = \rho L_e C_e S (q_s - q) \quad (2.23)$$

As equações 2.22 e 2.23 representam as estimativas dos fluxos de calor sensível e latente, respectivamente, elaboradas com base na teoria de similaridade de Monin-Obukhov e no método proposto por Fairall et al. (1996). Essas estimativas dependem, além das observações *in situ*, das parametrizações dos coeficientes de transferência turbulenta de calor. O método *bulk formulas* foi aplicado utilizando-se os dados da torre e as medidas de TSM que foram obtidas pelo termosalinógrafo do navio.

2.5 Dados de reanálise

Estudos de Pezzi et al. (2005, 2009) e Acevedo et al. (2010) mostram que na ausência de forçantes de grande escala, atuando no Oceano Atlântico Sul, o contraste termal apresentado entre distintas correntes marinhas desse oceano modulam a CLAM. Para um melhor entendimento da modulação e comportamento da CLAM formada sobre as águas quentes e salinas da CB e frias e menos salinas da CCB, foram examinados os sistemas meteorológicos de grande escala que atuaram no período de estudo utilizando-se de dados de reanálise de alta resolução (SAHA et al., 2010, 2014) disponibilizados pelo *National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System versão 2 (CFSv2)*, na resolução espacial de 0.5 ° lat/long e resolução temporal de seis horas.

3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Com base nos dados de reanálise do CFSv2, foram analisadas as condições atmosféricas de grande escala e os casos de advecção térmica presentes no período do estudo. Com a elaboração destes campos meteorológicos foi possível identificar quando houve a passagem de sistemas transientes e sua influência no comportamento da CLAM, observada através dos dados das radiossondagens. O comportamento da CLAM foi analisado a partir dos perfis verticais de θ_v , q e UR. Médias do perfil vertical dessas variáveis sobre as águas oceânicas e as águas costeiras foram calculadas a fim de melhor descrever o comportamento médio da CLAM nas duas regiões. As águas de baixa salinidade oriundas do Rio da Prata ($S < 33$) foram observadas nos transectos 3, 4 e 5 quando os gradientes laterais de TSM foram mais intensos e houve o estabelecimento da frente oceanográfica CB/CCB. Para identificar o topo da CLAM foi utilizado o mesmo método empregado por Pezzi et al. (2009) e o método objetivo de Sullivan et al. (1998). Neste capítulo, esses resultados são apresentados para cada um dos cinco transectos realizados pelo navio.

3.1 Transecto 1

O Transecto 1 (T1) teve duração de 18 horas para sua realização. Foi feito no sentido do alto mar para a costa do Paraná, ao largo da Baía de Paranaguá, nas proximidades do paralelo $26^{\circ}S$, iniciando-se no dia 12 de junho às 13h (local). A análise sinótica das condições atmosféricas dominantes mostra a atuação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) com fraco gradiente de pressão atmosférica, decorrente de uma circulação ciclônica na baixa troposfera (Figura 3.1) que enfraqueceu localmente a ASAS. As observações de vento apresentaram magnitude de moderado a fraco, como pode ser verificado no campo espacial de advecção térmica (Figura 3.2). A condição de nebulosidade observada foi de céu com poucas nuvens como mostra a imagem de satélite do canal visível do dia 12 de junho (Figura 3.1). Verifica-se a presença de nuvens baixas (quentes) e por esse motivo, apresenta-se nesta análise a imagem do canal visível.

O T1 foi o transecto que apresentou o menor gradiente termal lateral de TSM ($0,02^{\circ}C.km^{-1}$), estando sobre influência das águas tropicais, com TSM maior do que a Tar durante todo o transecto (Tabela 3.1). Sobre as águas oceânicas de domínio da CB foram lançadas três radiossondas com TSM média de $22,3^{\circ}C$ e nas águas costeiras, com registro de TSM média de $21^{\circ}C$, foram feitas duas radiossondagens. Os perfis verticais médios de θ_v , e q (Figura 3.3) mostram a CLAM com comportamento semelhante nas

cinco radiossondagens, com uma camada de mistura bem desenvolvida com seu topo em torno de 700 m sobre as águas oceânicas e aproximadamente 1100 m sobre as águas costeiras. Observou-se nos perfis realizados durante o dia e sobre a CB uma camada superficial instável, como característica da fonte de calor na superfície.

Com base na condição atmosférica que não apresentou a atuação marcante de um sistema de grande escala e com a TSM maior do que a Tar no período, foi possível observar a influência das águas quentes no desenvolvimento da CLAM.

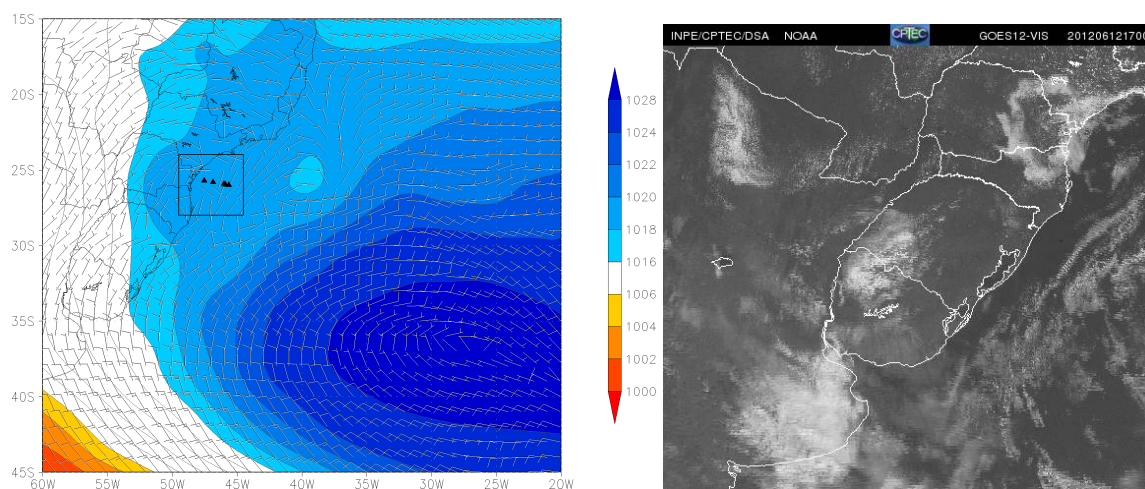


Figura 3.1 - Pressão ao nível do mar (hPa) e vento em 1000 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) médios no T1 (esquerda) e imagem do satélite GOES-12 do canal visível do dia 12 de junho de 2012 às 17 UTC. As estações meteorológicas estão indicadas pelos triângulos e a área em destaque corresponde à Figura 3.2.

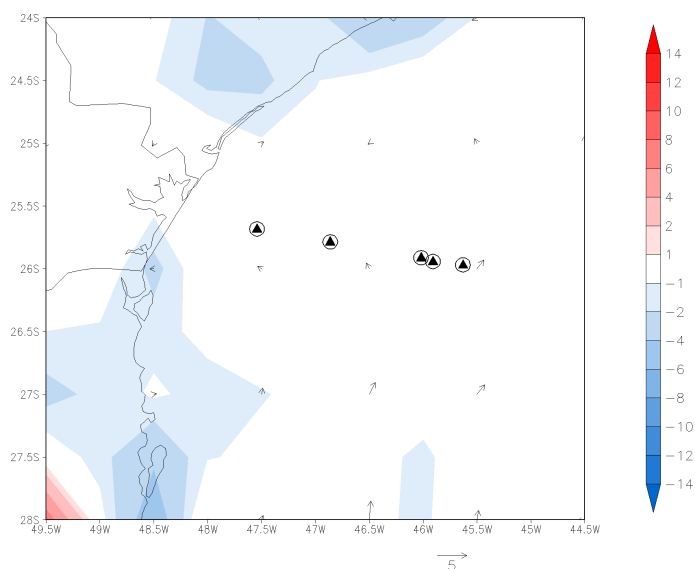


Figura 3.2 - Advecção térmica ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{dia}^{-1}$) e vento em 1000 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) no T1, entre às 12 UTC dos dias 12 e 13 de junho de 2012.

Tabela 3.1 - Informações da identificação, grupo (corrente oceânica), data, horário, altura do topo da CLAM, Tar e TSM observadas no T1.

Nº	Grupo	Data	Horário (local)	Altura (m)	Tar (°C)	TSM (°C)
01		12/06/2012	13:10	880	21.9	22.5
02	CB	12/06/2012	15:40	700	21.9	22.3
03		12/06/2012	18:10	690	21.0	22.0
04	CCB	13/06/2012	00:20	1010	20.6	21.1
05		13/06/2012	06:45	1300	20.4	20.8

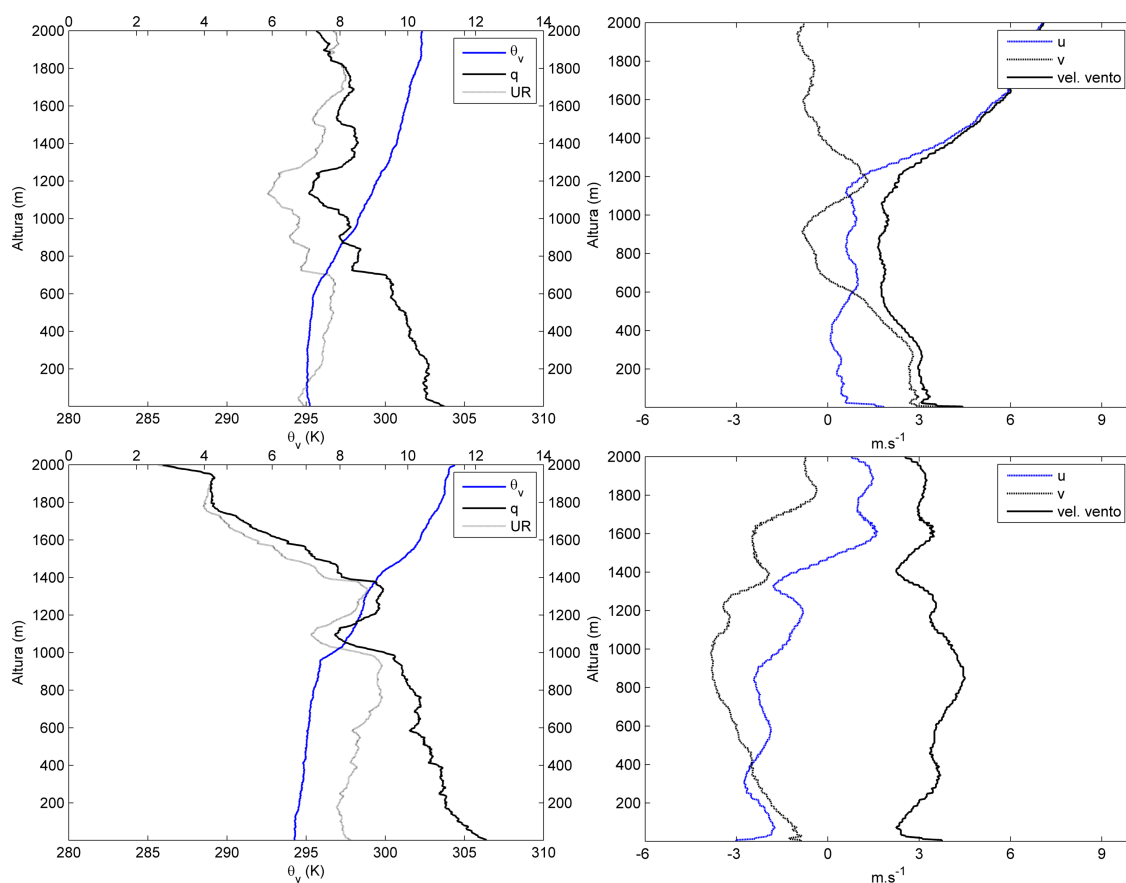


Figura 3.3 - Perfil vertical médio de θ_v [K], q [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] e UR [$\times 10^1\%$] (esquerda) e magnitude do vento [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] (direita) sobre a CB (superior) e sobre a CCB (inferior) para o T1.

3.2 Transecto 2

O Transecto 2 (T2) teve duração de 25 horas para ser completado e foi realizado a partir da região costeira na faixa de latitude da cidade de Itajaí (27 °S, SC) em direção ao alto mar, iniciando-se no dia 13 de junho. No decorrer do T2 a condição da grande escala predominante foi a atuação da ASAS (Figura 3.4), que produziu, na sua parte oeste, ventos médios na superfície de norte/nordeste sobre o experimento. Esse transecto cruzou primeiramente as águas costeiras, com TSM média de 19,9 °C, aumentando para 22,8 °C sobre águas oceânicas. O gradiente lateral máximo de TSM apresentou valores em torno de 0,2 °C.km⁻¹.

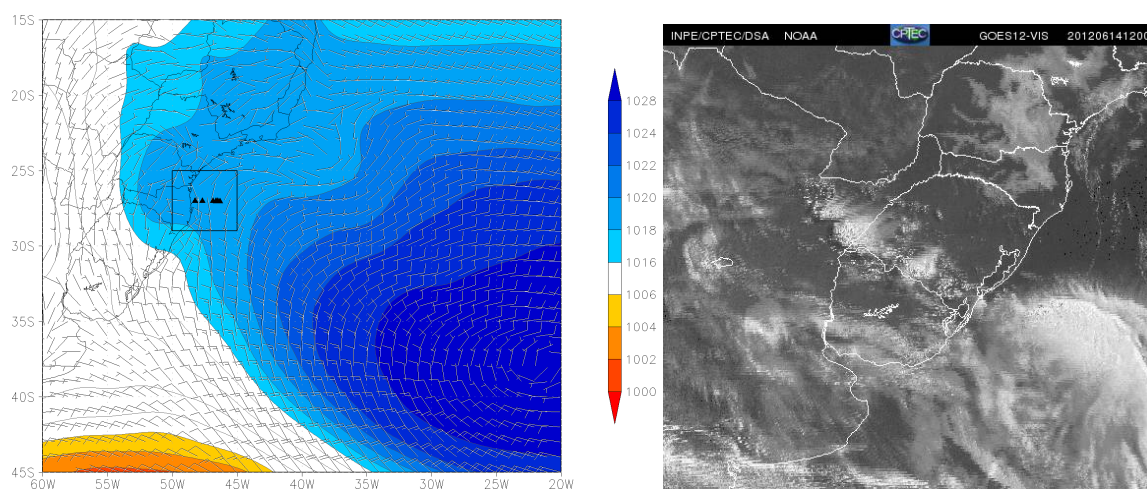


Figura 3.4 - Pressão ao nível do mar (hPa) e vento em 1000 hPa (m.s⁻¹) médios no T2 (esquerda) e imagem do satélite GOES-12 do canal visível do dia 14 de junho de 2012 às 12 UTC.

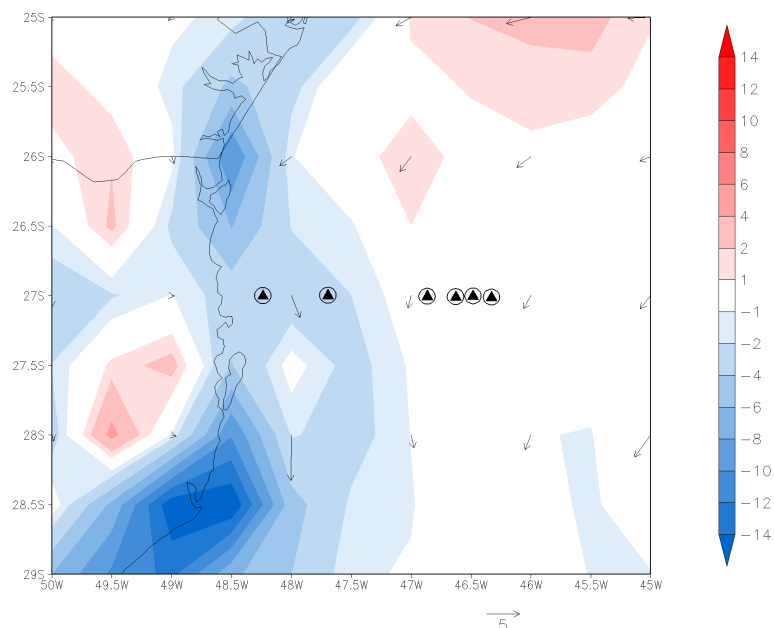


Figura 3.5 - Advecção térmica (°C.dia⁻¹) e vento em 1000 hPa (m.s⁻¹) no T2, entre às 18 UTC dos dias 13 e 14 de junho de 2012.

Foram feitas duas radiossondagens sobre região costeira, contudo a segunda radiossonda transmitiu dados somente nos primeiros 1000 m e nessa análise seus dados não estão sendo considerados. A primeira radiossonda apresentou nos primeiros metros da atmosfera uma camada superficial estável e com acúmulo de umidade em superfície devido a um máximo de vento em baixos níveis, com topo da camada em 1100 m (Figura 3.6). Esse comportamento encontra-se similar ao que foi analisado em Acevedo et al. (2010) sobre as águas frias da frente oceanográfica formada sobre a região da CBM.

Sobre as águas oceânicas, na área de domínio da CB, o comportamento observado foi distinto quando comparado à primeira radiossondagem. O perfil vertical médio apresentou uma camada de mistura espessa e turbulenta, com perfil de temperatura, umidade e vento constantes com a altura. O topo da CLAM esteve em torno de 1300 m (Figura 3.6). É possível notar a assinatura da CB como forçante da instabilidade verificada nos primeiros metros da atmosfera. Nesse transecto, pode-se verificar a diferença no comportamento da CLAM formada sobre distintas massas de água e sob a influência do mesmo sistema de grande escala.

Tabela 3.2 - Informações da identificação, grupo (corrente oceânica), data, horário, altura do topo da CLAM, Tar e TSM observadas no T2.

Nº	Grupo	Data	Horário (local)	Altura (m)	Tar (°C)	TSM (°C)
06	CCB	13/06/2012	17:25	1110	19.9	20.2
07		13/06/2012	22:05	—	19.6	19.4
08	CB	14/06/2012	08:20	1450	21.7	21.4
09		14/06/2012	11:50	1310	23.8	23.2
10		14/06/2012	13:50	1330	22.6	23.0
11		14/06/2012	16:00	1390	22.6	23.8

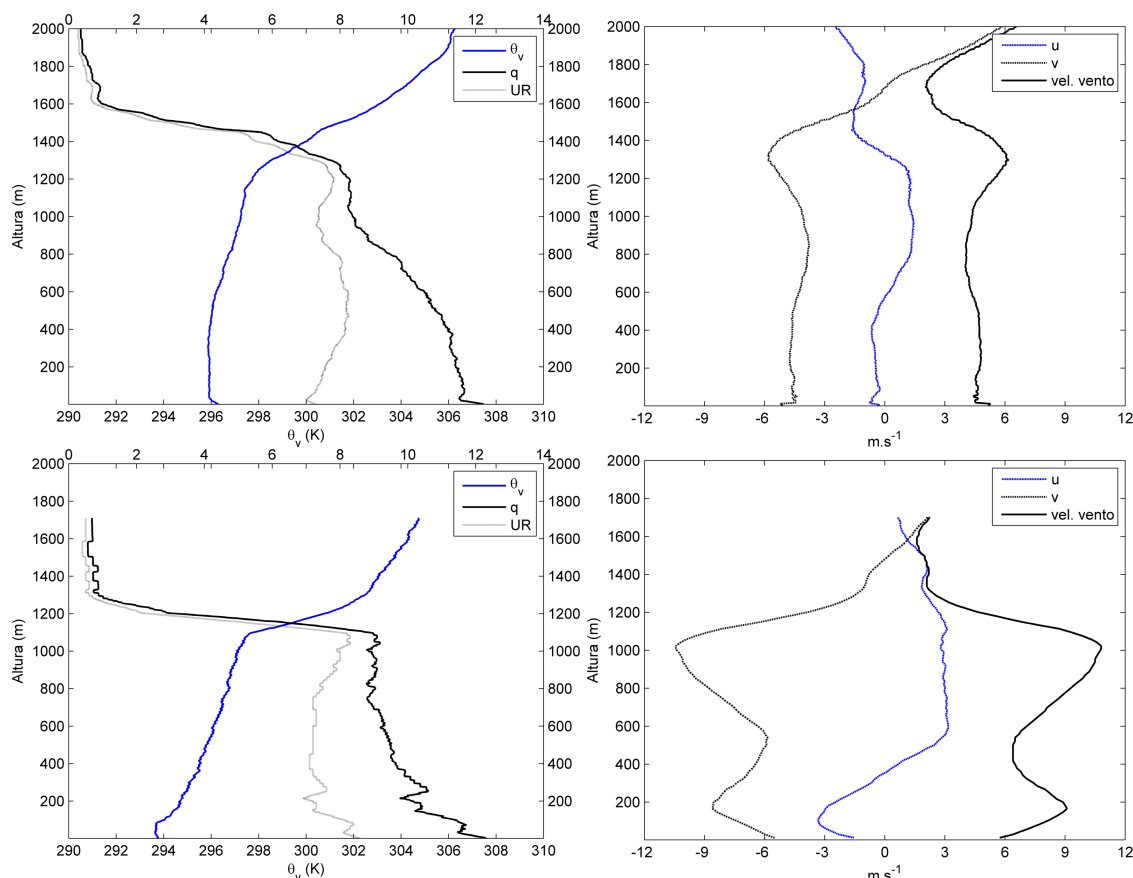


Figura 3.6 - Perfil vertical médio de θ_v [K], q [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] e UR [$\times 10^1\%$] (esquerda) e magnitude do vento [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] (direita) sobre a CB (superior) e sobre a CCB (inferior) para o T2.

3.3 Transecto 3

O Transecto 3 (T3) durou 36 horas para ser completado. Partiu das águas da CB em direção à costa de Araranguá (SC) no dia 15 de junho e cruzou a frente oceanográfica CB/CCB no dia 16. Ao longo do T3 houve a passagem de uma frente fria e um caso de advecção fria que foi estabelecida durante os dias 16 e 17 (Figura 3.7 e 3.8). Da mesma forma que no T1 e T2, a Tar foi menor do que a TSM. No dia 15 a ASAS deslocou-se para leste e na madrugada do dia 16 ocorreu a passagem da frente fria sobre o local do experimento. Foram aplicados os critérios objetivos descritos em Andrade (2005) nos dados do CFSv2, que determinam a passagem da frente fria pelo aumento de pressão atmosférica, queda na Tar e mudança na componente meridional do vento em 925 hPa (Figura 3.9).

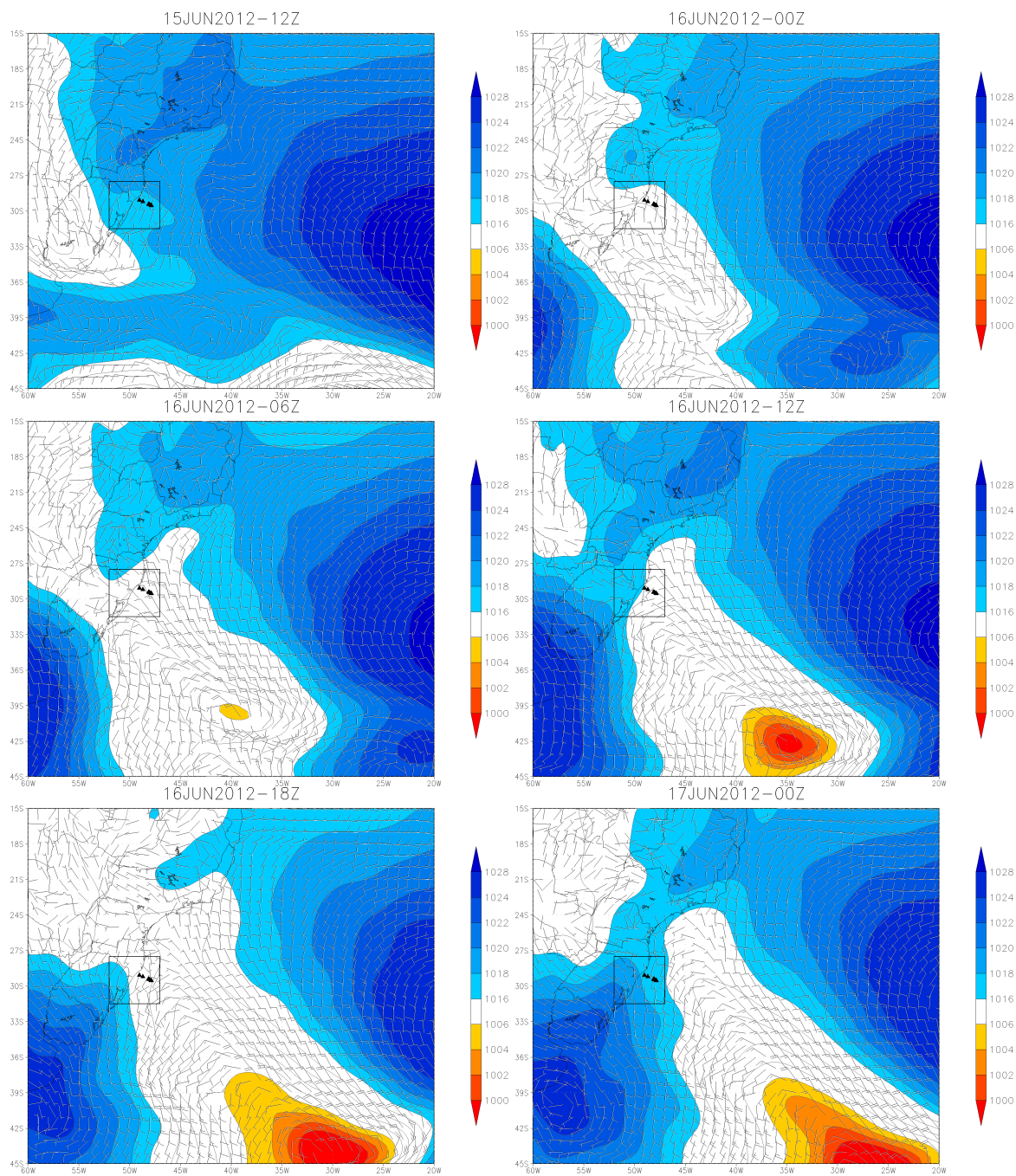


Figura 3.7 - Pressão ao nível do mar (hPa) e vento em 1000 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) nos dias 15/06/2012 (12Z), 16/06/2012 (00, 06, 12 e 18Z) e 17/06/2012 (00Z), respectivamente.

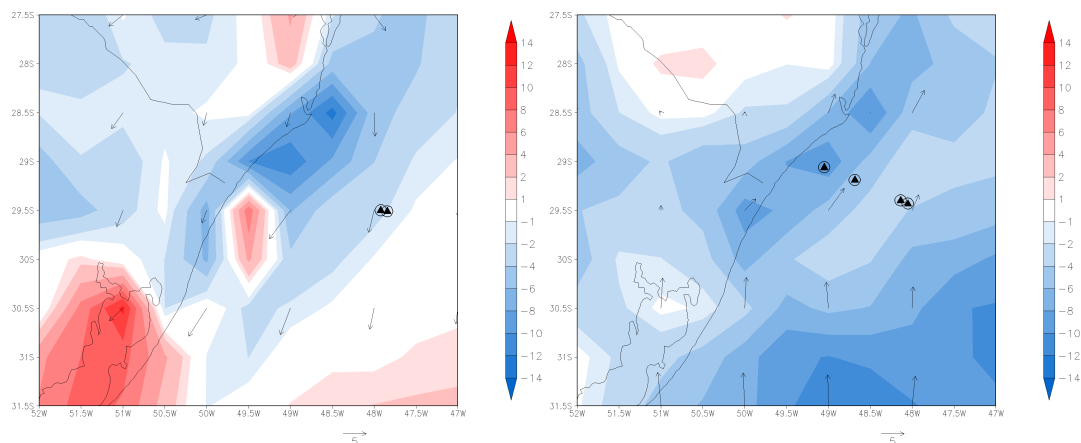


Figura 3.8 - Advecção térmica ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{dia}^{-1}$) e vento em 1000 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) nos dias 15 (esquerda) e 16 (direita) de junho de 2012.

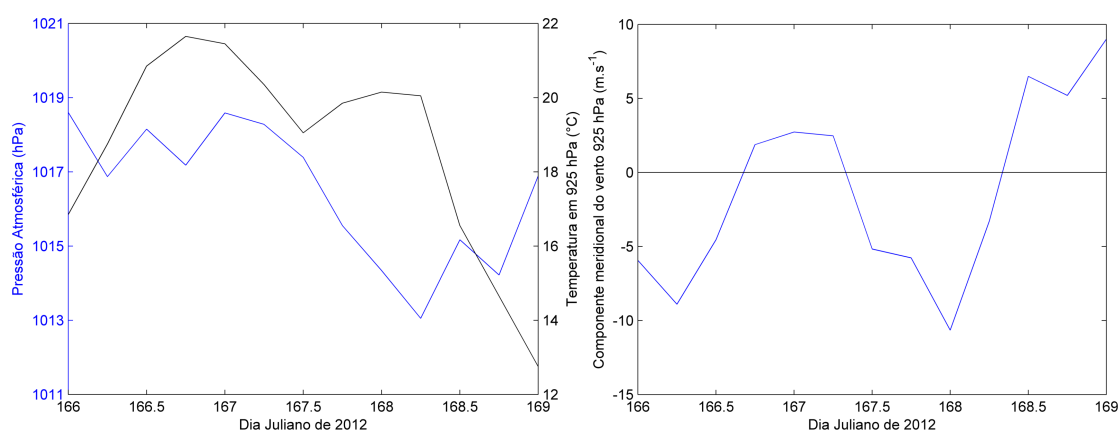


Figura 3.9 - Pressão ao nível do mar (hPa), temperatura em 925 hPa ($^{\circ}\text{C}$) (esquerda) e componente meridional do vento em 925 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) (direita), durante a passagem da frente fria.

Através de duas radiossondagens, lançadas no dia 15, foi possível caracterizar a CLAM na condição pré-frontal, sobre as águas da CB com TSM média de $21,2^{\circ}\text{C}$ e com fraca advecção local fria (Figura 3.8). O perfil vertical médio de θ_v e q mostra o desenvolvimento de uma camada de mistura espessa com topo em torno de 800 m (Figura 3.10).

No dia 16 foram lançadas radiossondagens em horários próximos aos lançamentos do dia 15 (Tabela 3.3). Neste momento a atmosfera estava na transição para uma condição pós-frontal e, sobre a CB, a CLAM modificou-se com respeito ao perfil médio tomado no dia anterior o que resultou em uma camada mais estratificada (Figura 3.11).

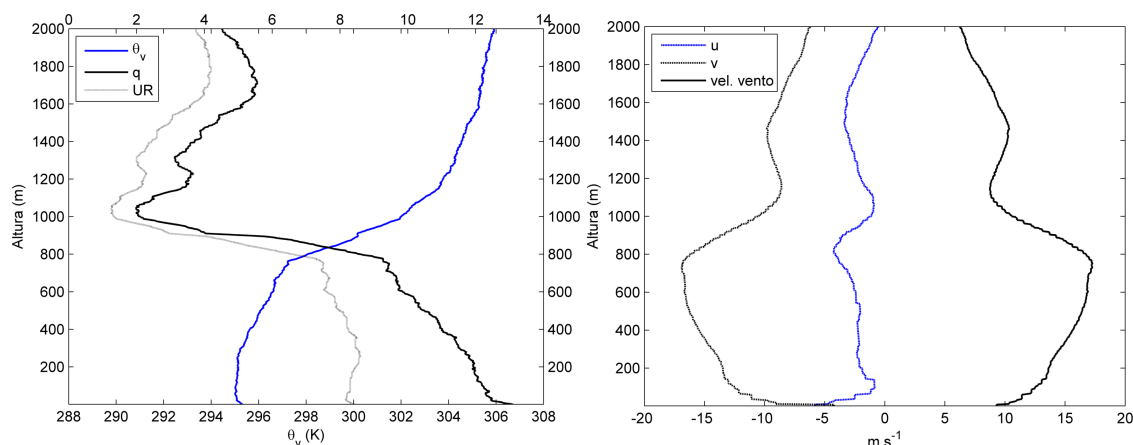


Figura 3.10 - Perfil vertical médio de θ_v [K], q [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] e UR [$\times 10^1\%$] (esquerda) e magnitude do vento [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] (direita) sobre a CB no dia 15 de junho de 2012.

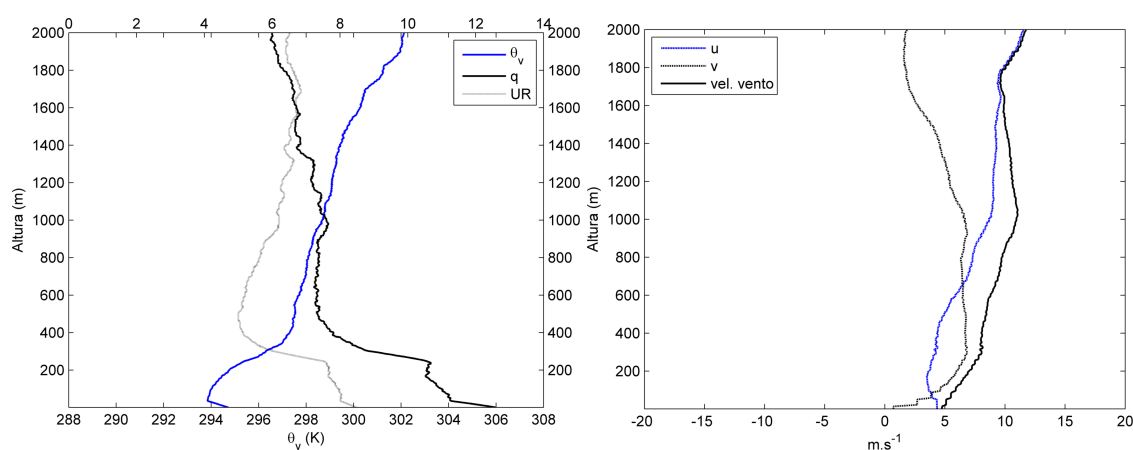


Figura 3.11 - Similar à Figura 3.10 para o dia 16 de junho de 2012.

A Figura 3.8 mostra a advecção fria associada à massa de ar fria pós-frontal que avança sobre o OAS e que penetra no sudeste da AS no dia 16. Nesta etapa do experimento, mais duas sondagens foram realizadas sobre a CCB (TSM média de $19,2^\circ\text{C}$). A estrutura vertical foi mais estratificada, o que denota a transição para uma condição mais estável e a camada de mistura pode ser observada próxima à superfície com um máximo de magnitude do vento em torno de 300 m, onde inicia-se uma camada mais estratificada. Os resultados apontam para forte contribuição dos efeitos das correntes marinhas ao longo da frente oceanográfica CB/CCB, somados à passagem do sistema transiente de grande escala, na modulação da CLAM como indicado por Acevedo et al. (2010) para a região da CBM.

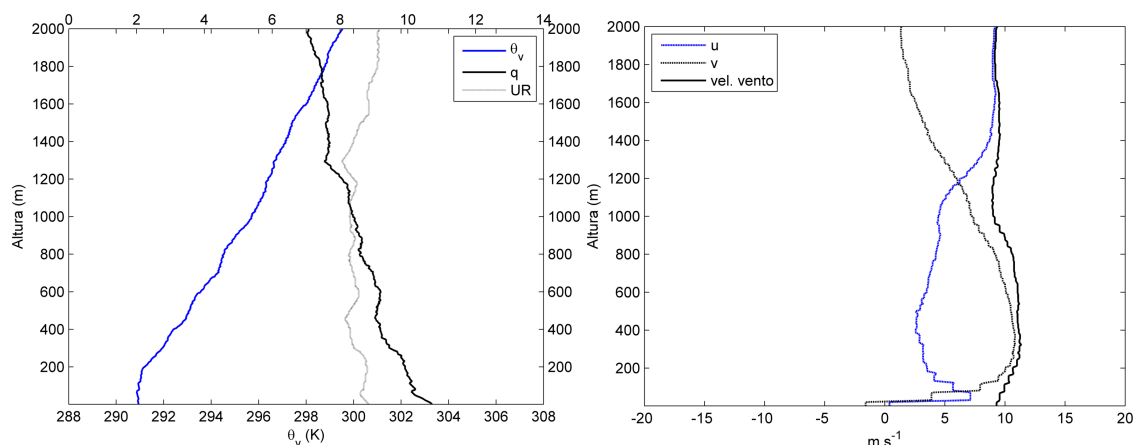


Figura 3.12 - Similar à Figura 3.10 sobre a CCB no dia 16 de junho de 2012.

Tabela 3.3 - Informações da identificação, grupo (corrente oceânica), data, horário, altura do topo da CLAM, Tar e TSM observadas no T3.

Nº	Grupo	Data	Horário (local)	Altura (m)	Tar (°C)	TSM (°C)
12		15/06/2012	11:05	770	21.2	21.4
13	CB	15/06/2012	12:50	970	21.1	21.7
14		16/06/2012	11:20	250	21.2	22.0
15		16/06/2012	13:30	320	19.7	20.9
16	CCB	16/06/2012	18:35	390	17.9	18.3
17		16/06/2012	22:40	1200	16.6	18.8

3.4 Transecto 4

O Transecto 4 (T4) durou 10 horas para ser realizado. Ele foi feito no sentido do alto mar para a costa do município de Mostardas (RS), nas proximidades do paralelo 31 °S, iniciando-se no dia 17 de junho às 22 h (local). Neste período formou-se um ciclone extratropical no continente sobre o estado do RS que, durante seu deslocamento em direção ao OAS, passou pelo local do T4 e causou uma mudança na direção do vento, de nordeste para noroeste. A banda de nebulosidade com curvatura ciclônica pode ser observada na imagem de satélite (Figura 3.13).

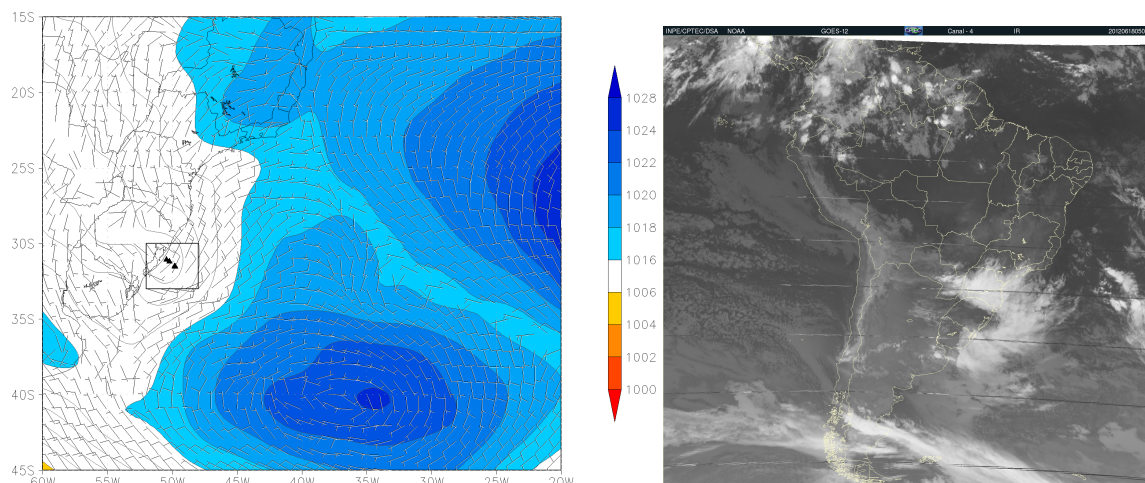


Figura 3.13 - Pressão ao nível do mar (hPa) e vento em 1000 hPa (m.s^{-1}) médios no T4 (esquerda) e imagem do satélite GOES-12 do canal infravermelho do dia 18 de junho de 2012 às 5 UTC.

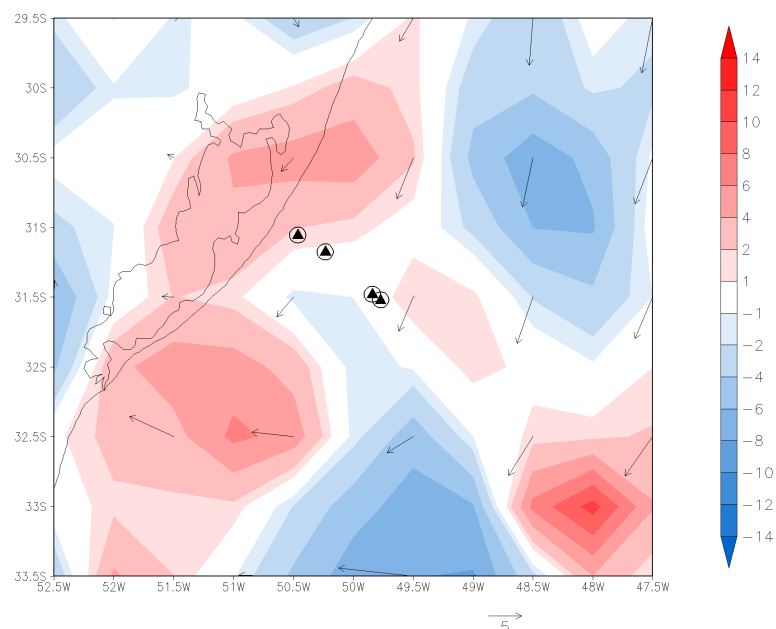


Figura 3.14 - Advecção térmica ($^{\circ}\text{C.dia}^{-1}$) e vento em 1000 hPa (m.s^{-1}) no T4, entre às 18 UTC dos dias 17 e 18 de junho de 2012.

Durante duas radiossondagens realizadas sobre a CB, a TSM foi maior do que a Tar, $19,6^{\circ}\text{C}$ e $17,9^{\circ}\text{C}$, respectivamente. Os perfis verticais da θ_v e q obtidos nesta condição foram similares e mostraram topo da CLAM em aproximadamente 700 m com uma camada bem misturada. A diferença de temperatura atmosfera-oceano foi distinta sobre a primeira radiossondagem realizada na CCB. Nessa, a TSM ($16,8^{\circ}\text{C}$) foi menor do que a Tar ($17,6^{\circ}\text{C}$), condição essa que estabelece uma ligeira camada estável com um acúmulo de umidade e um máximo de velocidade do vento em aproximadamente 500 m. Durante a última sondagem do T4, mais próxima da costa, a diferença de temperatura atmosfera-oceano foi menor, e o comportamento médio do perfil vertical da θ_v e q mostra uma camada bem misturada até 500 m. A partir dessa altura foi estabelecida uma

estratificação de θ_v bem pronunciada até o topo da CLAM, em aproximadamente 630 m.

Tabela 3.4 - Informações da identificação, grupo (corrente oceânica), data, horário, altura do topo da CLAM, Tar e TSM observadas no T4.

Nº	Grupo	Data	Horário (local)	Altura (m)	Tar (°C)	TSM (°C)
18	CB	17/06/2012	21:55	600	18.4	19.9
19		18/06/2012	01:20	800	16.9	19.4
20	CCB	18/06/2012	05:30	590	17.6	16.8
21		18/06/2012	08:00	670	16.8	17.0

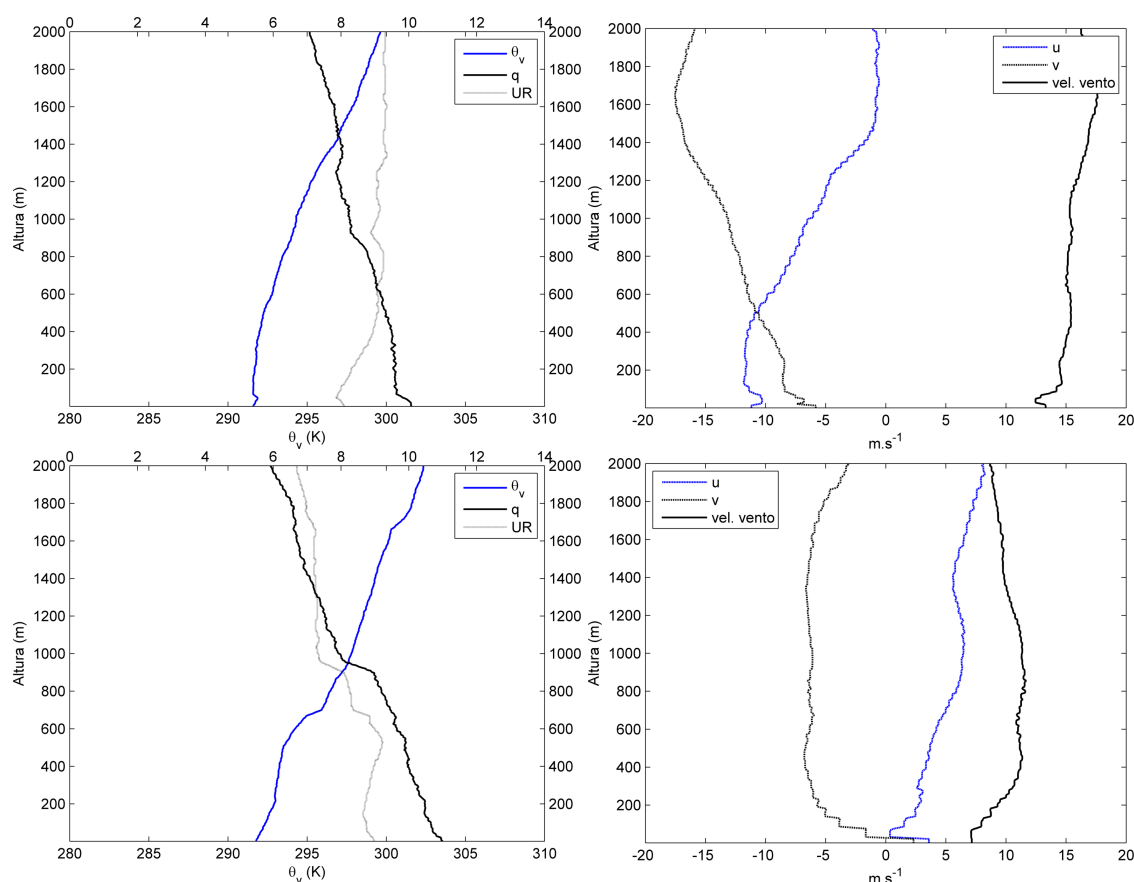


Figura 3.15 - Perfil vertical médio de θ_v [K], q [g.kg^{-1}] e UR [$\times 10^1\%$] (esquerda) e magnitude do vento [m.s^{-1}] (direita) sobre a CB (superior) e sobre a CCB (inferior) para o T4.

3.5 Transecto 5

O Transecto 5 (T5) demorou 16 h para ser completado e ocorreu ao longo do dia 19 de junho de 2012 partindo do alto mar em direção à costa do Chuí (RS). Foi observada a presença de uma massa de ar fria pós-frontal sobre o Oceano Atlântico Sul e a costa sudeste do Brasil (Figura 3.16) associada a um caso de advecção fria bem estabelecida

(Figura 3.17). Durante a realização das estações oceanográficas e meteorológicas, a pressão atmosférica observada variou entre 1012,5 hPa e 1015,1 hPa sendo, na média, de 1013,7 hPa . A nebulosidade, identificada na imagem do satélite GOES-12 do canal visível, mostra a presença de nuvens *cumulus* rasas que se formam na incursão da massa de ar polar (fria e seca) sobre o oceano mais aquecido (Figura 3.16).

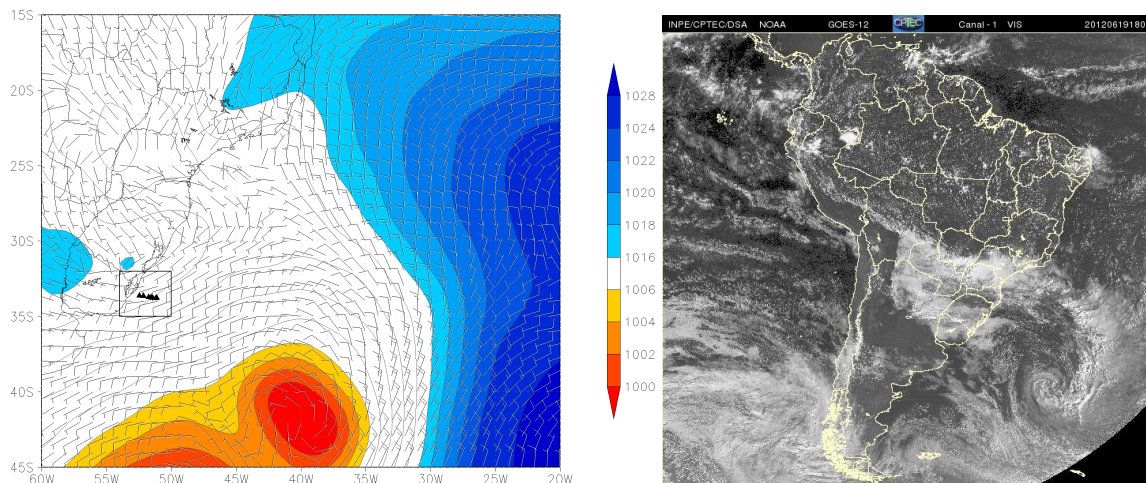


Figura 3.16 - Pressão ao nível do mar (hPa) e vento em 1000 hPa ($m.s^{-1}$) médios no T5 (esquerda) e imagem do satélite GOES-12 do canal visível do dia 19 de junho de 2012 às 18 UTC.

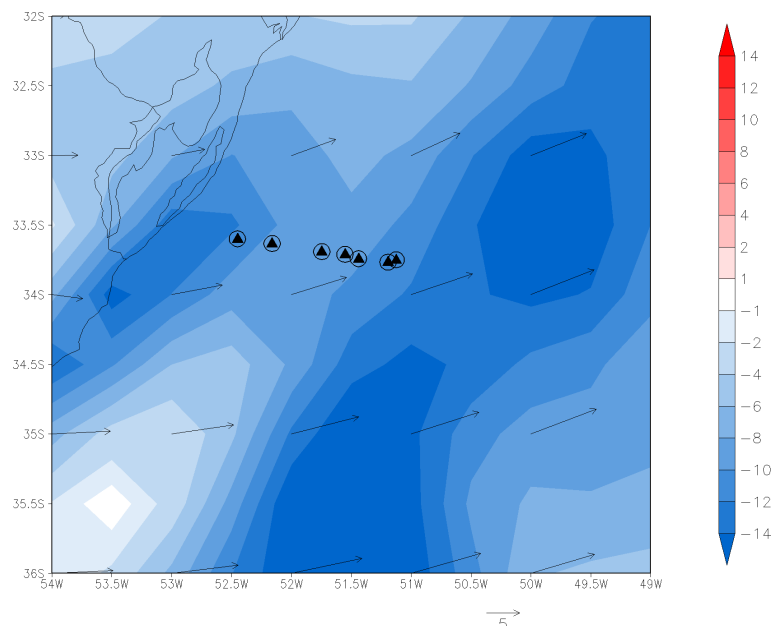


Figura 3.17 - Advecção térmica ($^{\circ}C.dia^{-1}$) e vento em 1000 hPa ($m.s^{-1}$) no T5, entre às 06 UTC dos dias 19 e 20 de junho de 2012.

O gradiente lateral máximo de TSM encontrado entre a CB e a CCB durante o T5 (cerca de $0,25^{\circ}C.km^{-1}$) foi o mais intenso ao longo de todos os transectos analisados aqui e encontra-se na mesma ordem de grandeza de valores, $0,1^{\circ}C.km^{-1}$, encontrados por Souza (2000).

Os dados das radiossondagens foram tomados primeiramente sobre a CB (quatro lançamentos) e então sobre a CCB (três lançamentos) (Tabela 3.5). Com base no comportamento médio de θ_v e q (Figura 3.18), observou-se que sobre o lado quente da frente, na área de domínio da CB, com TSM média de $18\text{ }^\circ\text{C}$, uma CLAM espessa e turbulenta, com uma altura média de 900 m. No lado frio da frente oceanográfica onde predominam águas da CCB, com TSM média de $14,5\text{ }^\circ\text{C}$, a CLAM apresentou uma camada de mistura mais rasa, cerca de 700 m. Credita-se a existência da camada de mistura em ambos os lados da frente CB/CCB ao fato da TSM ter permanecido maior do que a Tar durante todo o T5 (Tabela 3.5). A presença da CCB e a diminuição da Tar favoreceu uma menor diferença entre a TSM e Tar, o que gerou uma camada de mistura mais rasa.

Tabela 3.5 - Informações da identificação, grupo (corrente oceânica), data, horário, altura do topo da CLAM, Tar e TSM observadas no T5.

Nº	Grupo	Data	Horário (local)	Altura (m)	Tar ($^\circ\text{C}$)	TSM ($^\circ\text{C}$)
22	CB	19/06/2012	09:45	1040	14.2	18.5
23		19/06/2012	12:55	1180	13.9	17.0
24		19/06/2012	15:20	920	13.0	19.5
25		19/06/2012	17:30	830	12.6	17.0
26	CCB	19/06/2012	19:15	820	12.4	14.8
27		19/06/2012	22:40	660	11.2	14.7
28		20/06/2012	01:45	580	11.5	14.4

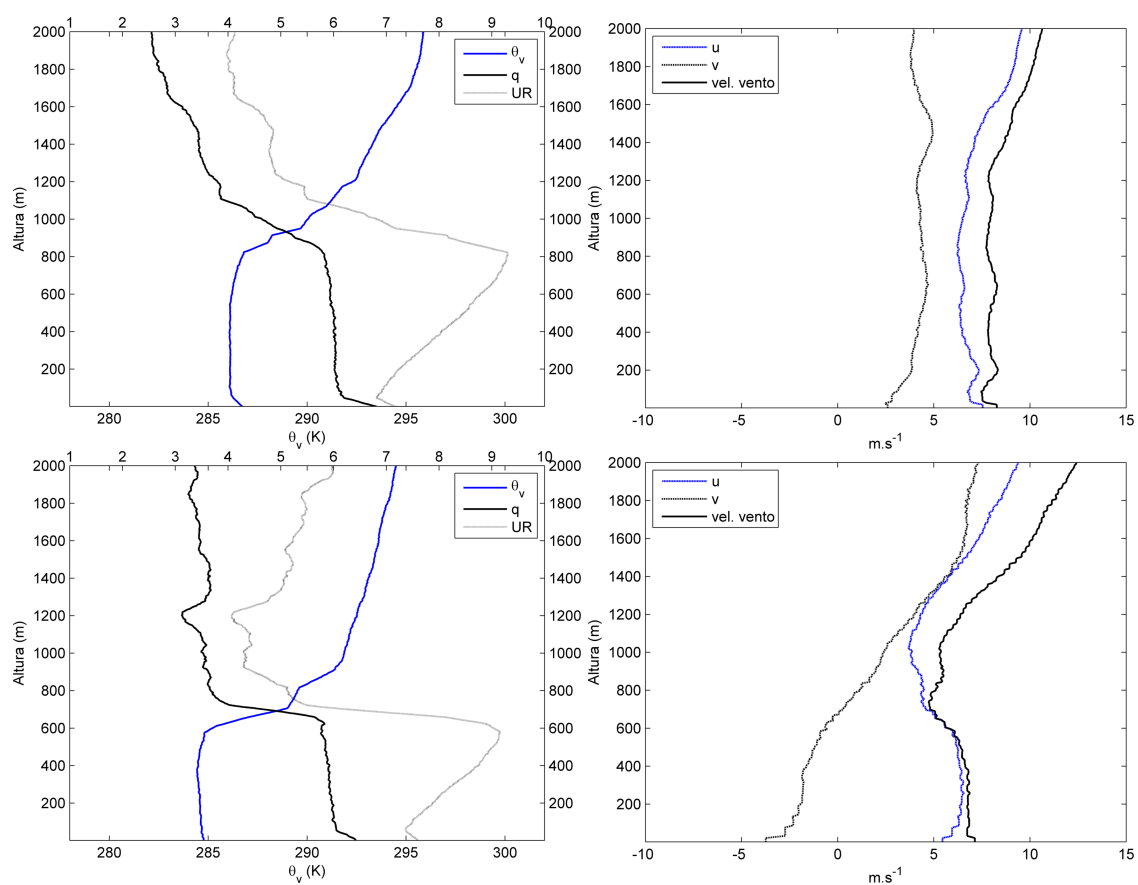


Figura 3.18 - Perfil vertical médio de θ_v [K], q [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$] e UR [$\times 10^1\%$] (esquerda) e magnitude do vento [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] (direita) sobre a CB (superior) e sobre a CCB (inferior) para o T5.

Com base na análise das condições meteorológicas de grande escala e nos dados oceanográficos que foram analisados para cada um dos transectos, observou-se que o comportamento da CLAM é modulado pela presença do sistema sinótico e também pela TSM.

Durante o T1 não houve a passagem de um sistema baroclínico na área de estudo, tendo sido observada a mesma condição de grande escala em ambos os lados da frente oceanográfica (atuação da ASAS). Nesse caso, o gradiente termal entre a CB e CCB foi o menor apresentado entre todos os transectos analisados aqui. Com a TSM maior do que a Tar se observou uma CLAM espessa e turbulenta em ambos os lados da frente oceanográfica CB/CCB.

No T2, ainda sob a influência do mesmo sistema sinótico (ASAS), mas com um padrão de advecção térmica local diferente, ilustra o caso de uma leve advecção fria durante as radiossondagens realizadas na CCB, onde se observou um comportamento distinto da CLAM nos lados quente e frio da frente. Ao longo da CB (sem advecção) a CLAM apresentou-se espessa e turbulenta. Já, durante o trajeto do navio sobre a CCB e numa situação de advecção fria, a CLAM mostrou-se estratificada.

No T3 houve a passagem de uma frente fria sobre a área de amostragem e foi possível analisar o comportamento da CLAM na condição pré-frontal sobre a CB (sem a identificação de uma condição advectiva quente estabelecida) e durante a passagem da frente fria sobre a área de domínio das duas correntes oceânicas, CB e CCB. Sobre a CB, foram analisadas duas condições atmosféricas e observada uma mudança na CLAM, de espessa e turbulenta no dia anterior à passagem do sistema para uma camada mais rasa e estratificada no dia da passagem. Essa mesma condição foi observada durante a passagem sobre a CCB. Acevedo et al. (2010) mostrou comportamento da CLAM semelhante durante a Operação Antártica 23 (novembro de 2004) que ocorreu durante a passagem de uma frente fria ao longo da frente CB/CM.

O T4 foi realizado durante a formação de um ciclone extratropical no RS, e os perfis verticais individuais são bastante semelhantes para ambos os lados quente e frio da frente oceanográfica CB/CCB. Apesar do sistema meteorológico ser distinto, esses resultados corroboram com os mostrados para a Operação Antártica 25 (outubro de 2006) por Acevedo et al. (2010) em um caso de advecção quente.

O T5 ocorreu durante a incursão de uma massa de ar fria, que resultou em um caso bem configurado de advecção fria (Figura 3.19) e com o maior gradiente lateral de TSM entre a CB e CCB verificado ao longo dos transectos. A diminuição da Tar manteve TSM maior, e essa diferença entre as temperaturas do ar e do mar favoreceu uma transferência de calor do oceano para a atmosfera mantendo a CLAM espessa e turbulenta e com maior altura no lado quente da frente.

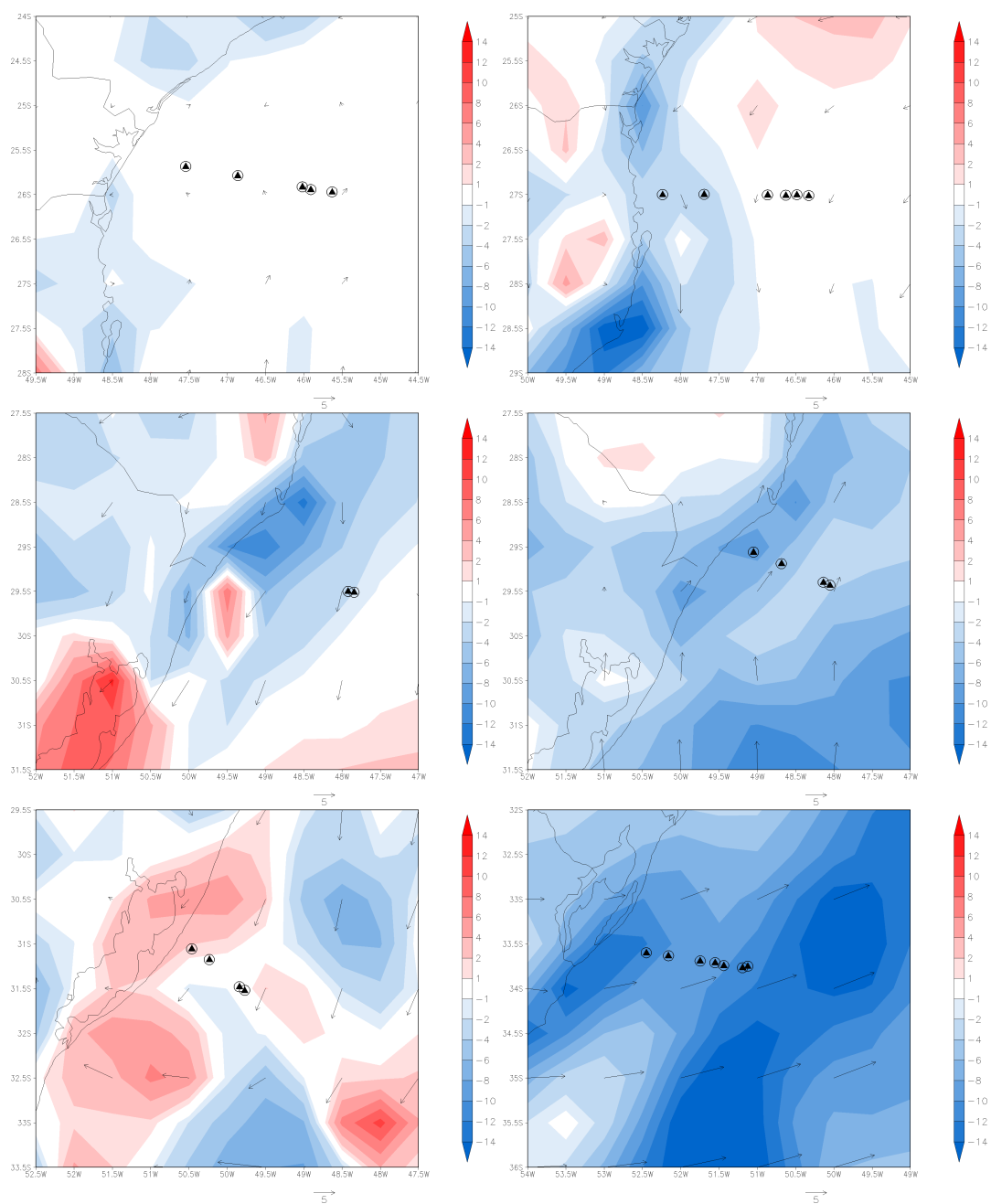


Figura 3.19 - Advecção térmica ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{dia}^{-1}$) e vento em 1000 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) para T1 e T2 (superior), T3 (intermediária) e T4 e T5 (inferior).

3.6 Análise dos fluxos de calor e CO₂

Nessa seção são apresentados os fluxos de calor e CO₂ obtidos através da aplicação do método da CV e os fluxos de calor estimados pelo método *bulk formulas*. Os dois métodos foram aplicados nos dados coletados pela torre micrometeorológica.

Primeiramente, é mostrada a distribuição temporal dos fluxos de calor pelos dois métodos. Posteriormente, os resultados são apresentados por transecto a fim de analisar os efeitos das águas costeiras, oceânicas e do contraste termal gerado pela presença da frente oceanográfica CB/CCB na distribuição longitudinal dos fluxos. E, por fim, é analisada a distribuição espacial do fluxo de CO₂ durante todo o cruzeiro ACEX/SIMTECO. Os valores positivos de fluxos indicam fluxos do oceano para a atmosfera e os negativos indicam fluxos da atmosfera para o oceano.

As figuras 3.20 e 3.21 mostram o fluxo de calor sensível (H) obtido pelos métodos da CV e *bulk formulas* durante o cruzeiro, sem e com aplicação de um filtro de média móvel de duas horas, respectivamente. De forma similar, são apresentados nas figuras 3.23 e 3.24 os fluxos de calor latente (Le). Observa-se que a variabilidade e magnitude de H são bastante semelhantes entre os dois métodos e pequenas diferenças na magnitude de H podem ser observadas ao longo do período analisado (Figura 3.21 e 3.22). Com respeito à distribuição temporal de Le (Figura 3.24), as magnitudes apresentadas pelos métodos diferem substancialmente e o método *bulk formulas* superestima o Le comparando-se com o método da CV (Figura 3.25). Contudo, a variabilidade de Le é similarmente representada pelos dois métodos incluindo a direção predominante do fluxo na interface oceano-atmosfera.

De maneira geral, os fluxos médios de calor calculados pelo método da CV apresentaram valores positivos (Tabela 3.6), e isso ocorre quando a TSM encontra-se maior do que a Tar o que indica que a superfície do mar atua como uma fonte de calor para a atmosfera, padrão verificado na maior parte do período.

Tabela 3.6 - Tar, TSM e Fluxos de calor sensível e latente ($W.m^{-2}$) sobre a CB e CCB (Método da CV).

T	CB				CCB			
	Tar (°C)	TSM (°C)	H ($W.m^{-2}$)	Le ($W.m^{-2}$)	Tar (°C)	TSM (°C)	H ($W.m^{-2}$)	Le ($W.m^{-2}$)
1	21,6	22,3	3,8±3,5	24,8±16,5	20,5	21,0	0,5±1,5	2,6±6,5
2	21,9	22,8	7,4±5,1	21,3±17,7	19,7	19,9	-2,7±4,3	-0,5±5,3
3	20,2	21,2	12,7±10,8	10,4±18,9	17,4	19,2	17,4±14,7	7,9±16,9
4	17,9	19,6	39,1±40,0	35,6±51,4	17,5	16,9	-8,0±5,4	-2,6±6,8
5	13,6	19,1	84,4±33,9	65,5±47,2	11,8	15,0	32,9±10,1	17,7±19,0

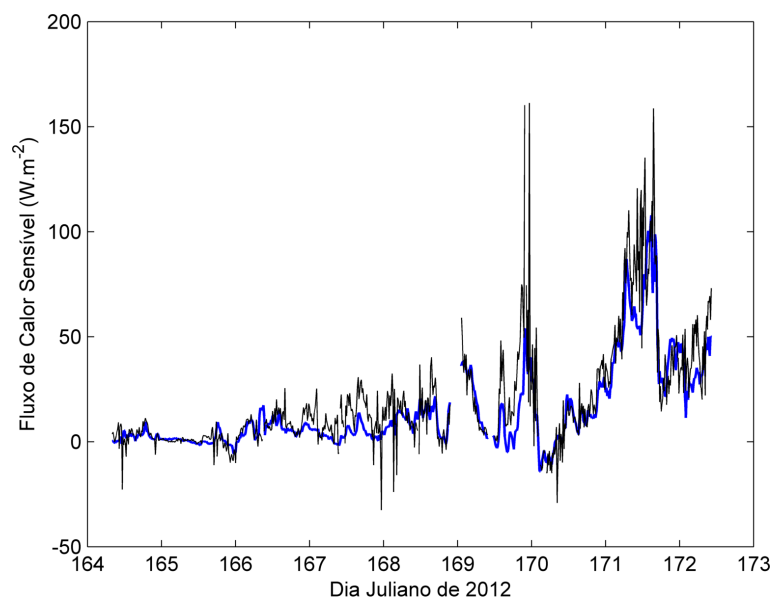


Figura 3.20 - Calor sensível ($W.m^{-2}$) médio de 15 minutos no período entre 12 e 21 de junho de 2012 (dias Juliano 164 e 173) obtido através do método da CV (preto) e *bulk formulas* (azul).

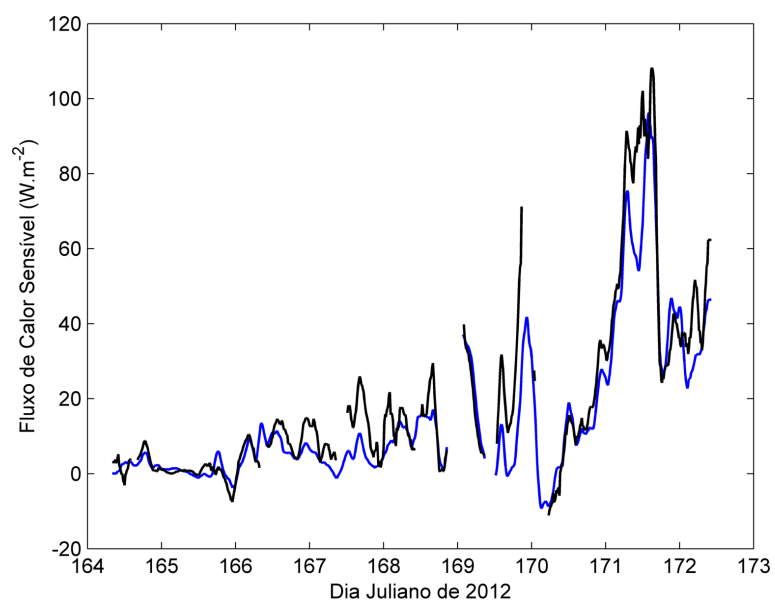


Figura 3.21 - Similar à Figura 3.20 com aplicação de um filtro de média móvel de duas horas.

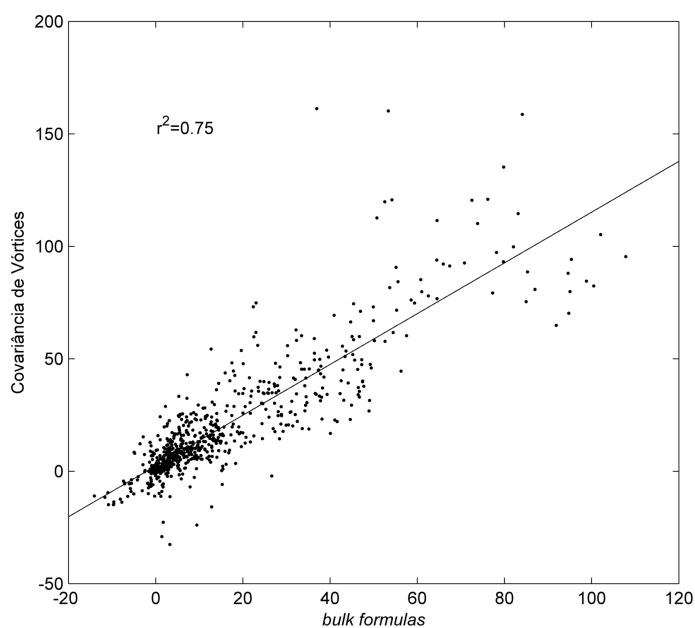


Figura 3.22 - Gráfico de dispersão das medidas e estimativas de calor sensível ($H, W.m^{-2}$) pelos métodos da CV e *bulk formulas*.

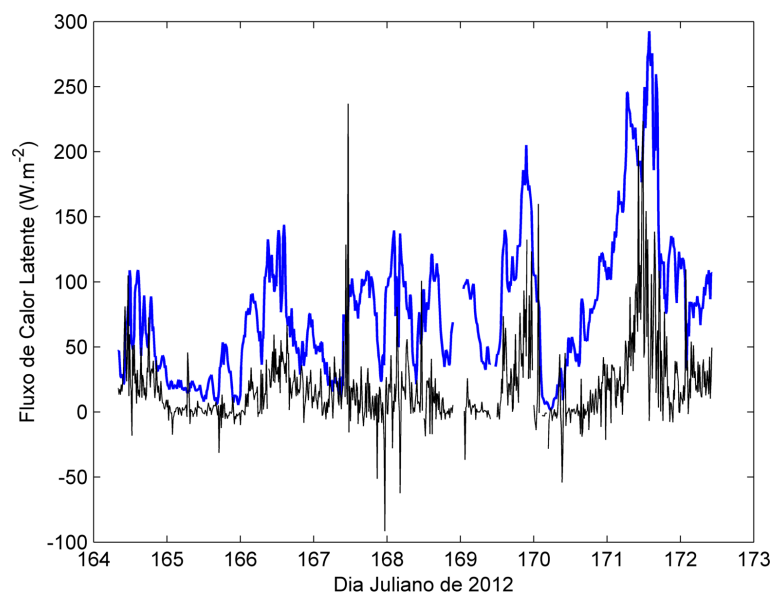


Figura 3.23 - Calor latente ($Le, W.m^{-2}$) médio de 15 minutos no período entre 12 e 21 de junho de 2012 (dias Juliano 164 e 173) obtido através do método da CV (preto) e *bulk formulas* (azul).

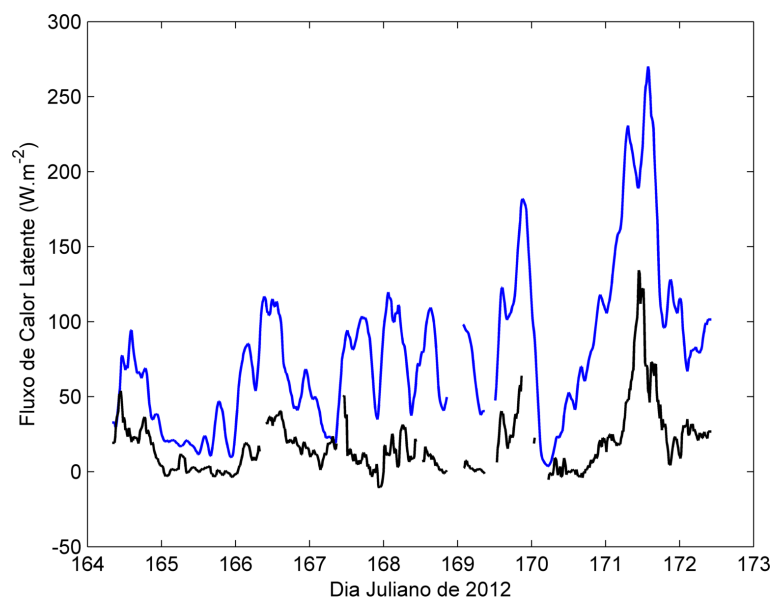


Figura 3.24 - Similar à Figura 3.23 com aplicação de um filtro de média móvel de duas horas.

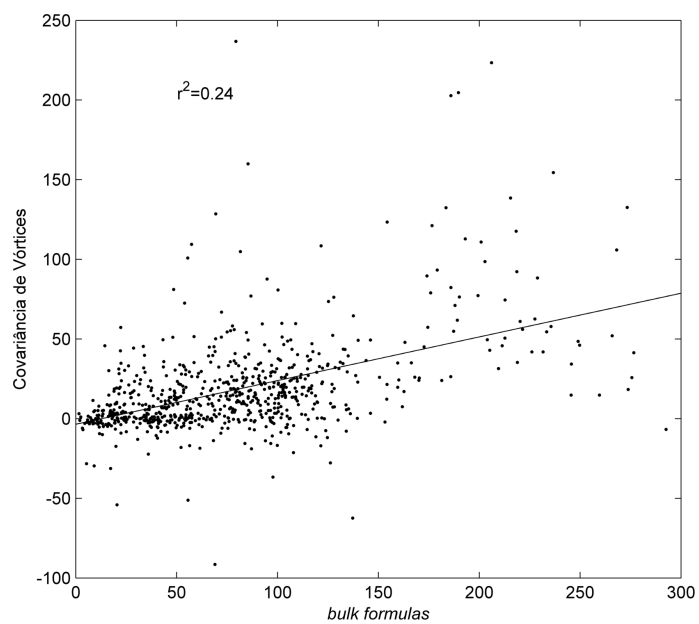


Figura 3.25 - Gráfico de dispersão das medidas e estimativas de calor latente (L_e , $W.m^{-2}$) pelos métodos da CV e *bulk formulas*.

As figuras 3.26 até 3.30 mostram os fluxos de calor, sensível e latente, dispostos ao longo da longitude em que foi realizado cada transecto, e são apresentadas as análises da distribuição longitudinal de H e Le através dos dois métodos por transecto.

Durante o T1, os fluxos de calor foram positivos em ambos os lados da frente oceanográfica CB/CCB (Figura 3.26) e a TSM foi maior do que a Tar (Tabela 3.6) durante todo o transecto. Há uma diferença na magnitude dos fluxos de calor total (soma de H e Le) entre o lado frio e quente da frente, que pelo método da CV, foram da ordem de $3,1 W.m^{-2}$ e $28,6 W.m^{-2}$, respectivamente (Tabela 3.6). A troca de fluxo foi mais intensa no lado da CB, e houve uma pequena redução na liberação de energia calorífica para a atmosfera no lado da CCB. Os dois métodos apresentam variabilidade e magnitude de H similares. As maiores diferenças são verificadas no Le que quando estimado pelo *bulk formulas* superestima o fluxo de calor com relação à CV.

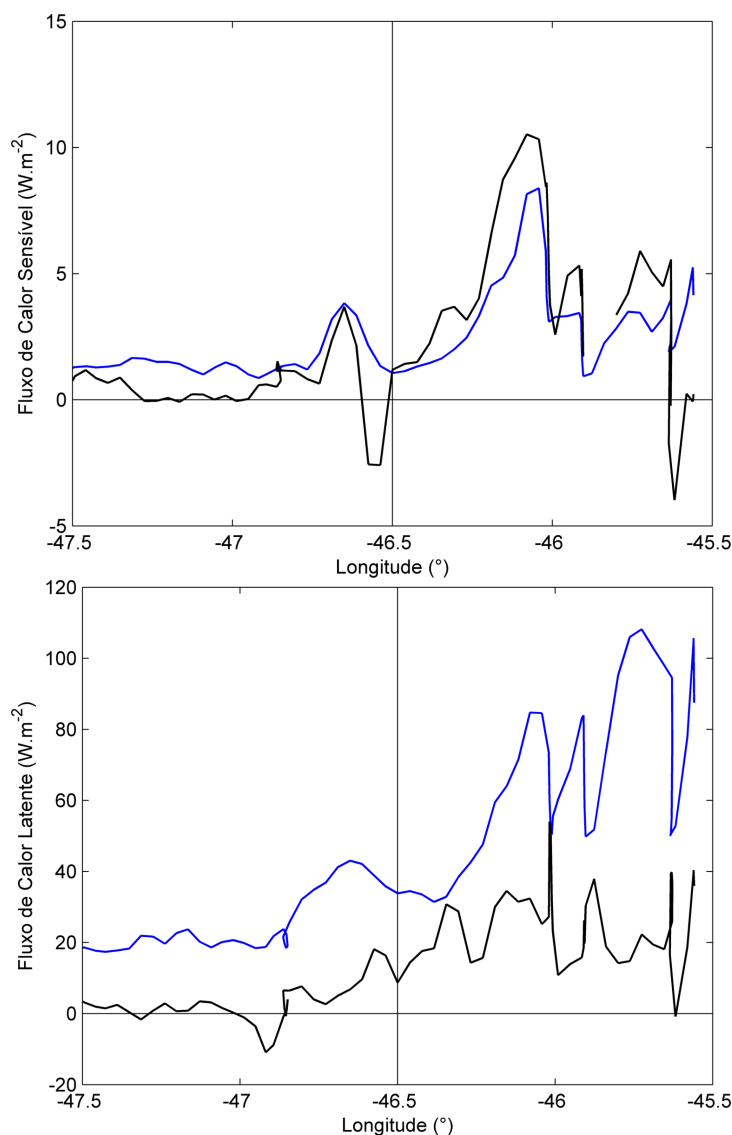


Figura 3.26 - H (superior) e Le (inferior) obtidos através do método da CV (preto) e *bulk formulas* (azul) durante o T1. A linha vertical indica a separação entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.

No T2, os fluxos de calor sobre a CCB diminuem com a proximidade da frente oceanográfica CB/CCB e os fluxos ficam mais intensos no lado da CB (Figura 3.27). Da forma similar ao T1, os dois métodos apresentam variabilidade e magnitude de H similares e Le encontra-se superestimado pelo *bulk formulas* com relação à CV. A TSM foi maior do que Tar (Tabela 3.6) durante o T2, contudo, a diferença média entre as temperaturas é maior no lado da CB, o que intensifica os fluxos de calor. Os valores de Le , através do *bulk formulas* e da CV, diferem no comportamento quando calculado pelo método da CV, Le encontra-se próximo de zero, enquanto que pelo *bulk* os valores são positivos com redução em direção à frente CB/CCB. Nota-se que a diferença média de temperaturas do ar e TSM sobre a CCB foi da ordem de $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ e sobre a CB próxima foi de $1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

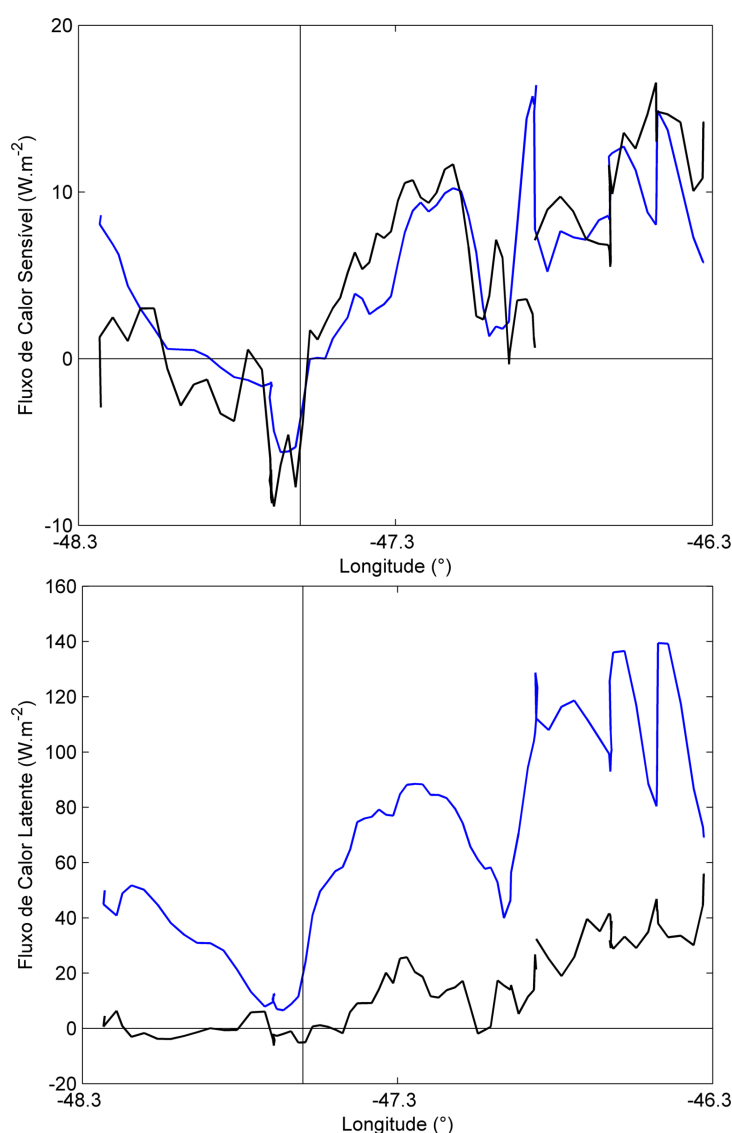


Figura 3.27 - H (superior) e Le (inferior) obtidos através do método da CV (preto) e *bulk formulas* (azul) durante o T2. A linha vertical indica a separação entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.

A análise dos fluxos em T3 é semelhante ao T1 e T2 pelo fato de que os dois métodos apresentam variabilidade e magnitude de H similares, e por Le estar superestimado pelo *bulk formulas* com relação à CV (Figura 3.28). O fluxo de calor total foi da ordem de $25,3 \text{ W.m}^{-2}$ e $23,1 \text{ W.m}^{-2}$, sobre a CCB e CB, respectivamente (Tabela 3.6). Esse transecto foi caracterizado pela passagem da frente fria e as medidas atmosféricas tomadas na CCB foram realizadas sob uma condição de transição para pós-frontal, o que aumentou a diferença entre a TSM e T_{ar} .

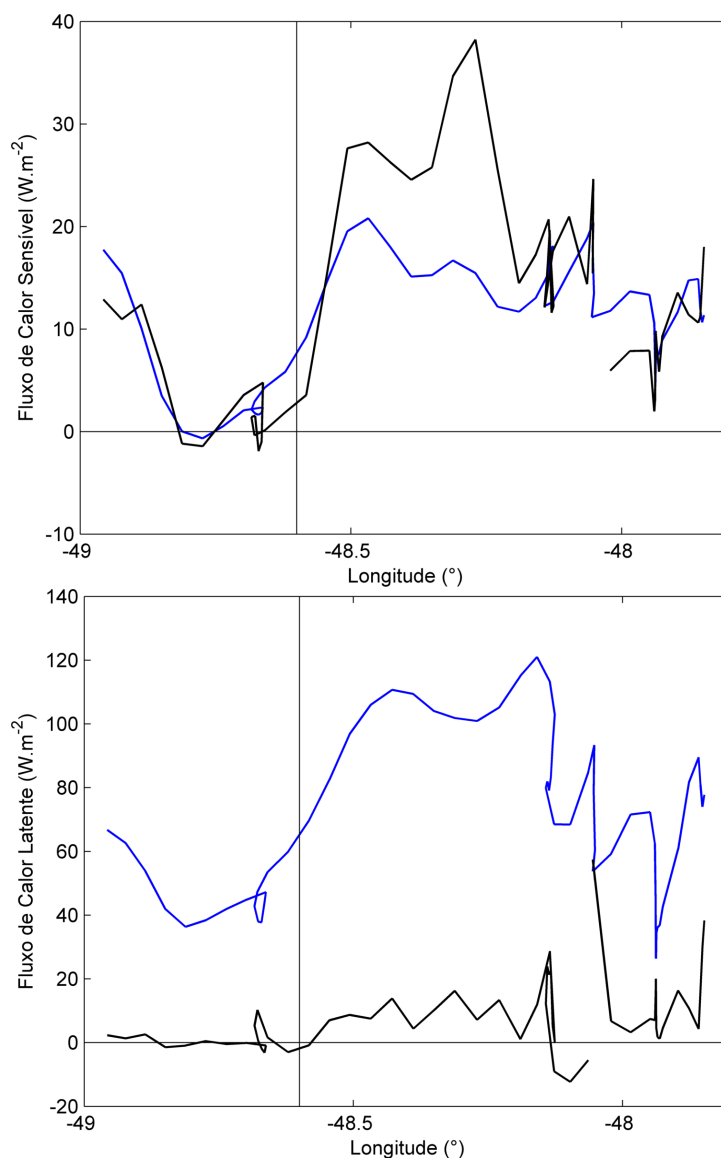


Figura 3.28 - H (superior) e Le (inferior) obtidos através do método da CV (preto) e *bulk formulas* (azul) durante o T3. A linha vertical indica a separação entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.

No T4, os fluxos de calor total sobre a CB foram positivos e, conforme o método da CV, foram da ordem de $74,4 \text{ W.m}^{-2}$ (Tabela 3.6). Os valores dos fluxos diminuem com a proximidade da frente CB/CCB e, pelo método da CV, nota-se que a direção do fluxo passa a ser da atmosfera para o oceano quando as observações são realizadas sobre a CCB devido principalmente, a uma TSM menor do que a Tar (Figura 3.29). Essa diminuição da transferência de calor na presença de águas mais frias concordam com os resultados apresentados por Sinclair (1995), Piva (2001) e Silva Dias et al. (2004). O fluxo de calor total sobre a CCB resultou no valor de $10,6 \text{ W.m}^{-2}$. Esse transecto foi o que apresentou uma variabilidade de Le mais próxima, há uma leve superestimação de Le pelo método da CV, entre os dois métodos quando comparada aos demais transectos.

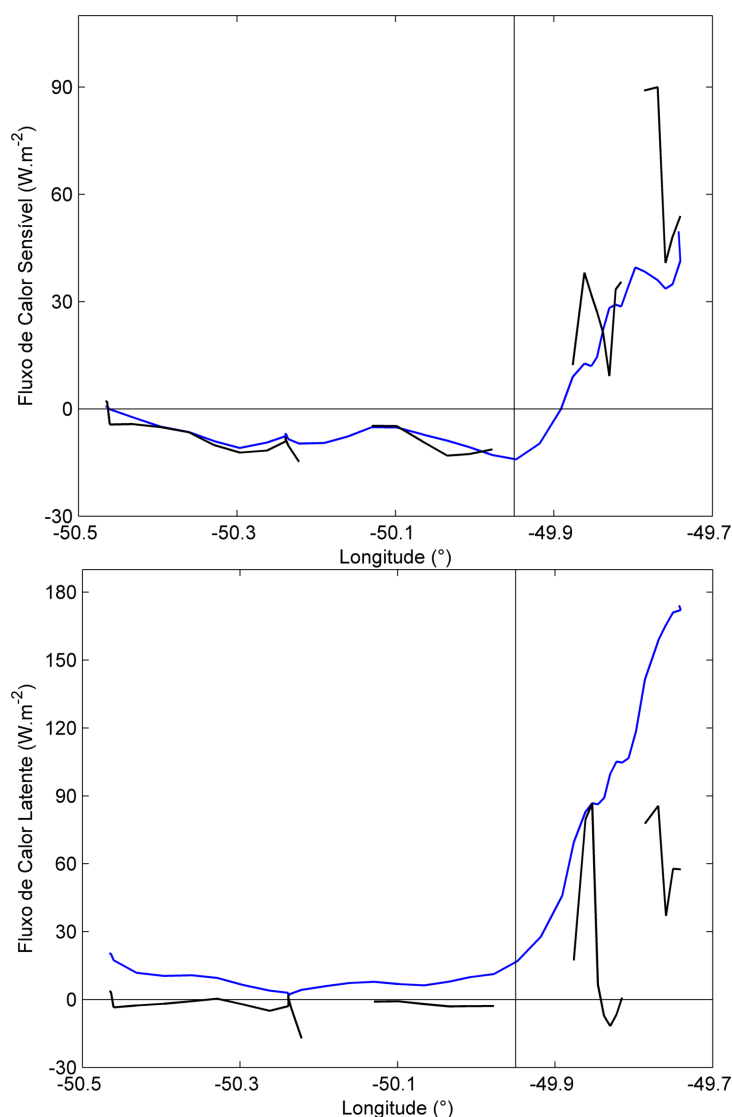


Figura 3.29 - H (superior) e Le (inferior) obtidos através do método da CV (preto) e *bulk formulas* (azul) durante o T4. A linha vertical indica a separação entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.

Durante o T5, os fluxos de calor foram positivos em ambos os lados da frente oceanográfica CB/CCB (Figura 3.30) e a TSM foi maior do que a Tar (Tabela 3.6) durante todo o transecto. Há uma diferença na magnitude média dos fluxos de calor total entre os lados frio e quente da frente que, pelo método da CV, foram da ordem de $50,6 \text{ W.m}^{-2}$ e $149,9 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente (Tabela 3.6). A passagem da massa de ar pós-frontal sobre o T5 manteve a Tar menor, e a diferença entre as temperaturas do ar e TSM foi maior sobre a CB, resultando num fluxo de calor total com magnitude praticamente três vezes maior no lado quente da frente em comparação com o lado frio.

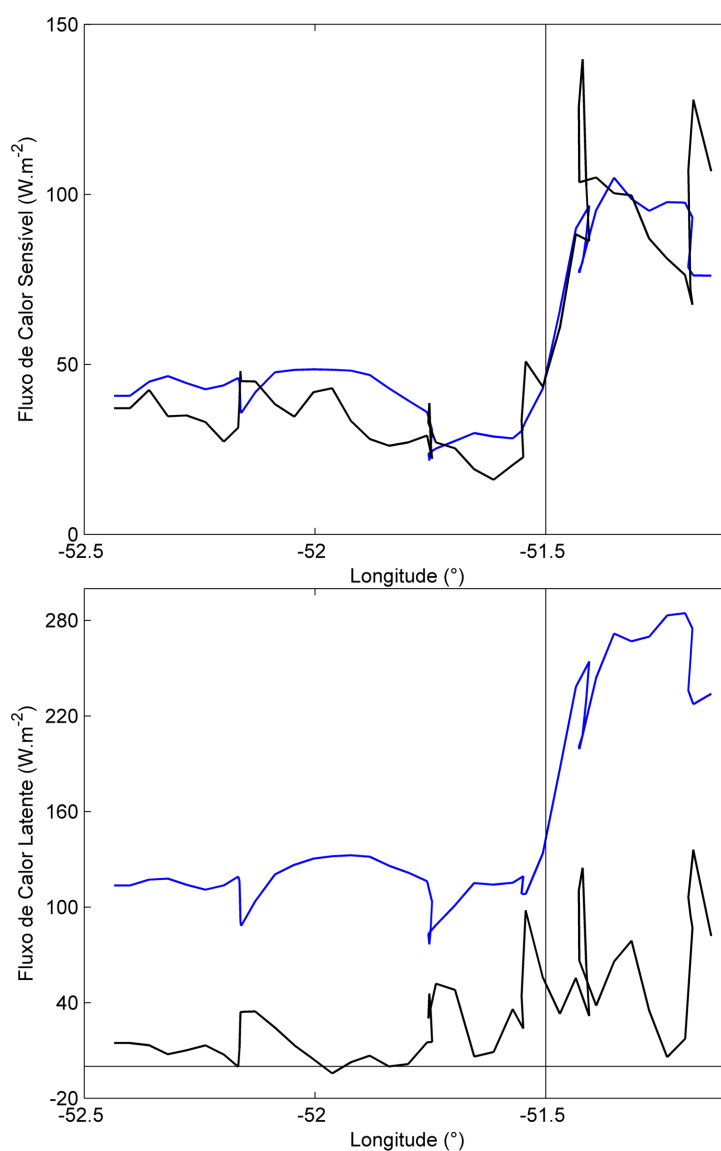


Figura 3.30 - H (superior) e Le (inferior) obtidos através do método da CV (preto) e *bulk formulas* (azul) durante o T5. A linha vertical indica a separação entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.

A figura 3.31 mostra a distribuição espacial do fluxo de CO_2 que foi obtido através do método da CV com base nos dados coletados na torre micrometeorológica pelo anemômetro sônico CSAT3 (w e Tv) e pelo analisador de gás LI-7200 (medidas da concentração de CO_2 em mg.m^{-3}) durante todo o percurso do navio. Os valores positivos de fluxo indicam fluxos do oceano para a atmosfera e negativos da atmosfera para o oceano.

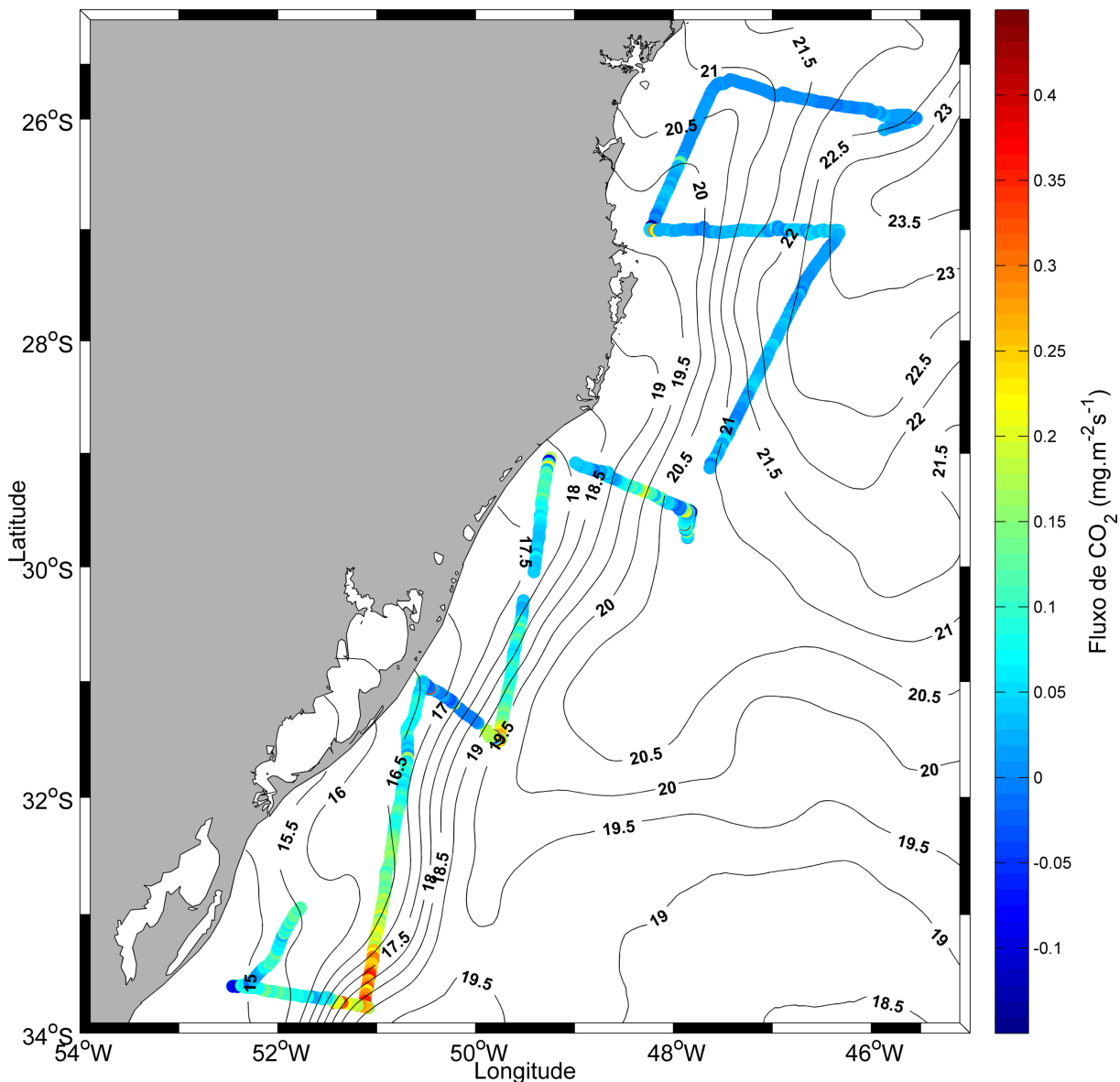


Figura 3.31 - Distribuição espacial do fluxo de CO_2 ($\text{mg.m}^{-2}\text{s}^{-1}$) durante o cruzeiro ACEX/SIMTECO. A escala de cores indica as magnitudes do fluxo e as isolinhas apresentam a distribuição de TSM média no período do cruzeiro (dados de satélite).

Durante o T1 e T2 (Figuras 3.32 e 3.33) observa-se um comportamento homogêneo do fluxo de CO_2 entre as águas oceânicas e costeiras com valores da ordem de zero (entre $-0,05$ e $0,05 \text{ mg.m}^{-2}\text{s}^{-1}$). Os fluxos de CO_2 do oceano para a atmosfera intensificam-se a partir do T3 (Figura 3.34) quando é possível observar um aumento do fluxo sobre a CB da ordem de $0,1 \text{ mg.m}^{-2}\text{s}^{-1}$. O fluxo diminui em direção à frente ocea-

nográfica CB/CCB com valores entre 0 e $0,05 \text{ mg.m}^{-2}\text{s}^{-1}$ sobre a CCB.

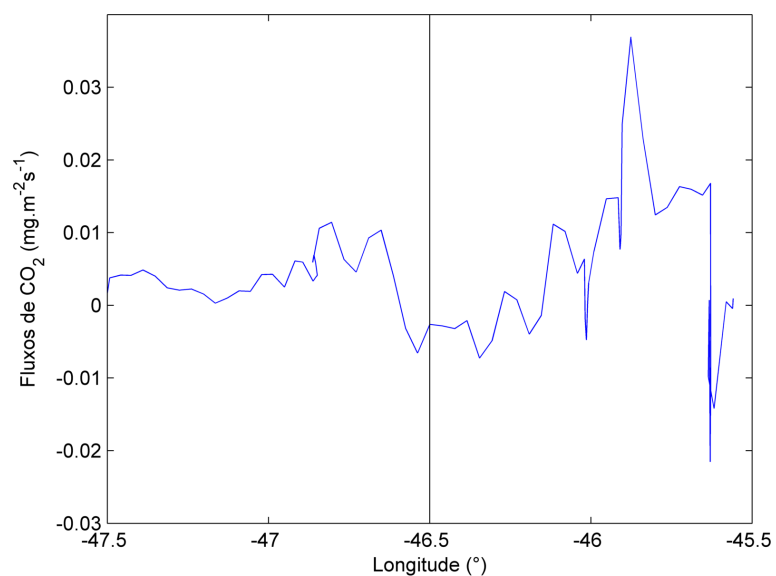


Figura 3.32 - Fluxo de CO₂ durante o T1. A linha vertical indica a separação entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.

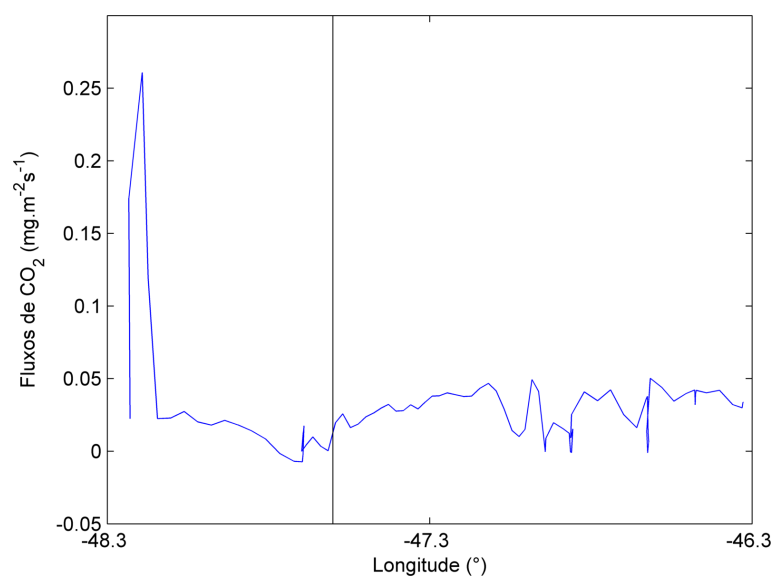


Figura 3.33 - Fluxo de CO₂ durante o T2. A linha vertical indica a separação entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.

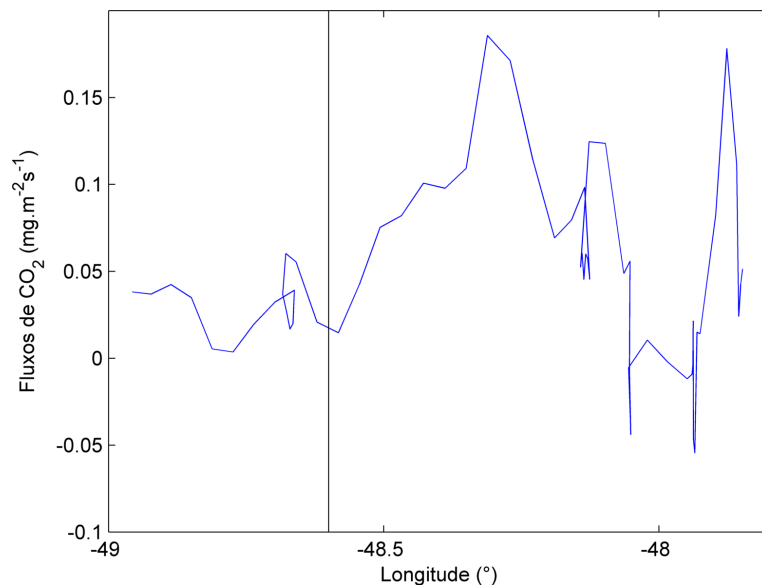


Figura 3.34 - Fluxo de CO_2 durante o T3. A linha vertical indica a separação entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.

O T4 e T5 (Figuras 3.35 e 3.36) são marcados pela grande diferença na intensidade do fluxo de CO_2 medido entre a região oceânica e a região costeira. Os valores são mais intensos sobre as águas quentes da CB, com o máximo da ordem de $0.5 \text{ mg.m}^{-2}\text{s}^{-1}$. Conforme o navio desloca-se em direção à costa ocorre uma redução nas magnitudes do fluxo. Na região mais próxima à costa, os valores encontram-se menores indicando uma diminuição na emissão de CO_2 pelo oceano para a atmosfera.

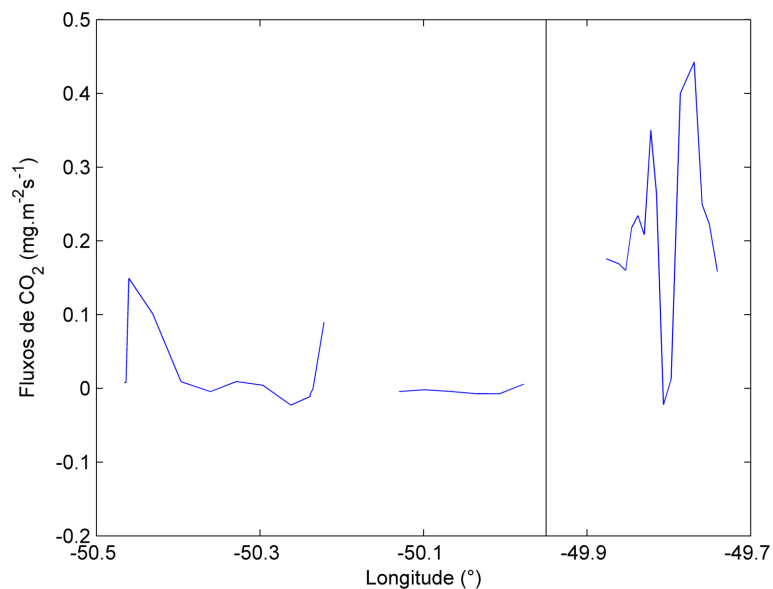


Figura 3.35 - Fluxo de CO_2 durante o T4. A linha vertical indica a separação entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.

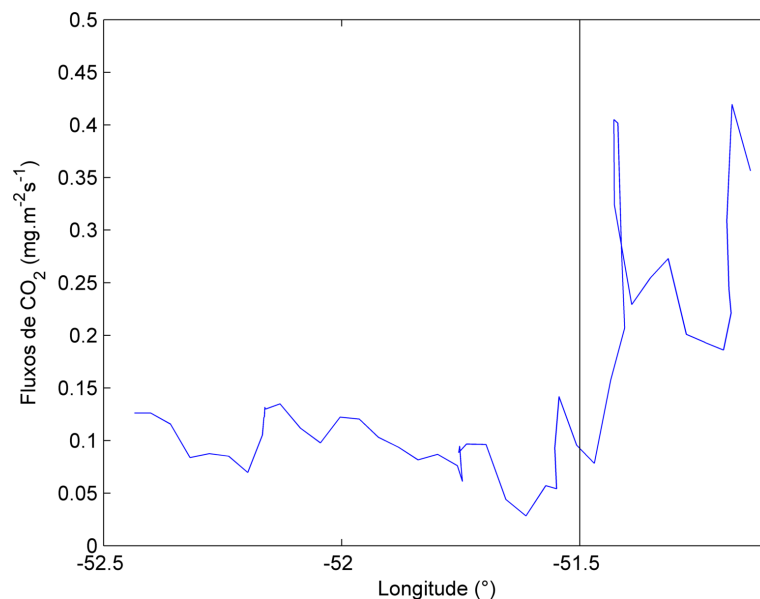


Figura 3.36 - Fluxo de CO₂ durante o T5. A linha vertical indica a separação entre os lados frio (esquerda) e quente (direita) da frente oceanográfica CB/CCB.

Em T4 e T5 observa-se uma variabilidade espacial maior no comportamento do fluxo de CO₂, com emissão de CO₂ nas águas oceânicas e diminuição desta emissão do oceano para a atmosfera em águas costeiras. Isto pode ocorrer devido à presença do fitoplâncton marinho na região costeira que regula a utilização biológica do CO₂ para a fotossíntese. Principalmente, no T5, quando ocorre a maior diferença nos valores de fluxos medidos entre a CB e CBB e estas encontram-se próximo da região de maior gradiente termal horizontal entre as águas costeiras e oceânicas. Esse mesmo gradiente de TSM é verificado no gradiente zonal de concentração de fitoplâncton observado em imagens de satélite para o local e período de realização do T5 (não mostradas).

4 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho apresenta a primeira análise de dados observacionais da atmosfera e do oceano que foram tomados simultaneamente durante um cruzeiro de pesquisa oceanográfica inédita realizada na costa sul do Brasil em junho de 2012 como parte dos objetivos científicos dos projetos ACEx e SIMTECO.

Na determinação da área de estudo considerou-se primariamente a presença dos intensos gradientes de TSM que são gerados pelas correntes oceânicas CB e CCB no inverno ao largo da costa do sul do Brasil. Este contraste horizontal termal é descrito por Souza (2000) e Souza e Robinson (2004) sendo como um prolongamento da CBM sobre a plataforma.

A realização de transectos perpendiculares à costa e o lançamento de balões com radiossondas atmosféricas permitiu analisar os efeitos dos campos de TSM sobre a CLAM em ambos os lados da frente oceanográfica CB/CCB. Os resultados demonstram, pela primeira vez, que os intensos gradientes horizontais termais entre as águas da CB e da CCB têm papel importante na modulação da CLAM ao largo da costa do sul do Brasil.

Foi realizada uma análise de grande escala das condições atmosféricas com base nos dados de reanálise de alta resolução disponibilizados pelo CFSv2 e, no período do embarque, foram observadas condições atmosféricas características da estação inverno da região sul do Brasil.

Na proa do NHo. Cruzeiro do Sul foi instalada uma torre micrometeorológica que realizou medidas diretas inéditas de fluxos de calor e CO₂ sobre a área de estudo. Estas medições *in situ* exigiram a instalação de um robusto aparato instrumental a bordo do navio que foi viabilizada através da execução do projeto ACEx. O processo para obtenção dos fluxos turbulentos na interação oceano-atmosfera é bastante complexo e precisa de uma equipe treinada e capacitada para instalação da torre micrometeorológica e para a coleta de dados durante o embarque, além da realização de uma etapa fundamental de correção nos dados devido ao movimento do navio.

Martins (2012) realizou as correções necessárias na componente vertical do vento para análise das medidas diretas dos fluxos de calor e CO₂ que são apresentadas no presente estudo.

Foram realizados cinco transectos sob distintas condições atmosféricas e oceanográficas. Como demonstrado, o T1 foi caracterizado pela atuação da ASAS com fraco gradiente de pressão e o gradiente horizontal termal apresentado entre as correntes oceânicas CB e CCB foi o menor dentre os transectos realizados, pois este foi realizado em latitudes mais baixas (26 °S). Dessa forma, a CLAM pode ser observada em ambos os lados da frente oceanográfica CB/CCB sob uma mesma condição atmosférica. Observou-se uma CLAM espessa e turbulenta em ambos os lados da frente, denotando a influência

da TSM e o papel do oceano como fonte de calor para a atmosfera. No T2 (27 °S) houve a atuação da ASAS e um padrão de leve advecção fria sobre a CCB com CLAM estratificada, diferentemente do comportamento sobre a CB, no qual mostrou-se espessa e turbulenta.

Durante o T3 (29 °S) foi observada a passagem de uma frente fria e um caso de advecção fria, associado à incursão da massa de ar fria pós-frontal. A CLAM foi observada sob a condição pré-frontal e de passagem da frente fria enquanto navegou-se sobre a CB e sob uma situação pós-frontal sobre a CCB. Neste transecto, nota-se o efeito da TSM na modulação CLAM sobre a CB durante a condição pré-frontal com a camada espessa e turbulenta. Na aproximação da massa de ar fria e sobre a CCB, verificou-se a estratificação da CLAM e a mudança no padrão do vento meridional (de norte para sul).

No T4 (31 °S) verificou-se a formação de um ciclone extratropical no continente sobre o estado do Rio Grande do Sul que se deslocou para o OAS. Enquanto nos demais transectos houve o predomínio da situação de TSM maior do que Tar, o T4 iniciou com uma TSM maior e, com a proximidade da CCB, a TSM passou a ser menor do que a Tar. Essa mudança na condição de estabilidade impactou o comportamento da CLAM que, nessa condição, apresentou uma camada ligeiramente estável, com acúmulo de umidade e um máximo de velocidade do vento próximo da superfície. Sobre a CB, a CLAM foi bem misturada.

Ao longo do T5, último transecto e realizado em latitude mais alta (33 °S), o gradiente termal foi o mais intenso entre os transectos, representando melhor os padrões oceanográficos típicos de inverno na costa do RS com intenso contraste termal entre a CB e CCB. Tipicamente a condição meteorológica é caracterizada pela incursão de uma massa de ar fria pós-frontal, situação atmosférica frequente na estação de inverno. Com a incursão de ar frio, a CLAM sobre a CB foi mais espessa e turbulenta do que sobre a CCB, isso porque a mistura turbulenta é mais efetiva em uma situação de advecção fria sobre águas mais quentes (ACEVEDO et al., 2010). Sobre a CCB, foi possível notar a diminuição da mistura turbulenta associada a valores menores de TSM.

A comparação entre os dois métodos (*bulk formulas* e CV) para obtenção dos fluxos de calor apresenta uma boa concordância na variabilidade e magnitude de H apresentadas pelos métodos. O comportamento do calor sensível (H) foi bastante semelhante entre os dois métodos com elevados valores do coeficiente de determinação (r^2). Já, o fluxo de calor latente (Le) apresentou variabilidade semelhante entre os métodos, contudo o método *bulk formulas* superestimou Le com respeito a CV.

Os resultados deste estudo comparam os fluxos de calor para os cinco transectos pelo método *bulk formulas* e pelo método da CV. Os fluxos de calor foram positivos na maior parte dos transectos e, em ambos os lados da frente oceanográfica CB/CCB, devido ao comportamento da diferença de temperaturas do ar e TSM. Em geral a TSM foi maior do que a Tar na maioria dos transectos, com exceção do T4, quando houve a passagem

do ciclone de fraca intensidade e a TSM encontrou-se menor do a Tar sobre a CCB. Isso resultou em um fluxo negativo de calor, ou seja, da atmosfera para o oceano, evidenciando a ausência ou diminuição da transferência de calor na presença de águas mais frias.

Houve diferença na magnitude dos fluxos de calor total entre o lado quente e frio da frente CB/CCB. A troca de fluxo foi mais intensa no lado da CB e houve uma pequena redução na liberação de energia para a atmosfera no lado da CCB. Estes resultados estão consistentes com os apresentados por Pezzi et al. (2009) e Acevedo et al. (2010) para a região da CBM.

Os resultados do presente estudo mostram a importância da obtenção de dados observacionais simultâneos do oceano e da atmosfera no inverno. A situação sinótica típica de inverno, juntamente com o efeito causado pelos gradientes horizontais termais encontrados na frente oceanográfica CB/CCB são fundamentais para a manutenção da CLAM e dos fluxos de calor e CO_2 entre a atmosfera e o oceano.

Dados oceanográficos e meteorológicos observacionais tomados simultaneamente na região do estudo são indispensáveis para um melhor entendimento do sistema acoplado oceano-atmosfera, oferecendo informações importantes para a previsão de tempo na região sul do Brasil.

São conhecidos os efeitos dos gradientes termais horizontais de TSM, encontrados na região da CBM, na atmosfera e foram apresentados e amplamente discutidos por Pezzi et al. (2005, 2009), Acevedo et al. (2010) e Camargo et al. (2013). O presente estudo propôs analisar os efeitos da frente oceanográfica CB/CCB analogamente como foi discutido para a região da CBM, pois a área de estudo, até o presente, foi pouco explorada cientificamente e não foram encontrados trabalhos similares. Os resultados apresentados mostram que esses gradientes modulam os fluxos de calor e a CLAM da mesma forma que ocorre na região da CBM, além dos efeitos que foram verificados no fluxo de CO_2 .

4.1 Sugestões para trabalhos futuros

- Aplicar a metodologia presente nesse estudo para outros conjuntos de dados obtidos através de cruzeiros de pesquisa oceanográfico;
- Verificar analiticamente a diferença entre os fluxos de calor sensível e latente e explicar as possíveis causas das discrepâncias encontradas entre os métodos;
- Comparar as observações *in situ* meteorológicas e oceanográficas com modelos numéricos atmosféricos e oceânicos;
- Analisar a concentração de clorofila, obtida a partir da coleta de água de superfície durante o cruzeiro ACEX/SIMTECO, juntamente com o fluxo de CO₂.
- Gerar os fluxos de calor e CO₂ por meio do software EddyPro® que é aplicado para processar dados de alta frequência e determinar os fluxos de calor e CO₂ através do método de Covariância de Vórtices.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEVEDO, O. C.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; ANABOR, V.; DEGRAZIA, G. A. Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the Brazil-Malvinas Confluence, South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D22, p. n/a–n/a, 2010. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2009JD013785>>.

ANDRADE, K. M. **Climatologia e Comportamento dos Sistemas Frontais sobre a América do Sul**. 2005. 185 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005.

ARSEGO, D. A. **Fluxos de calor e transferência de energia calorífica entre o oceano e a atmosfera sobre estruturas oceânicas de mesoescala no Atlântico Sul**. 2012. 96 p. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, Brasil, 2012.

AUBINET, M.; VESALA, T.; PAPALE, D. **Eddy covariance: A practical guide to measurement and data analysis**. [S.l.]: Springer, 2012.

BIANCHI, A. A.; BIANUCCI, L.; PIOLA, A. R.; PINO, D. R.; SCHLOSS, I.; POISSON, A.; BALESTRINI, C. F. Vertical stratification and air-sea CO₂ fluxes in the Patagonian shelf. **Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)**, v. 110, n. C7, 2005.

BIANCHI, A. A.; PINO, D. R.; PERLENDER, H. G. I.; OSIROFF, A. P.; SEGURA, V.; LUTZ, V.; CLARA, M. L.; BALESTRINI, C. F.; PIOLA, A. R. Annual balance and seasonal variability of sea-air CO₂ fluxes in the Patagonia Sea: Their relationship with fronts and chlorophyll distribution. **Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)**, v. 114, n. C3, 2009.

BURRAGE, D.; WESSON, J.; MARTINEZ, C.; PÉREZ, T.; JR, O. O. M.; PIOLA, A. R. Patos Lagoon outflow within the Río de la Plata plume using an airborne salinity mapper: Observing an embedded plume. **Continental Shelf Research**, v. 28, n. 13, p. 1625–1638, 2008.

CAMARGO, R.; TODESCO, E.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. Modulation mechanisms of marine atmospheric boundary layer at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, n. 12, p. 6266–6280, 2013.

CHELTON, D. B.; SCHLAX, M. G.; WITTER, D. L.; RICHMAN, J. G. Geosat altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 95, n. C10, p. 17877–17903, 1990. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/JC095iC10p17877>>.

CIOTTI, A. M. Fundamentos e aplicações de dados bio-ópticos em oceanografia biológica. In: SOUZA, R. B. (Ed.). **Oceanografia por Satélites**. São Paulo, Brasil: Oficina de Textos, 2005. p. 205–219.

DEGOLA, T. S. D. **Impactos e variabilidade do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul sobre o Brasil no clima presente e em cenários futuros**. 2013. 91 p. Dissertação (Mestrado) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

FAIRALL, C. W.; BRADLEY, E. F.; ROGERS, D. P.; EDSON, J. B.; YOUNG, G. S. Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 101, n. C2, p. 3747–3764, 1996. ISSN 2156-2202.

FEDOROVA, N. **Meteorologia Sinótica : Volume 1**. Pelotas: UFPel, 1999.

FOKEN, T. **Micrometeorology**. Berlin and Heidelberg, Germany: Springer-Verlag, 2008. 308 p.

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

GARRISON, T. **Fundamentos de Oceanografia**. São Paulo, Brasil: Cengage Learning, 2010. 426 p.

GONZALEZ-SILVERA, A.; SANTAMARIA-DEL-ANGEL, E.; MILLÁN-NÚÑEZ, R. Spatial and temporal variability of the brazil-malvinas confluence and the la plata plume as seen by seawifs and avhrr imagery. **Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)**, v. 111, n. C6, 2006.

GONÇALVES-ARAUJO, R. Hydrographical control over winter phytoplankton community in southern Brazil. In prep. 2014.

HOSKINS, B.; HODGES, K. A new perspective on Southern Hemisphere storm tracks. **Journal of Climate**, v. 18, n. 20, p. 4108–4129, 2005.

IPCC. **Climate Change 2013: The physical science basis**. 2013.

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

LUPO, A. R.; NOCERA, J. J.; BOSART, L. F.; HOFFMAN, E. G.; KNIGHT, D. J. South American cold surges: Types, composites, and case studies. **Monthly Weather Review**, v. 129, p. 1021–1041, 2001.

MARTINS, L. G. N. **Estimativas de fluxos turbulentos na camada limite atmosférica a partir de medidas realizadas em plataformas móveis**. 2012. 39 p. Tese (Doutorado) — Qualificação de Doutorado, Universidade Federal de Santa Maria, 2012.

MILLER, S. D.; MARANDINO, C.; SALTZMAN, E. S. Ship-based measurement of air-sea co2 exchange by eddy covariance. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 115, n. D2, 2010.

MÖLLER, O. O.; PIOLA, A. R.; FREITAS, A. C.; CAMPOS, E. J. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. **Continental Shelf Research**, v. 28, n. 13, p. 1607 – 1624, 2008. Synoptic characterization of the Southeastern South American Continental shelf: The NICOP/Plata Experiment.

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

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of Climate**. Nova York, Estados Unidos: Springer, 1992. 520 p.

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

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

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; MÖLLER, O. **Relatório Técnico de Cruzeiro Oceanográfico no NHO Cruzeiro do Sul**. [S.l.], jun. 2012. 33 p.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. d.; DOURADO, M. S.; GARCIA, C. A. E.; MATA, M. M.; SILVA-DIAS, M. A. F. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 22, 2005.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. de; ACEVEDO, O.; WAINER, I.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A. E.; CAMARGO, R. de. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. D19, p. n/a–n/a, 2009. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2008JD011379>>.

PIOLA, A. R.; JR, O. O. M.; GUERRERO, R. A.; CAMPOS, E. J. D. Variability of the subtropical shelf front off eastern South America: Winter 2003 and summer 2004. **Continental Shelf Research**, v. 28, n. 13, p. 1639–1648, 2008.

PIOLA, A. R.; MATANO, R. P.; PALMA, E. D.; MÖLLER, O. O.; CAMPOS, E. J. D. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 1, 2005.

PIVA, E. D. **Estudo de caso sobre o papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície em processos de ciclogênese de costa leste ocorrido na costa da América do Sul**. 2001. 162 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE-8498-TDI/781, São José dos Campos, 2001.

REID, J. L.; NOWLIN JR, W. D.; PATZERT, W. C. On the characteristics and circulation of the Southwestern Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 7, n. 1, p. 62–91, 1977.

ROSSATO, F.; SOUZA, R. B. de; SANTINI, M. F.; PEZZI, L. P. Fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera acima dos contrastes horizontais térmicos entre as águas da Corrente do Brasil e da Corrente Costeira do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XVII., 2012, Gramado. **Anais eletrônicos...** Sociedade Brasileira de Meteorologia - SBMET, 2012. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/>>.

SABINE, C. L.; HEIMANN, M.; ARTAXO, P.; BAKKER, D. C. E.; CHEN, C. A.; FIELD, C. B.; GRUBER, N.; LE QUÉRÉ, C.; PRINN, R. G.; RICHEY, J. E. et al. Current status and

past trends of the global carbon cycle. **Scope-Scientific committee on problems of the environment international council of scientific unions**, v. 62, p. 17–44, 2004.

SAHA, S.; MOORTHY, S.; PAN, H.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D. et al. The NCEP Climate Forecast System reanalysis. **Bull. Amer. Meteorol. Soc.**, v. 91, p. 1015–1057, 2010.

SAHA, S.; MOORTHY, S.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; BEHRINGER, D.; HOU, Y.; CHUANG, H.; IREDELL, M. et al. The ncep Climate Forecast System version 2. **Journal of Climate**, n. 27, p. 2185–2208, 2014.

SATO, O. T. Fluxos de calor oceânico medido por meio de satélites. In: SOUZA, R. B. (Ed.). **Oceanografia por Satélites**. São Paulo, Brasil: Oficina de Textos, 2005. p. 148–165.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; SILVA-DIAS, P. L. South America. In: **Meteorology of the Southern Hemisphere**. [S.l.]: Meteorological Monographs, 1998. p. 119–139.

SILVA DIAS, P. L. da; SILVA DIAS, M. A. F. da; SELUCHI, M.; DINIZ, F. de A. **O Ciclone Catarina: Análise preliminar da estrutura, dinâmica e previsibilidade**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XIII., 2004, Fortaleza. **Anais eletrônicos...** Sociedade Brasileira de Meteorologia - SBMET, 2004. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/>>.

SILVEIRA, I. C. A. da; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S. de; IKEDA, Y. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 48, n. 2, p. 171–183, 2000.

SINCLAIR, M. R. A Climatology of Cyclogenesis for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 6, p. 1601–1619, 1995.

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

SOUZA, R. B. de; MATA, M. M.; GARCIA, C. A.; KAMPEL, M.; OLIVEIRA, E. N.; LORENZZETTI, J. A. Multi-sensor satellite and in situ measurements of a warm core ocean eddy south of the Brazil–Malvinas Confluence region. **Remote Sensing of Environment**, v. 100, n. 1, p. 52–66, 2006.

SOUZA, R. B. de; ROBINSON, I. S. Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. **Continental Shelf Research**, v. 24, n. 2, p. 241–262, 2004.

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

SULLIVAN, P. P.; MOENG, C.; STEVENS, B.; LENSCHOW, D. H.; MAYOR, S. D. Structure of the entrainment zone capping the convective atmospheric boundary layer. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 55, n. 19, p. 3042–3064, 1998.

TAKAHASHI, T.; SUTHERLAND, S. C.; SWEENEY, C.; POISSON, A.; METZL, N.; TILBROOK, B.; BATES, N.; WANNINKHOF, R.; FEELY, R. A.; SABINE, C. et al. Global sea–air

co₂ flux based on climatological surface ocean $p\text{CO}_2$, and seasonal biological and temperature effects. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 49, n. 9, p. 1601–1622, 2002.

TAKAHASHI, T.; SUTHERLAND, S. C.; WANNINKHOF, R.; SWEENEY, C.; FEELY, R. A.; CHIPMAN, D. W.; HALES, B.; FRIEDERICH, G.; CHAVEZ, F.; SABINE, C. et al. Climatological mean and decadal change in surface ocean $p\text{CO}_2$, and net sea–air co₂ flux over the global oceans. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 56, n. 8, p. 554–577, 2009.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science: An Introductory Survey**. [S.l.]: Academic Press, 2006. 483 p.

WEISS, A.; KUSS, J.; PETERS, G.; SCHNEIDER, B. Evaluating transfer velocity–wind speed relationship using a long-term series of direct eddy correlation co₂ flux measurements. **Journal of Marine Systems**, v. 66, n. 1–4, p. 130 – 139, 2007. ISSN 0924-7963. 5th International Symposium on Gas Transfer at Water Surfaces Selected papers from the 37th International Liège Colloquium on Ocean Dynamics 37th International Liege Colloquium on Ocean Dynamics. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796306001795>>.

WEISS, R. F. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. **Marine chemistry**, Elsevier, v. 2, n. 3, p. 203–215, 1974.