

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

Fernando Rossato

**CARACTERÍSTICAS DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA MARINHA
EM CRUZEIROS OCEANOGRÁFICOS REALIZADOS NO ATLÂNTICO
SUL E EQUATORIAL**

Santa Maria, RS
2019

Fernando Rossato

**CARACTERÍSTICAS DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA MARINHA EM CRUZEIROS
OCEANOGRÁFICOS REALIZADOS NO ATLÂNTICO SUL E EQUATORIAL**

Tese de Doutorado 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 **Doutor em Meteorologia**. Defesa realizada por videoconferência.

ORIENTADOR: Prof. Ronald Buss de Souza

Santa Maria, RS
2019

Rossato, Fernando

Características da Camada Limite Atmosférica Marinha em cruzeiros oceanográficos realizados no Atlântico Sul e Equatorial / Fernando Rossato.- 2019.

125 p.; 30 cm

Orientador: Ronald Buss de Souza

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2019

1. Interação Oceano-Atmosfera 2. Fluxos de calor 3. Camada Limite Atmosférica Marinha I. Buss de Souza, Ronald II. Título.

Sistema de geração automática de ficha catalográfica da UFSM. Dados fornecidos pelo autor(a). Sob supervisão da Direção da Divisão de Processos Técnicos da Biblioteca Central. Bibliotecária responsável Paula Schoenfeldt Patta CRB 10/1728.

©2019

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

Endereço: Av. Vicente Pigatto, n. 31 - centro, Faxinal do Soturno-RS

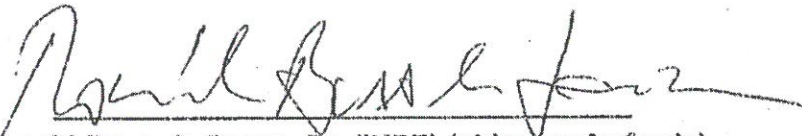
Fone (0xx) 55 99992 7384; End. Eletr.: rossato.fernando@hotmail.com

Fernando Rossato

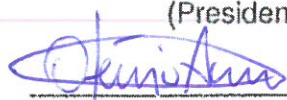
**CARACTERÍSTICAS DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA MARINHA EM CRUZEIROS
OCEANOGRÁFICOS REALIZADOS NO ATLÂNTICO SUL E EQUATORIAL**

Tese de Doutorado 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 Doutor em Meteorologia.


Aprovado em 11 de setembro de 2019:



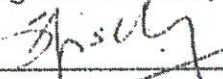
Ronald Buss de Souza, Dr. (INPE) (videoconferência)
(Presidente/Orientador)




Otávio Costa Acevedo, Dr. (UFSM)



Luís Gustavo Nogueira Martins, Dr. (UFSM)



Gilberto Fernando Fisch, Dr. (IAE) (videoconferência)



Daniel Michelon dos Santos, Dr. (UNIPAMPA)

Santa Maria, RS
2019

AGRADECIMENTOS

A Deus em primeiro lugar, por me dar força para seguir em frente perante aos desafios.

Aos meus pais, minha irmã e meu cunhado por sempre apoiarem minhas decisões e torcerem por mim.

A minha companheira Lissette por toda paciência, carinho e incentivo durante essa caminhada.

Ao programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFSM e ao Centro Regional Sul do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CRS-INPE) pela infraestrutura.

A Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (Edital n° 43/2013 - Ciências do Mar II), pelo suporte financeiro.

Aos professores do curso de pós-graduação em Meteorologia pelo conhecimento transmitido.

Ao meu orientador professor Dr. Ronald Buss de Souza pela paciência, confiança, incentivo e ensinamentos transmitidos desde os tempos de graduação e pela estrutura através dele disponibilizada.

Aos colegas da Meteorologia (graduação e pós) pelo auxílio e incentivo nos momentos difíceis, em especial a Daiane Brondani, Ivan Mauricio Cely Toro, Michel Stefanello, Maurício Ilha de Oliveira, Rafael Maroneze, e ao professor Luca Mortarini por todas colaborações no final da jornada.

Aos colegas do Laboratório de Meteorologia e Oceanografia por Satélites (LAMOS) pela ajuda e pelos momentos de descontração.

Aos amigos do "Fiascobol" de Faxinal do Soturno pelo carinho, apoio e por tantos momentos juntos.

Aos projetos SAMOC (FAPESP - 2011/50552-4), ACEx (CNPq - 558108/2009-1), SIMTECO (FINEP) e INTERCONF (CNPq/PROANTAR 704222/2009) que permitiram gerar conjuntos de dados como os utilizados nesse estudo.

Aos comandantes e as tripulações do NOc. Alpha Crucis, NPqHo Vital de Oliveira e NPol. Almirante Maximiano pela ajuda na coleta de dados em campo.

RESUMO

CARACTERÍSTICAS DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA MARINHA EM CRUZEIROS OCEANOGRÁFICOS REALIZADOS NO ATLÂNTICO SUL E EQUATORIAL

AUTOR: Fernando Rossato

ORIENTADOR: Ronald Buss de Souza

Este trabalho apresenta um estudo dos fluxos de calor sensível (H) e latente (Le) entre o oceano e a atmosfera, utilizando medidas realizadas por torres micrometeorológicas a bordo de navios brasileiros de pesquisa no oceano Atlântico Sul e Equatorial. Os dados obtidos em quatro cruzeiros, realizados nos meses de dezembro de 2012, julho e outubro de 2015 e entre novembro de 2017 e janeiro de 2018, foram estudados. Os fluxos de calor obtidos a partir da metodologia da Covariância de Vórtices (CV) e da parametrização de *bulk* (*bulk*), foram analisados e comparados. Para os cruzeiros realizados em dezembro de 2012, julho e outubro de 2015, foram observados as maiores diferenças nos fluxos, associadas à passagem de sistemas atmosféricos de baixa pressão, grandes diferenças entre a temperatura do mar e a temperatura do ar e vento intensos. As menores diferenças entre os fluxos foram observadas sob a atuação da Alta Subtropical do Atlântico Sul e regime de ventos fracos. Já para o cruzeiro realizado entre novembro de 2017 e janeiro de 2018 foram observadas as maiores discrepâncias entre os dois métodos quando comparado com os demais cruzeiros, principalmente para Le. Foi analisado também o comportamento micrometeorológico do escoamento em cada um dos cruzeiros, sob diferentes condições de estabilidade. Foi identificada a existência de uma turbulência anisotrópica em outubro de 2015. Este estudo apresenta pela primeira vez *Hockey Stick* obtidos através dos dados coletados em navios em movimento. Além disso foi possível observar a presença de movimentos da escala submeso, com maior número de ocorrência no período de novembro de 2017 à janeiro de 2018. Estes movimentos podem influenciar os fluxos verticais, gerando contribuições imprevisíveis e aleatórias. Os resultados demonstram a importância das condições locais da superfície do oceano e das condições sinóticas de grande escala da atmosfera que influenciam a evolução da camada limite atmosférica marinha e a transferência de calor entre o oceano e a atmosfera.

Palavras-chave: Fluxos de calor. *Hockey Stick*. Camada Limite Estável

ABSTRACT

MARINE ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER CHARACTERISTICS ON OCEANOGRAPHIC CRUISES ON THE SOUTH AND EQUATORIAL ATLANTIC

AUTHOR: Fernando Rossato
ADVISOR: Ronald Buss de Souza

A study of sensible (H) and latent (Le) heat fluxes between the ocean and the atmosphere, using measurements performed by micrometeorological towers aboard Brazilian research vessels in the South and Equatorial Atlantic Ocean, is presented. Data obtained from four cruises, performed in December 2012, July and October 2015 and between November 2017 and January 2018, were studied. The heat fluxes obtained from the Eddy Covariance (CV) methodology and the bulk parameterization were analyzed and compared. For the cruises performed in December 2012, July 2015 and October 2015, the largest differences in fluxes were observed associated with the passage of low pressure atmospheric systems, large differences between sea temperature and air temperature and strong winds. The greatest similarities between the flows were observed under the influence of the South Atlantic Subtropical High and light winds. For the cruise performed between November 2017 and January 2018, the largest discrepancy between the two methods was observed, compared to other cruises, especially for Le. It was also analyzed the micrometeorological behavior of the flow in each of the cruises, under different stability conditions. Anisotropic turbulence was identified in October 2015. This study presents for the first time Hockey Stick obtained from data collected on moving ships. In addition it was possible to observe the presence of submeso scale movements, with the highest number from November 2017 to January 2018. These movements can influence vertical flows, generating unpredictable and random contributions. The results demonstrate the importance of local ocean surface conditions and the large-scale synoptic conditions of the atmosphere, which influence the evolution of the marine atmospheric boundary layer and the heat transfer between the ocean and the atmosphere.

Keywords: Heat Fluxes. Hockey Stick. Stable Boundary Layer

LISTA DE FIGURAS

<p>Figura 2.1 – 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. H: centros de alta pressão; L: centros de baixa pressão.</p>	27
<p>Figura 2.2 – Contornos de densidade de ciclogênese (0.5, 1.0, 2.0 e 4.0 unidades de número de densidade por mês por unidade de área) expressos por meio da vorticidade (ξ) em 850 hPa e em escala de cinza, ξ em 250 hPa para valores acima de 9.0. As cores denotam as diferentes áreas de ciclogênese, dentre os quais os contornos de densidade foram expressos.</p>	28
<p>Figura 2.3 – Representação esquemática da circulação geral superficial do Oceano Atlântico Sul e Equatorial.</p>	29
<p>Figura 2.4 – Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM): a camada superficial molecular é a mais fina em contato direto com a superfície do oceano. A camada superficial turbulenta, 10% da CLAM, é onde as amostras de superfície (navio e boias) são realizadas. A camada de mistura, na ordem de 80% da CLAM é bem misturada devido a turbulência. A camada de inversão é caracterizada pela inversão dos gradientes e inibição de mistura além da CLAM.</p>	32
<p>Figura 2.5 – . Relação entre a escala de velocidade turbulenta V_{TKE} e a velocidade do vento (V). A velocidade limite do vento em cada nível é marcada com um triângulo na cor da altura.</p>	34
<p>Figura 2.6 – . Representação esquemática dos regimes de turbulência.</p>	34
<p>Figura 2.7 – . Comparação entre a relação entre u_* e a velocidade do vento (V) para os dados obtidos experimentalmente do conjunto de dados CASES-99 (linha tracejada) e CBLAST-Low (linha sólida).</p>	35
<p>Figura 2.8 – . Representação do gráfico do gráfico log-log do espectro de energia. ..</p>	36
<p>Figura 3.1 – . Imagem de TSM do Aqua/MODIS média dos anos de 2002 a 2017 para o verão (superior) e inverno (inferior) com as rotas dos cruzeiros SAMOC, FORSA, OP34 e PIRATA.</p>	40
<p>Figura 3.2 – . Navio Oceanográfico Alpha-Crucis (superior - esquerda), Navio de Pesquisa Hidroceanográfico Vital de Oliveira (superior - direita FORSA e inferior - direita PIRATA) Navio Polar Almirante Maximiano (inferior - esquerda) com as torres micrometeorológicas instaladas em suas proas. .</p>	41
<p>Figura 4.1 – Imagem de TSM do Aqua/MODIS média dos dias 02-09 de dezembro de 2012 com a posição da trajetória realizadas no cruzeiro SAMOC. O ponto verde representa o início da coleta de dados analisados.</p>	52
<p>Figura 4.2 – . Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 975 hPa ($m.s^{-1}$) a cada 24 horas a partir das 12Z do dia 03/12/12 (a) até às 12Z do dia 15/12/12 (m) ao longo do cruzeiro SAMOC.</p>	53
<p>Figura 4.3 – De cima para baixo: média de 30 mim da intensidade do vento ($m.s^{-1}$), pressão atmosférica (hPa), temperatura do ar ($^{\circ}C$) e temperatura da superfície do mar ($^{\circ}C$) no período entre 2 e 14 de dezembro de 2012 (dia do ano 337 e 350) durante a realização do Cruzeiro SAMOC.</p>	58

Figura 4.4 – Calor sensível ($W.m^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 2 e 14 de dezembro de 2012 (dia do ano 337 e 349) obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e <i>bulk formulas</i> (preto) durante a realização do Cruzeiro SAMOC.	59
Figura 4.5 – Calor sensível ($W.m^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 2 e 14 de dezembro de 2012 (dia do ano 337 e 349) obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e <i>bulk formulas</i> (preto) durante a realização do Cruzeiro SAMOC.	59
Figura 4.6 – Gráficos de dispersão das medidas e estimativas de calor sensível (esquerda) e latente (direita) pelos métodos da Covariância de Vórtices e <i>Bulk formulas</i>	60
Figura 4.7 – Imagem de TSM do Aqua/MODIS média dos dias 04-11 de julho de 2015 com a posição da trajetória realizadas no cruzeiro FORSA. O ponto verde representa o início da coleta de dados analisados.	61
Figura 4.8 – . Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 975 hPa ($m.s^{-1}$) a cada 24 horas a partir das 12Z do dia 27/06/15 (a) até às 12Z do dia 13/07/15 (p) ao longo da Comissão FORSA.	62
Figura 4.9 – De cima para baixo: média de 30 mim da Intensidade do vento ($m.s^{-1}$), pressão atmosférica (hPa), temperatura do ar ($^{\circ}C$) e temperatura da superfície do mar ($^{\circ}C$) no período entre 29 de junho e 11 de julho de 2015 (dia do ano 180 e 192) durante a realização da Comissão FORSA.	68
Figura 4.10 – Calor sensível ($W.m^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 29 de junho e 11 de julho de 2015 (dia do ano 180 e 192) obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e <i>bulk formulas</i> (preto) durante a realização da Comissão FORSA.	68
Figura 4.11 – Calor latente ($W.m^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 29 de junho e 11 de julho de 2015 (dia do ano 180 e 192) obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e <i>bulk formulas</i> (preto) durante a realização da Comissão FORSA.	69
Figura 4.12 – . Gráficos de dispersão das medidas e estimativas de calor sensível (esquerda) e latente (direita) pelos métodos da Covariância de Vórtices e <i>Bulk formulas</i>	69
Figura 4.13 – Imagem de TSM do Aqua/MODIS média dos dias 08-15 de outubro de 2015 com a posição da trajetória realizadas no cruzeiro INTERCONF34. O ponto verde representa o início da coleta de dados analisados.	70
Figura 4.14 – . Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 975 hPa ($m.s^{-1}$) a cada 24 horas a partir das 12Z do dia 11/10/15 (a) até às 12Z do dia 20/10/15 (j) ao longo do cruzeiro INTERCONF 34	71
Figura 4.15 – De cima para baixo: média de 30 mim da Intensidade do vento ($m.s^{-1}$), pressão atmosférica (hPa), temperatura do ar ($^{\circ}C$) e temperatura da superfície do mar ($^{\circ}C$) no período entre 11 e 20 de outubro de 2015 (dia do ano 284 e 293) durante a realização da OP34	75
Figura 4.16 – Calor sensível ($W.m^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 11 e 20 de outubro de 2015 (dia do ano 284 e 293) obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e <i>bulk formulas</i> (preto) durante a realização do cruzeiro OP34	76
Figura 4.17 – Calor latente ($W.m^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 11 e 20 de outubro de 2015 (dia do ano 284 e 293) obtido através do método	

	da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e <i>bulk formulas</i> (preto) durante a realização do Cruzeiro OP34.	76
Figura 4.18	– . Gráficos de dispersão das medidas e estimativas de calor sensível (esquerda) e latente (direita) pelos métodos da Covariância de Vórtices e <i>Bulk formulas</i>	77
Figura 4.19	– Imagem de TSM do Aqua/MODIS média dos dias 25 de novembro a 02 de dezembro de 2017 com a posição da trajetória realizadas pela pernada 2 da comissão PIRATA 17. O ponto verde representa o início da coleta de dados analisados.	78
Figura 4.20	– . Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 975 hPa ($m.s^{-1}$) a cada 24 horas a partir das 12Z do dia 14/11/17 (a) até às 12Z do dia 06/12/17 (w) ao longo da pernada 2 do cruzeiro PIRATA	79
Figura 4.21	– Imagem de TSM do Aqua/MODIS média dos dias 11-18 de dezembro de 2017 com a posição da trajetória realizadas pela pernada 3 da comissão PIRATA 17. O ponto verde representa o início da coleta de dados analisados.	85
Figura 4.22	– . Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 975 hPa ($m.s^{-1}$) a cada 24 horas a partir das 12Z do dia 11/12/17 (a) até às 12Z do dia 22/12/17 (l) ao longo da pernada 3 do cruzeiro PIRATA	86
Figura 4.23	– Imagem de TSM do Aqua/MODIS média dos dias 1-8 de janeiro de 2018 com a posição da trajetória realizada pela pernada 4 da comissão PIRATA. O ponto verde representa o início da coleta de dados analisados.	89
Figura 4.24	– . Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 975 hPa ($m.s^{-1}$) a cada 24 horas a partir das 12Z do dia 03/01/18 (a) até às 12Z do dia 11/01/18 (i) ao longo da pernada 4 do cruzeiro PIRATA	90
Figura 4.25	– De cima para baixo: média de 30 mim da Intensidade do vento ($m.s^{-1}$), pressão atmosférica (hPa), temperatura do ar ($^{\circ}C$) e temperatura da superfície do mar ($^{\circ}C$) no período 14 de novembro e 6 de dezembro de 2017 (dia do ano 3180 e 340) durante a realização da pernada 2 PIRATA	93
Figura 4.26	– Calor sensível ($W.m^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 14 de novembro e 6 de dezembro de 2017 (dia do ano 318 e 340) obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e <i>bulk formulas</i> (preto) durante a realização da Comissão PIRATA 17 ...	93
Figura 4.27	– Calor latente ($W.m^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 14 de novembro e 6 de dezembro de 2017 (dia do ano 318 e 340) obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e <i>bulk formulas</i> (preto) durante a realização da Comissão PIRATA 17 ...	94
Figura 4.28	– De cima para baixo: média de 30 mim da Intensidade do vento ($m.s^{-1}$), pressão atmosférica (hPa), temperatura do ar ($^{\circ}C$) e temperatura da superfície do mar ($^{\circ}C$) no período entre 12 a 22 de dezembro de 2017 (dia do ano 346 e 356) durante a realização da pernada 3 PIRATA 17	95
Figura 4.29	– Calor sensível ($W.m^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 12 a 22 de dezembro de 2017 (dia do ano 346 e 356) obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e <i>bulk formulas</i> (preto) durante a realização da pernada 3 PIRATA 17.	95
Figura 4.30	– Calor latente ($W.m^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 12 a 22 de dezembro de 2017 (dia do ano 346 e 356) obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e <i>bulk</i>	

	<i>formulas</i> (preto) durante a realização da pernada 3 PIRATA 17	96
Figura 4.31	– De cima para baixo: média de 30 min da Intensidade do vento ($m.s^{-1}$), pressão atmosférica (hPa), temperatura do ar ($^{\circ}C$) e temperatura da superfície do mar ($^{\circ}C$) no período entre 3 e 11 de janeiro de 2018 durante a realização da pernada 4 PIRATA.	96
Figura 4.32	– Calor sensível ($W.m^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 3 e 11 de janeiro de 2018 obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e <i>bulk formulas</i> (preto) durante a realização da pernada 4 PIRATA 17.	97
Figura 4.33	– Calor latente ($W.m^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 3 e 11 de janeiro de 2018 obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e <i>bulk formulas</i> (preto) durante a realização da pernada 4 PIRATA 17.	97
Figura 4.34	– Velocidade média do vento ($m.s^{-1}$), temperatura virtual ($^{\circ}C$), temperatura do ar ($^{\circ}C$), temperatura do superfície do mar ($^{\circ}C$) e variância do componente vertical do vento, média cada minuto, para os cruzeiros OP34, SAMOC, PIRATA e FORSA. Os pontos em azul (vermelho) representam os valores positivos (negativos) do número de Richardson bulk.	98
Figura 4.35	– Gráfico de dispersão da temperatura do ar ($^{\circ}C$), medida pelo anemômetro e pelo termo-higrômetro, média cada hora, para os cruzeiros OP34, SAMOC, PIRATA e FORSA.	99
Figura 4.36	– Gráfico de dispersão da temperatura do ar ($^{\circ}C$), medida pelo anemômetro e pelo termo-higrômetro, média cada minuto, para os cruzeiros OP34, SAMOC, PIRATA e FORSA.	100
Figura 4.37	– Diagrama de caixas Boxplot para a velocidade média do vento (esquerda) e razão entre a energia vertical e a energia horizontal (σ_W^2/σ_H^2), média cada hora, a linha vertical representa $\sigma_W^2/\sigma_H^2=0,1$ para os cruzeiros OP34, SAMOC, PIRATA e FORSA.	101
Figura 4.38	– Diagrama de caixas Boxplot para a velocidade média do vento (esquerda) e razão entre a energia vertical e a energia horizontal (σ_W^2/σ_H^2), média cada minuto, a linha vertical representa $\sigma_W^2/\sigma_H^2=0,1$, para os cruzeiros OP34, SAMOC, PIRATA e FORSA.	101
Figura 4.39	– Relação entre Ri_b e velocidade do vento, média cada minuto, para os cruzeiros FORSA, OP34, PIRATA e SAMOC. Valores negativos de Ri_b são mostrados em vermelho, enquanto valores positivos de Ri_b em azul.	102
Figura 4.40	– Relação entre a escala de velocidade turbulenta (V_{TKE}) e a velocidade do vento (V) (esquerda), velocidade de fricção (u_*) e a velocidade do vento (V) (direita). A velocidade do vento limite é marcada com uma reta vertical vermelha para os cruzeiros OP34 e SAMOC.	103
Figura 4.41	– Relação entre a turbulência vertical (σ_W) e a velocidade do vento (V) (esquerda), turbulência horizontal (σ_H) e a velocidade do vento (V) (direita). A velocidade do vento limite é marcada com uma reta vertical vermelha para os cruzeiros OP34 e SAMOC.	103
Figura 4.42	– Relação (esquerda) entre a escala de velocidade turbulenta (V_{TKE}) e a velocidade do vento (V), (direita) velocidade de fricção (u_*) e a velocidade do vento (V). A velocidade do vento limite em cada cruzeiro é marcada com uma reta vertical vermelha para os cruzeiros OP34 e SAMOC. Valores negativos de Ri_b são mostrados em vermelho, enquanto	

	valores positivos de Ri_b em azul.	104
Figura 4.43	– Relação (esquerda) entre a turbulência vertical (σ_W) e a velocidade do vento (V), (direita) turbulência horizontal (σ_H) e a velocidade do vento (V). A velocidade do vento limite em cada cruzeiro é marcada com uma reta vertical vermelha para os cruzeiros OP34 e SAMOC. Valores negativos de Ri_b são mostrados em vermelho, enquanto valores positivos de Ri_b em azul.	105
Figura 4.44	– Relação entre a escala de velocidade turbulenta (V_{TKE}) e a velocidade do vento (V) para cada dia dos cruzeiros FORSA, OP34, PIRATA e SAMOC. Os pontos em azul representam o gradiente de temperatura $\Delta\theta$ positivo e os pontos em vermelho o gradiente de temperatura $\Delta\theta$ negativo.	106
Figura 4.45	– Relação entre a dissipação molecular da turbulência na componente u (ϵ_u) e a dissipação molecular da turbulência nas componentes v (ϵ_v) e w (ϵ_w).	107
Figura 4.46	– Relação entre fluxo de calor sensível $ H $ e a velocidade média do vento V . A linha tracejada é para $\alpha = 400$ e a linha vermelha é o valor médio.	108
Figura 4.47	– Relação entre a dissipação molecular da turbulência nas componentes u (ϵ_u), v (ϵ_v) e w (ϵ_w) e a velocidade média do vento V . Para os cruzeiros FORSA, OP34, PIRATA e SAMOC.	108
Figura 4.48	– Diagrama de caixas Boxplot para o período do meandro para as componentes $u(T_{*u})$, $v(T_{*v})$ e $w(T_{*w})$ do vento e temperatura ($T_{*\theta}$), para os cruzeiros FORSA, OP34, PIRATA e SAMOC	110
Figura 4.49	– Relação entre o período do meandro para as componentes $u(T_{*u})$, $v(T_{*v})$ e $w(T_{*w})$ do vento e temperatura ($T_{*\theta}$) e a altura, para os cruzeiros FORSA, OP34, PIRATA e SAMOC.	111
Figura 4.50	– Distribuição de frequência do período do meandro para a componente $w(T_{*w})$	112
Figura 4.51	– Relação entre a escala de velocidade turbulenta (V_{TKE}) e a velocidade do vento (V) (acima), velocidade de fricção (u_*) e a velocidade do vento (V) (abaixo). Para o dia 292 do cruzeiro OP34.	113
Figura 4.52	– Relação entre a escala de velocidade turbulenta (V_{TKE}) e a velocidade do vento (V) (acima), velocidade de fricção (u_*) e a velocidade do vento (V) (abaixo). Para o dia 346 do cruzeiro SAMOC.	113
Figura 4.53	– Co-espectros para o dia 292 às 00:00, caso muito estável (direita) e às 09:00 pouco estável (esquerda), do cruzeiro OP34.	114
Figura 4.54	– Co-espectros para o dia 346 às 10:00, caso muito estável (direita) e às 00:00 pouco estável (esquerda), do cruzeiro SAMOC.	114

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Data de coletas de dados dos cruzeiros SAMOC, FORSA, OP34 e PI-RATA.....	39
---	----

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<i>AT</i>	Água Tropical
<i>ASAS</i>	Alta Subtropical do Atlântico Sul
<i>CMi</i>	Camada de Mistura
<i>CI</i>	Camada de Inversão
<i>CLA</i>	Camada Limite Atmosférica
<i>CLAM</i>	Camada Limite Atmosférica Marinha
<i>CLC</i>	Camada Limite Convectiva
<i>CLE</i>	Camada Limita Estável
<i>CLO</i>	Camada Limite Oceânica
<i>CS</i>	Camada Superficial
<i>CSM</i>	Camada Superficial Molecular
<i>CBLAST_{Low}</i>	<i>Coupled Boundary Layers Air–Sea Transfer</i>
<i>CFSv2</i>	<i>Climate Forecast System Version 2</i>
<i>CB</i>	Corrente do Brasil
<i>CM</i>	Corrente das Malvinas
<i>CSA</i>	Corrente Sul Atlântica
<i>CSE</i>	Corrente Sul Equatorial
<i>CG</i>	Corrente do Golfo
<i>CNB</i>	Corrente Norte do Brasil
<i>CCA</i>	Corrente Circumpolar Antártica
<i>CCB</i>	Corrente Costeira do Brasil
<i>CNE</i>	Corrente Norte Equatorial
<i>CCNE</i>	Contracorrente Norte Equatorial
<i>CSE</i>	Corrente Sul Equatorial
<i>CV</i>	Covariância dos Vórtices
<i>CBM</i>	Confluência Brasil-Malvinas
<i>CASES99</i>	<i>Cooperative Atmosphere–Surface Exchange Study in 1999</i>

<i>FAPESP</i>	Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo
<i>FORSA</i>	<i>Following Ocean Rings in the South Atlantic</i>
<i>INCT</i>	Instituto Nacional da Ciência e Tecnologia
<i>INTERCONF</i>	Interação oceano-atmosfera na região da Confluência Brasil-Malvinas
<i>IOUSP</i>	Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo
<i>LAMOS</i>	Laboratório de Meteorologia e Oceanografia por Satélites
<i>MOC</i>	Célula de Revolvimento Meridional
<i>NCEP</i>	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
<i>NOc.</i>	Navio Oceanográfico
<i>NPol.</i>	Navio Polar
<i>P1</i>	Pernada 1
<i>P2</i>	Pernada 2
<i>P3</i>	Pernada 3
<i>P4</i>	Pernada 4
<i>PIRATA</i>	<i>Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic</i>
<i>PNMM</i>	Pressão ao Nível Médio do Mar
<i>RS</i>	Rio Grande do Sul
<i>SAMOC</i>	<i>South Atlantic Meridional Overturning Circulation</i>
<i>TSM</i>	Temperatura da Superfície do Mar
<i>TSMO</i>	Teoria da Similaridade de Monin-Obuklov
<i>ZCI</i>	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

H	fluxo de calor sensível
Le	fluxo de calor latente
T_{ar}	temperatura do ar
T	temperatura virtual
CO_2	dióxido de carbono
u	componentes zonal do vento
v	componentes meridional do vento
w	componentes vertical do vento
V	velocidade horizontal média do vento
ξ	vorticidade
V_{TKE}	escala de velocidade turbulenta
u_*	escala de velocidade de fricção
T_*	escala de temperatura
q_*	escala de umidade
L	escala de comprimento
Ri_b	número de <i>Richardson bulk</i>
TKE	energia cinética turbulenta
σ_u^2	variância da componente zonal do vento
σ_v^2	variância da componente meridional do vento
σ_w^2	variância da componente vertical do vento
σ_W	turbulência vertical
σ_H	turbulência horizontal
ϵ_u	dissipação molecular da turbulência na componente zonal do vento
ϵ_v	dissipação molecular da turbulência na componente meridional do vento
ϵ_w	dissipação molecular da turbulência na componente vertical do vento

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	25
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	27
2.1	SISTEMAS ATMOSFÉRICOS SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO SUL E EQUATORIAL.....	27
2.2	CONDIÇÕES OCEÂNICAS SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO SUL E EQUATORIAL.....	29
2.3	CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA	31
2.3.1	Espectros de energia	35
2.4	FLUXOS DE CALOR E INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA	36
3	METODOLOGIA	39
3.1	ÁREA DE ESTUDO E EXPERIMENTO DE CAMPO.....	39
3.1.1	Cruzeiro SAMOC	40
3.1.2	Cruzeiro FORSA	42
3.1.3	Cruzeiro INTERCONF 34	43
3.1.4	Comissão PIRATA	44
3.2	CORREÇÃO DEVIDO AO MOVIMENTO DO NAVIO	45
3.3	MÉTODOS DE CÁLCULO DE FLUXOS DE CALOR	46
3.3.1	Covariância de Vórtices	46
3.3.2	Parametrização <i>bulk</i>	47
3.4	ANÁLISE ATMOSFÉRICA SINÓTICA NA REGIÃO E ÉPOCA DE ESTUDO.....	50
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	51
4.1	RESULTADO DOS CRUZEIROS	51
4.1.1	Cruzeiro SAMOC	51
4.1.2	Comissão FORSA	60
4.1.3	Cruzeiro INTERCONF 34	70
4.1.4	Comissão PIRATA 17	77
4.2	ANÁLISE DA TRANSIÇÃO DA CAMADA LIMITE ESTÁVEL	98
4.2.1	Detecção de movimentos de submeso.	109
4.2.2	Análise do co-espectro	110
5	CONCLUSÃO	115
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	119

1 INTRODUÇÃO

Os oceanos são um importante componente do sistema climático global, que com sua grande capacidade térmica, armazenam a energia solar para que esta possa ser transferida, na forma de calor sensível e latente, para a atmosfera (PEIXOTO; OORT, 1992). As águas oceânicas são também um importante veículo para o transporte de energia entre as baixas e altas latitudes, reduzindo assim o gradiente meridional de temperatura (WALLACE; HOBBS, 2006). A região tropical tem excesso de energia, enquanto que as regiões polares têm deficit de energia (DIAS; SILVA, 2009). Através destes processos, os oceanos desempenham um papel crucial como moderadores do clima global. Através da interação oceano-atmosfera, os oceanos atuam de forma importante na formação e modificação de certos tipos de massas de ar (PEIXOTO; OORT, 1992).

Fluxos turbulentos superficiais são os principais caminhos através dos quais a atmosfera é acoplada com o oceano. Eles fornecem mecanismos para que *momentum*, energia, umidade e dióxido de carbono (CO_2) sejam transferidos entre o oceano e a atmosfera. (BOURASSA et al., 2010). Esses processos de interação ocorrem na interface da Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM), região da troposfera que é diretamente influenciada pela superfície do planeta, e da Camada Limite Oceânica (CLO) (PEZZI et al., 2005; PEZZI et al., 2009; ACEVEDO et al., 2010; CAMARGO et al., 2013; PEZZI et al., 2016).

A temperatura da superfície do mar (TSM) exerce um papel importantíssimo nesse complexo mecanismo de interações, pois é por meio da diferença de temperatura entre a superfície do mar e do ar que a energia em forma de fluxos de calor é trocada entre a atmosfera e o oceano (WELLS, 1997; PEZZI; SOUZA, 2009).

Fluxos turbulentos ar-mar, de calor sensível e latente, variam em magnitude com o curso do ano, com fluxos de calor sensível também mudando o sinal. Na maioria dos lugares, o oceano absorve calor durante o verão e libera no inverno (BOURASSA et al., 2010).

A compreensão dos processos de transferência de calor do oceano para a atmosfera, na forma de calor latente e sensível, é chave para a verificação dos resultados e uma melhor qualidade das simulações e previsões realizadas por modelos atmosféricos utilizados em estudos climáticos e de mudanças climáticas globais (TRENBERTH; SOLOMON, 1994; TRENBERTH; CARON, 2001; RODWELL; FOLLAND, 2002) assim como para um melhor entendimento dos processos globais de distribuição de energia.

A camada limite convectiva (CLC) tem sido amplamente estudada e discutida na literatura, sendo em geral bem compreendida e representada pelos modelos numéricos. Por outro lado, a Camada Limite estável (CLE) apresenta uma complexidade maior, devido à existência de movimentos não turbulentos (movimentos de submeso) e da própria turbu-

lência. Recentemente, muitos estudos sobre CLE foram sendo realizados com a finalidade de descrever e caracterizar os distintos padrões turbulentos que ocorrem na CLE (VERCAUTEREN; MAHRT; KLEIN, 2016; ACEVEDO et al., 2016; MORTARINI et al., 2019). Embora esses estudos tenham fornecido uma melhor descrição e compreensão da CLE, muitos aspectos desse escoamento, bem como a presença de fenômenos ondulatórios e como eles interagem com a turbulência na CLE, não são bem descritos e representados em modelos de dispersão de poluentes e de previsão de Tempo e Clima. Uma compreensão completa da camada limite planetária, que envolve uma compreensão tanto da CLC, CLE quanto da CLAM é de suma importância para melhorar o desempenho dos modelos numéricos de previsão do Tempo.

A determinação dos fluxos de calor na interface oceano-atmosfera pode ser realizada a partir de alguns métodos. Dentre os mais utilizados estão o método de parametrização conhecido como *bulk formulas* e o método Covariância dos Vórtices (CV). Para o caso dos navios, são necessárias correções para reduzir as incertezas nas medidas de vento devido ao movimento do navio (MILLER et al., 2008).

Através de projetos de pesquisas foi instalada pela primeira vez a bordo de um navio oceanográfico brasileiro uma torre micrometeorológica para a coleta de dados meteorológicos em alta frequência, incluindo os fluxos de calor, *momentum* e gás através do método CV. Os primeiros resultados desse estudo foram descritos por Pezzi et al. (2016).

Santini (2017) estudou os fluxos de calor e *momentum*, a partir de dados coletados durante cruzeiros a bordo de navios brasileiros de pesquisa no oceano Atlântico Sudoeste em junho de 2012, outubro de 2013 e outubro de 2014, utilizando os métodos CV e parametrização *bulk*. Nos últimos anos com a realização de novas expedições científicas a bordo de navios de pesquisa com torres micrometeorológicas permitiu, a coleta de novos dados, em alta frequência, no Oceano Atlântico Sul e Equatorial. Então, no presente trabalho pretende-se aprofundar os estudos dos fluxos de calor no Oceano Atlântico Sul e Equatorial a partir das novas medidas disponíveis, levando em consideração as influenciados tanto por fenômenos atmosférica que vão da grande até a pequena escala.

O objetivo principal deste trabalho é determinar e comparar medidas diretas e estimativas dos fluxos de calor sensível e latente na interface oceano-atmosfera no Atlântico Sul e Equatorial.

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

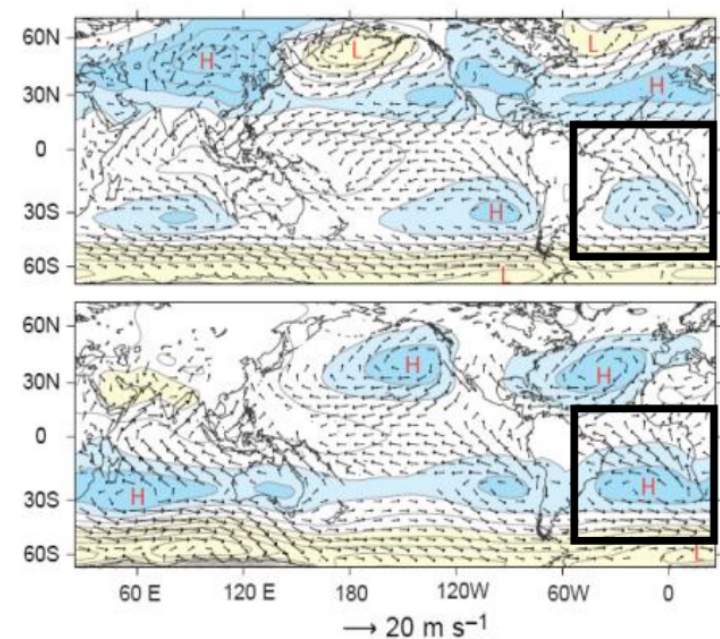
- (a) Corrigir os dados de velocidade e direção do vento coletados durante os cruzeiros científicos devido ao movimento do navio;
- (b) Determinar os fluxos de calor sensível e latente nas regiões e períodos do estudo através do método de *bulk* e o método de CV;
- (c) Comparar os dados de fluxos e associa-las as condições atmosféricas e oceânicas;
- (d) Estudar e caracterizar a transição da camada limite estável sobre o oceano;

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 SISTEMAS ATMOSFÉRICOS SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO SUL E EQUATORIAL

O Oceano Atlântico Sul é caracterizado por uma forte sazonalidade. Do lado atmosférico, encontra-se a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que é um sistema de alta pressão semipermanente localizados em torno de 30 °S na região oceânica, surgindo devido à subsidência da Célula de Hadley. A ASAS consiste em extensas áreas de ar subsidente, com temperaturas elevadas resultado da intensa radiação solar além da alta umidade devido à intensa evaporação marítima e pouca nebulosidade também (MORAN; MORGAN, 1994; DEGOLA, 2013). Como mostra a Figura 2.1, a ASAS oscila meridionalmente em função da época do ano. Nos meses de verão, esse sistema encontra-se mais ao sul, deslocado zonalmente mais para leste e menos intenso. Já nos meses de inverno seu centro encontra-se deslocado mais para o norte e oeste, alcançando assim a região costeira do Brasil (WALLACE; HOBBS, 2006).

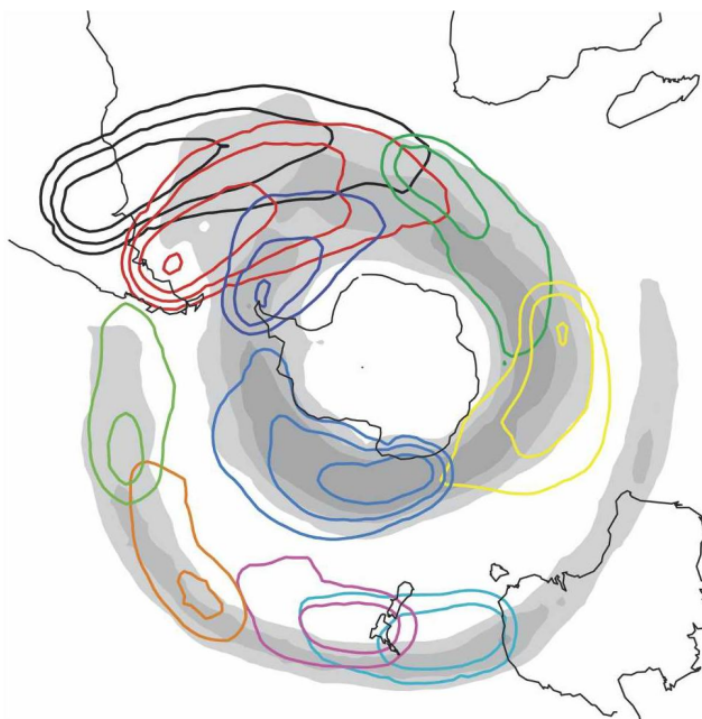
Figura 2.1 – Ventos em superfície com base em análise de satélite sobrepostos à distribuição da pressão ao nível médio do mar em dezembro-janeiro-fevereiro (superior) e junho-julho-agosto (inferior). Pressões atmosféricas superiores à 1015 hPa e inferiores à 1000 hPa encontram-se em tons de azul e amarelo, respectivamente. H: centros de alta pressão; L: centros de baixa pressão.



Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006).

Como exemplos de sistemas de baixa pressão transientes sobre a América do Sul e Oceano Atlântico Sul temos os ciclones extratropicais. (GAN; RAO, 1991) encontraram regiões preferencialmente ciclogênicas (favoráveis para o processo de formação e o desenvolvimento de ciclones na atmosfera) na América do Sul, com dois centros de máxima ocorrência ao longo do ano, um próximo ao Golfo de San Matias, na Argentina e outro próximo ao Uruguai. Já na distribuição sazonal, o centro do Uruguai é máximo no inverno e o do Golfo de San Matias, no verão. Para as estações de transição (primavera e outono), esses centros são praticamente da mesma ordem. Hoskins e Hodges (2005) também identificaram a grande frequência de ciclogênese na costa leste do continente Sul Americano com uma terceira região sobre a península Antártica (Figura 2.2).

Figura 2.2 – Contornos de densidade de ciclogênese (0.5, 1.0, 2.0 e 4.0 unidades de número de densidade por mês por unidade de área) expressos por meio da vorticidade (ξ) em 850 hPa e em escala de cinza, ξ em 250 hPa para valores acima de 9.0. As cores denotam as diferentes áreas de ciclogênese, dentre os quais os contornos de densidade foram expressos.



Fonte: Hoskins e Hodges (2005)

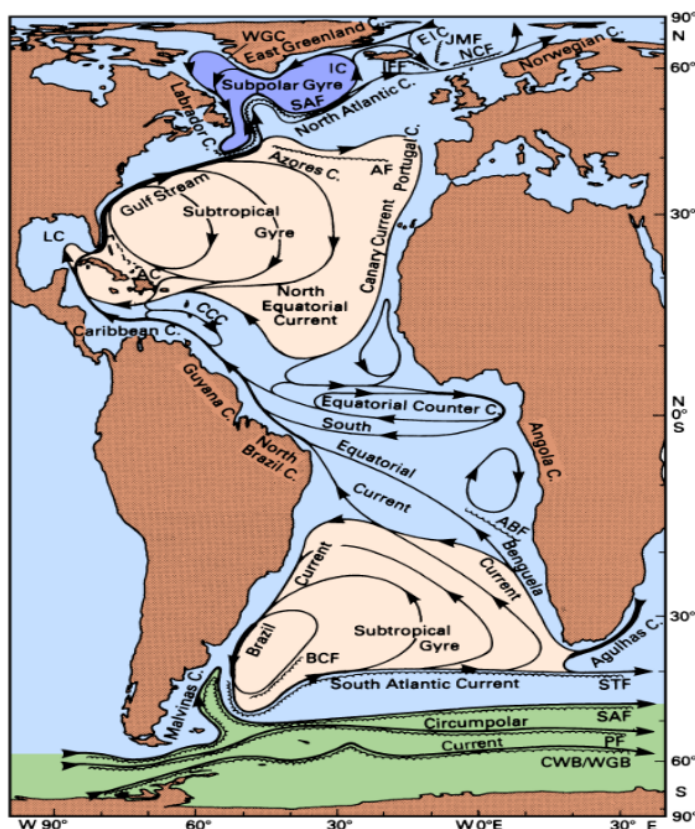
Como o Oceano Atlântico Sudoeste é apontado como uma das regiões de maior ocorrência de ciclogênese na América do Sul (GAN; RAO, 1991; HOSKINS; HODGES, 2005), é comum nesta região à passagem de distúrbios transientes, como frentes frias, ciclones extratropicais e a incursão de massas de ar frio influenciando as trocas na interface oceano-atmosfera nos fluxos de calor. Na ausência desses distúrbios transientes os fluxos podem ser controlados pelas massas d'água (PEZZI et al., 2009; ACEVEDO et al., 2010; ARSEGO et al., 2012; ROSSATO; SOUZA, 2016).

Na região do Atlântico Equatorial a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é considerado o sistema mais importante gerador de precipitação sobre a região equatorial, migrando sazonalmente em torno de 14 °N, durante agosto-setembro e em torno de 2 °S, durante março-abril (MELO; CAVALCANTI; SOUZA, 2009).

2.2 CONDIÇÕES OCEÂNICAS SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO SUL E EQUATORIAL

Peterson e Stramma (1991) descreveram a circulação geral superficial do Atlântico Sul e as principais correntes marinhas que compõem o Giro Subtropical do Atlântico Sul. São elas: Corrente Sul Equatorial (CSE), Corrente do Brasil (CB), Corrente das Malvinas (CM), Corrente do Atlântico Sul ou Sul Atlântica (CSA) e Corrente de Benguela (Figura 2.3).

Figura 2.3 – Representação esquemática da circulação geral superficial do Oceano Atlântico Sul e Equatorial.



Fonte: Tomczak e Godfrey (1994)

As correntes de contorno oeste são caracterizadas por fluxos intensos, estreitos e bem definidos fluindo ao longo das margens continentais (SILVEIRA et al., 2000). Contudo, a CB que é a corrente de contorno oeste associada ao Giro Subtropical do Atlântico Sul,

apresenta um transporte consideravelmente menor quando comparada a sua equivalente no hemisfério Norte, a Corrente do Golfo (CG), mas com uma atividade de mesoescala equivalente (LENTINI; SOUZA, 2009).

A CB é formada ao sul de 10 °S pela bifurcação da CSE, que forma também a Corrente Norte do Brasil (CNB) (SILVEIRA et al., 2000). A CB transporta águas quentes e salinas sendo basicamente formada pela Água Tropical (AT) em superfície, na região do Equador, fluindo em direção ao sul ao longo da margem continental brasileira até aproximadamente 36 °S onde, nesta região, se encontra com a CM e se separa da costa. Formada por águas de origem subantártica, a CM é caracterizada por transportar águas frias e menos salinas que as águas da CB (PETERSON; STRAMMA, 1991).

A CM é um braço da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) deslocado para norte a partir da Passagem de Drake. Ela traz águas com características subantárticas até aproximadamente 38 °S, ponto em que a corrente também se separa da costa e segue em direção ao interior da bacia Atlântica (PETERSON; STRAMMA, 1991).

A região de encontro entre a CB e a CM é denominada Confluência Brasil-Malvinas (CBM), uma das regiões mais enérgicas do oceano global. A CBM tem um papel importante no tempo e clima das regiões sul e sudeste do Brasil (PEZZI; SOUZA, 2009), assim como uma região importante para a compreensão dos processos de teleconexão entre as altas e médias latitudes. A dinâmica da CBM é caracterizada por fortes gradientes de temperatura da superfície do mar, altura do nível do mar e concentração de clorofila que ocorrem entre as águas da CB e da CM.

Souza e Robinson (2004) e Möller et al. (2008) demonstraram a extensão e a importância das águas de origem continental transportadas para norte pela região costeira sul-americana, até a região sul-sudeste do Brasil. Os autores apontam que as águas do Rio da Prata, transportadas pela Corrente Costeira do Brasil (CCB) (MÖLLER et al., 2008), atingem inteiramente a costa do Rio Grande do Sul (RS) durante o período de inverno. Essas águas, pouco salinas, dominam a plataforma continental do sul do Brasil, caracterizada por profundidades menores que 200 m.

As três correntes equatoriais conhecidas, no Oceano Atlântico Equatorial, a partir da circulação de profundidade integrada que dominam o escoamento de superfície e a hidrografia são: A Corrente Norte Equatorial (CNE) representa um fluxo amplo e uniforme para oeste, posicionando-se ao norte de 10°N. De caráter altamente sazonal, a Contracorrente Norte Equatorial (CCNE) quase desaparece em fevereiro, quando os Ventos Alísios são mais intensos no Hemisfério Norte. Estendendo-se de 3°N a 15°S, a Corrente Sul Equatorial (CSE) caracteriza-se como um fluxo amplo e uniforme para oeste (PETERSON; STRAMMA, 1991; TOMCZAK; GODFREY, 1994) (Figura 2.3).

2.3 CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

A Camada Limite Atmosférica (CLA) pode ser definida como a região da troposfera (primeira camada da atmosfera terrestre) que é diretamente influenciada pela superfície do planeta, e responde a suas forçantes numa escala de tempo de algumas horas ou menos. Esta camada é particularmente caracterizada por movimentos turbulentos gerados por forçantes mecânicas (cisalhamento do vento) e térmicas (devido o aquecimento ou resfriamento da superfície) (STULL, 1988). A espessura da CLA pode variar desde dezenas de metros até a ordem de quilômetros, sendo a taxa de resfriamento ou aquecimento da superfície o principal responsável por esta variação (WALLACE; HOBBS, 2006).

A CLA que se desenvolve acima do oceano é denominada Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM). Devido à grande capacidade térmica da água, não há uma grande variação da TSM ao longo do dia, ao contrário do que se observa sobre o continente (STULL, 1988). A evolução vertical da CLAM e os fluxos presentes são influenciados por diversos fatores como localização geográfica (oceano aberto, águas costeiras, mares fechados) e condições sinóticas (SEMPREVIVA et al., 2010).

Sobre o continente, o CLA convectiva ocorre durante o dia e o CLA estável à noite. Sobre o mar, a estabilidade atmosférica depende da variação da temperatura do ar em comparação com a variação da TSM. No geral, a variação da estabilidade atmosférica é muito maior em terra do que em mar (SUN; FRENCH, 2016).

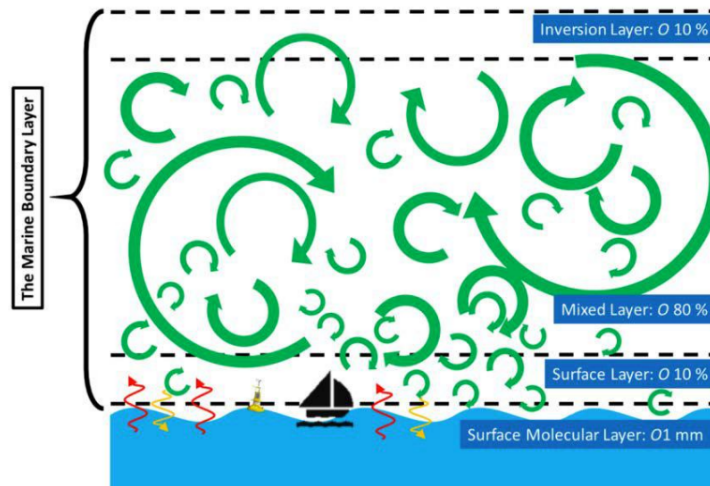
Como ilustrado na Figura 2.4, o escoamento na CLAM em geral é turbulento e limitado por uma camada estaticamente estável na região da inversão térmica. A altura da CLAM é dependente do tempo e do espaço. Esta camada pode ser da ordem de dezenas de metros, em condições estáveis e da ordem de quilômetros, em condições convectivas.

A estrutura da CLAM é tradicionalmente dividida em quatro subcamadas (Figura 2.4). A camada superficial molecular (CSM), com espessura na ordem de milímetros, encontra-se em contato com a superfície do oceano. Gradientes de temperatura e umidade na interface oceano-atmosfera controlam as trocas difusivas na CSM (FAIRALL et al., 1997; MARION, 2014). A camada superficial (CS) se encontra diretamente acima da CSM e representa cerca de 10% da espessura da CLAM. É nessa camada que são realizadas as coletas de dados atmosféricos sobre o oceano, sendo os fluxos quase constantes com a altura e em geral parametrizada pela Teoria de Similaridade de Monin Obukhov (MONIN; OBUKHOV, 1954).

A Camada de Mistura (CMi) representa cerca de 80% da CLAM e é caracterizada por pequenos gradientes verticais, devido a intensa mistura vertical turbulenta. A Camada de Inversão (CI), tem como principal característica uma intensa estabilidade causada pela ocorrência de uma inversão térmica e responde por cerca dos 10% superiores da CLAM (FAIRALL et al., 1997; MARION, 2014).

De acordo com Pezzi et al. (2009) e Acevedo et al. (2010) a CLAM no Oceano

Figura 2.4 – Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM): a camada superficial molecular é a mais fina em contato direto com a superfície do oceano. A camada superficial turbulenta, 10% da CLAM, é onde as amostras de superfície (navio e boias) são realizadas. A camada de mistura, na ordem de 80% da CLAM é bem misturada devido a turbulência. A camada de inversão é caracterizada pela inversão dos gradientes e inibição de mistura além da CLAM.



Fonte: Marion (2014)

Atlântico Sudoeste é também modulada pelos movimentos verticais e pelos padrões de advecção atmosférica associada à passagem de sistemas meteorológicos transientes.

A estabilidade da atmosfera pode ser determinada em função da temperatura potencial virtual, que é a temperatura potencial que o ar seco teria se tivesse a mesma densidade do ar úmido. Considerando a variação vertical da temperatura potencial virtual, temos que: (i) a camada limite é instável quando a temperatura potencial virtual diminui com a altura; (ii) a camada limite é neutra quando a temperatura potencial virtual é constante com a altura e (iii) a camada limite é estável quando a temperatura potencial virtual aumenta com a altura.

Segundo Kaimal e Finnigan (1994) a estabilidade, em particular em regime de vento fraco é dada pelo número de *Richardson bulk* (Ri_b):

$$Ri_b = \frac{g}{\theta_p} \frac{\Delta\theta_p \Delta z}{(\Delta \bar{V})^2}$$

onde g é o módulo da aceleração gravitacional, θ_p é a temperatura potencial, $\Delta\theta_p$ é a diferença da temperatura potencial medida em uma camada de espessura $\Delta z = z - z_0$, z é a altura sobre a superfície e z_0 é a altura de referência, V é a velocidade na altura z . Valores positivos ($Ri_b > 0$) estão associados a CLE, enquanto valores negativos ($Ri_b < 0$) a CLC.

A Camada Limite Estável (CLE) é caracterizada pela ocorrência de turbulência com menor intensidade quando comparada com a Camada Limite Convectiva, devido à estra-

tificação térmica e conseqüentemente o fluxo de calor sensível é negativo. Usualmente a CLE tem sido classificada em dois diferentes regimes de turbulência baseado no fluxo de calor sensível em função da estabilidade atmosférica (MAHRT, 1998), sendo eles: pouco estável e muito estável. A CLE pouco estável ocorre na presença de vento intensos, geralmente com cobertura de nuvens. Nesse regime a turbulência é relativamente bem desenvolvida e contínua, com fluxos turbulentos bem descritos pela teoria da similaridade de Monin-Obuklov (TSMO).

A CLE muito estável ocorre em condições de vento fraco e geralmente com céu claro, caracterizada por uma grande perda radiativa. Nesse regime, a turbulência pode ser intermitente e os fluxos turbulentos não são bem descritos pela TSMO. Nesta condição, os modelos numéricos que descrevem o comportamento médio da atmosfera apresentam dificuldade em simular os distintos padrões turbulentos.

A partir dos trabalhos de Sun et al. (2012), Acevedo et al. (2016) e Sun e French (2016) tornou-se comum analisar as variáveis turbulentas em função da velocidade do vento.

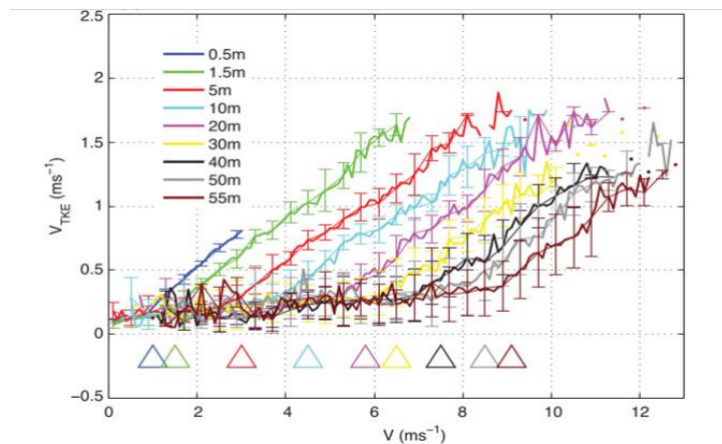
Sun et al. (2012) utilizando um conjunto de dados do experimento *Cooperative Atmosphere–Surface Exchange Study in 1999 (CASES-99)* obtidos através de uma torre micrometeorológica de 60 m de altura, com nove níveis, instalada sobre um terreno relativamente plano, em Kansas nos Estados Unidos durante outubro de 1999, exploraram a dependência da turbulência com a velocidade média do vento. Uma escala de velocidade turbulenta pode ser definida como, $V_{TKE} = [(1/2)(\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2)]^{1/2} = \sqrt{TKE}$, onde TKE representa a energia cinética turbulenta, e σ_u^2 , σ_v^2 e σ_w^2 são as componentes zonal, meridional e vertical da variância da velocidade vento. A relação entre V_{TKE} e velocidade horizontal média do vento (V) observada por Sun et al. (2012), conhecido como teoria do *Hockey Stick*, está representada na Figura 2.5. A partir da relação $V_{TKE} \times V$ foi possível classificar a CLE em dois regimes distintos, separados por uma velocidade limite do vento.

No regime 1 (muito estável), a intensidade da turbulência cresce lentamente com a velocidade do vento (Figura 2.6) e é caracterizado por uma turbulência local, que muitas vezes pode ser intermitente. Além disso, coincide com o regime desacoplado, onde os níveis próximos a superfície não se comunicam com os superiores (ACEVEDO et al., 2016). Por outro lado, no regime 2 (pouco estável), a intensidade da turbulência aumenta rapidamente com a velocidade do vento (Figura 2.6). Neste caso, a turbulência é gerada pelo cisalhamento global da velocidade do vento. Este regime coincide com o regime acoplado (ACEVEDO et al., 2016).

A velocidade limite, representada pela letra “A” na Figura 2.6, marca a transição entre os regimes e depende da altura em que a medida é realizada, cobertura de nuvens, rugosidade, características do relevo, da superfície e outros (MAHRT et al., 2013; SUN; FRENCH, 2016; WIEL et al., 2017; GUERRA et al., 2018; MARONEZE et al., 2019).

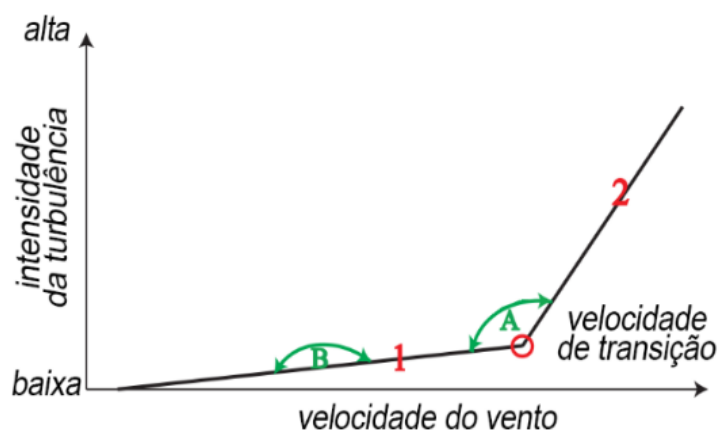
Recentemente, Sun e French (2016) utilizando dados provenientes de uma torre

Figura 2.5 – . Relação entre a escala de velocidade turbulenta V_{TKE} e a velocidade do vento (V). A velocidade limite do vento em cada nível é marcada com um triângulo na cor da altura.



Fonte: (SUN et al., 2012)

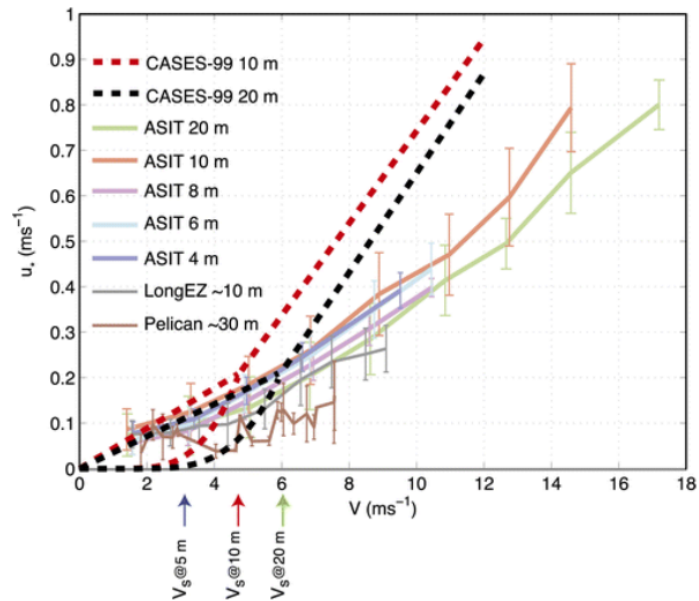
Figura 2.6 – . Representação esquemática dos regimes de turbulência.



Fonte: Adaptado de Sun et al. (2012)

fixa do experimento *Coupled Boundary Layers Air–Sea Transfer* (CBLAST-Low) realizado ao sul de Martha’s Vineyard (ilha na costa nordeste dos Estados Unidos), investigaram a interação oceano-atmosfera, destacando a existência de dois regimes na CLE de forma semelhante ao observado no experimento CASES-99 a partir da teoria do Hockey Stick. Como mostrado na Figura 2.7, no CBLAST-Low a taxa de crescimento da velocidade de fricção (u_*) com a velocidade média do vento (V) é menor da que ocorre no CASES-99. Esta diferença pode ser explicada devido a presença de uma estratificação térmica mais intensa para CBLAST-Low do que a presente no CASES-99. Além disso, este estudo mostrou que os padrões turbulentos sobre o oceano e a terra são semelhantes, exceto durante condições de ventos fracos próximos superfície do mar.

Figura 2.7 – . Comparação entre a relação entre u_* e a velocidade do vento (V) para os dados obtidos experimentalmente do conjunto de dados CASES-99 (linha tracejada) e CBLAST-Low(linha solida).



Fonte: Sun e French (2016)

2.3.1 Espectros de energia

Qualquer variável que apresenta uma variação temporal pode ser descrita como uma superposição ou combinação de diferentes harmônicos (ARYA, 2001). No estudo dos padrões turbulentos na CLA, a análise espectral de séries temporais das componentes do vento tem sido amplamente empregada para estudar como a energia turbulenta está distribuída nas distintas frequências (KAIMAL; FINNIGAN, 1994; MORTARINI; ANFOSSI, 2015). Matematicamente, a relação entre a função de autocorrelação Euleriana $R(t)$ e o espectro de energia normalizado, $F(n)$, sendo t o passo de tempo e n a frequência:

$$F(n) = \frac{S(n)}{\sigma^2} = 4 \int_0^{\infty} R(t) \cos(2\pi t) dt$$

onde,

$$R(t) = \int_0^{\infty} F(n) \cos(2\pi t) dn$$

A integral do espectro $S(n)$ deve obedecer as seguintes relações:

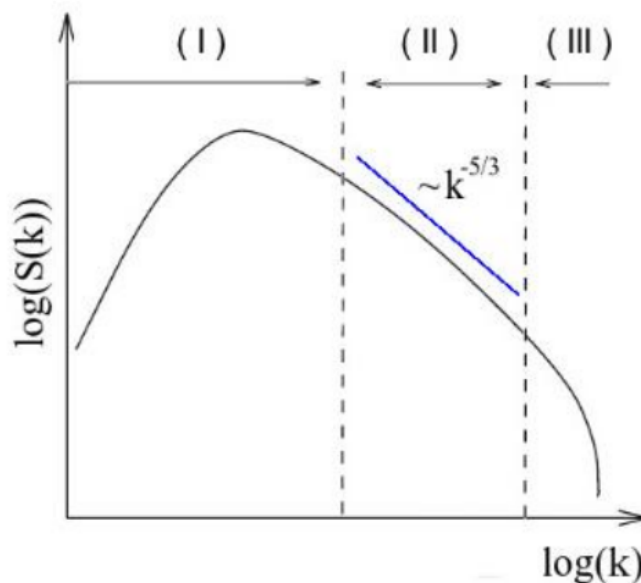
$$\int_0^{\infty} S(n) dn = \sigma^2$$

e

$$\int_0^{\infty} F(n)dn = 1$$

Uma representação do espectro de energia turbulenta está distribuída em intervalos que possuem diferentes características, como mostra a Figura 2.8. No intervalo I, grandes turbilhões com tamanho maior ou igual a L (escala integral). No intervalo II (sub intervalo inercial) o caráter da turbulência nestes números de onda é inteiramente determinado pelo fluxo de energia e pela taxa de dissipação, que é igual à energia total fornecida para este intervalo. Da forma do espectro é possível observar que esta energia é proveniente dos turbilhões mais energéticos do sistema. Esta região do espectro termina em turbilhões menores que a escala integral e maiores que a micro escala de *Kolmogorov*. Já no intervalo III, ocorre a dissipação de energia na forma de calor. Os turbilhões neste intervalo são menores que a micro escala de *Kolmogorov*.

Figura 2.8 – . Representação do gráfico do gráfico log-log do espectro de energia.



Fonte: PUHALES (2011)

2.4 FLUXOS DE CALOR E INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA

Através dos projetos de pesquisas foi instalada pela primeira vez a bordo de um navio oceanográfico brasileiro uma torre micrometeorológica para a coleta de dados meteorológicos em alta frequência, incluindo os fluxos de calor, *momentum* e gás através do método Covariância dos Vórtices (CV). Os primeiros resultados desse esforço foram descritos por Pezzi et al. (2016). O método CV é frequentemente utilizado para quantificar

os fluxos entre uma superfície e a atmosfera, através das medidas de alta frequência de variáveis meteorológicas (STULL, 1988), sendo dessa forma, o único método que fornece um resultado direto calculado dos fluxos turbulentos (CRAWFORD et al., 1993).

A CV é determinada a partir de dados coletados por analisadores de gás e anemômetros sônicos instalados em torres micrometeorológicas (EDSON et al., 1998; MILLER et al., 2008; PEZZI et al., 2016). Para o caso dos navios, ainda existem incertezas nas medidas de vento devido ao movimento do navio e erros sistemáticos associados às limitações dos equipamentos utilizados na coleta de dados atmosféricos no oceano (MILLER et al., 2008; MARTINS, 2015). Para a redução dessas incertezas, são necessárias adequadas correções dos campos de vento (MILLER; MARANDINO; SALTZMAN, 2010).

O método de parametrização conhecido como "*bulk formulas*" é o método mais firmemente estabelecido para a determinação de fluxos de energia entre o oceano e a atmosfera e tem como princípio físico a transferência de energia que ocorre em função do gradiente de propriedades entre dois meios, vento médio e coeficientes de transferência.

Fairall et al. (1996) e utilizando este método propôs um esquema para estimar os fluxos de calor latente e sensível. Apesar do esquema de parametrização ter sido elaborado para as estimativas de fluxos de calor no Pacífico Equatorial, ele vem sendo utilizado em trabalhos recentes no Oceano Atlântico Sudoeste (SATO, 2005; PEZZI et al., 2005; PEZZI et al., 2009; ACEVEDO et al., 2010; ARSEGO et al., 2012; ROSSATO et al., 2012). Isso pode induzir erros em algumas situações. Segundo Acevedo et al. (2010), o esquema de parametrização proposto por Fairall et al. (1996) pode ser falho em caso de extrema estabilidade da CLAM na região da CBM.

Santini (2017), também sobre essa região, encontrou as maiores diferenças observadas entre os métodos CV e parametrização *bulk*. Essas diferenças foram associadas a processos de advecção fria, altas velocidade do vento e intensos gradientes horizontais de TSM.

A resposta atmosférica nos modelos é extremamente sensível às variações da temperatura da superfície do mar (TSM), especialmente onde a TSM é elevada. (WEBSTER; LUKAS, 1992). No entanto, os modelos oceânicos quase universalmente preveem temperaturas que são muito quentes, provavelmente associados com avaliações precárias dos fluxos de calor no oceano e na atmosfera (FAIRALL et al., 1996). A capacidade de diagnosticar, simular e prever o clima e a variabilidade climática é prejudicada pela falta generalizada de dados de alta qualidade e pela parametrização inadequada dos fluxos ar-mar. A variação dos fluxos entre o oceano e a atmosfera é muito sensível à escolha da parametrização, especialmente em baixos regimes de vento (WEBSTER; LUKAS, 1992).

3 METODOLOGIA

3.1 ÁREA DE ESTUDO E EXPERIMENTO DE CAMPO

A região de estudo é o Oceano Atlântico Sul e Equatorial entre as coordenadas de 20 °N – 55 °S e 20 °E – 70 °W. Essa região foi recoberta pelas trajetórias de quatro cruzeiros: Cruzeiro SAMOC (*South Atlantic Meridional Overturning Circulation*) durante o período entre 2 e 15 de dezembro de 2012, Comissão FORSA (*Following Ocean Rings in the South Atlantic*) entre 29 de junho e 13 de julho de 2015, OPERANTAR 34 entre 11 e 21 de outubro de 2015 e a Comissão PIRATA 17, entre 14 de novembro de 2017 e 11 de janeiro de 2018 (Figura 3.1). Durante a trajetória dos navios foram coletados dados em locais do oceano sujeitos a diferentes regimes oceanográficos (sobre a Corrente do Brasil, frente subtropical, Confluência Brasil-Malvinas, Atlântico Equatorial) e distintas condições atmosféricas atuantes no momento de realização dos cruzeiros (como a atuação da Alta Subtropical do Atlântico Sul, passagem de ciclones extratropicais e frentes frias).

Os navios estavam equipados com um termosalinógrafo, que permite a aquisição contínua de dados de TSM e salinidade da superfície do mar a cada 10 segundos ao longo da derrota realizada pelo navio.

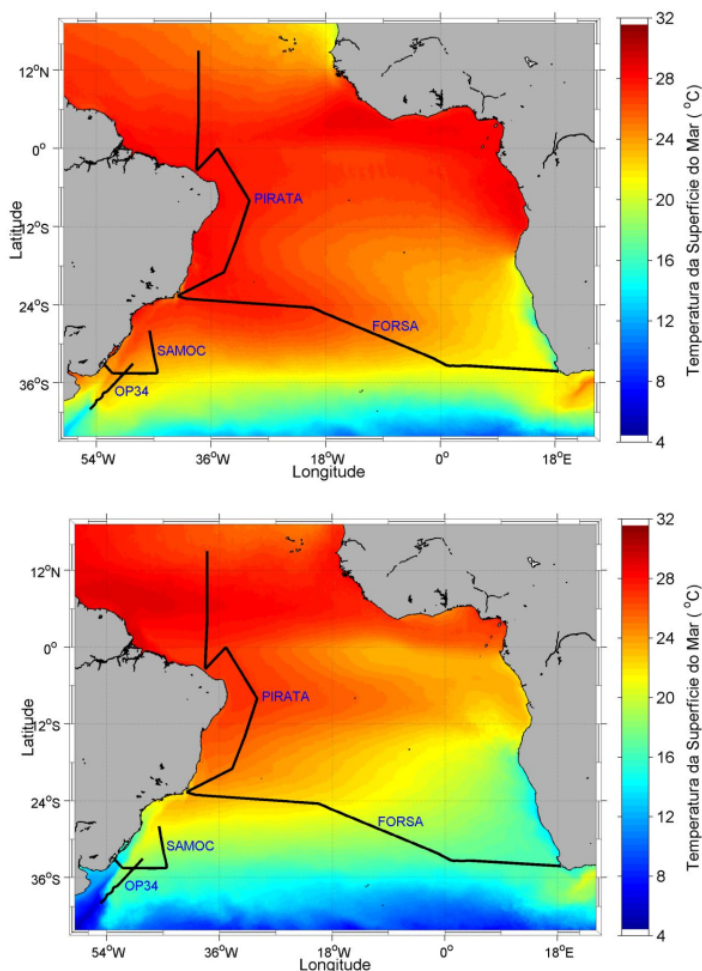
A realização de medidas *in situ* nos navios constitui uma iniciativa inovadora que visa contribuir para um melhor entendimento dos processos químicos, físicos e dinâmicos, especialmente as trocas de calor e CO_2 entre o oceano e a atmosfera em micro e mesoescalas no Atlântico Sul e Equatorial. Uma torre micrometeorológica (Figura 3.2) foi instalada na proa dos navios para a medida de parâmetros atmosféricos para a determinação dos fluxos turbulentos de calor, *momentum* e CO_2 .

Tabela 3.1 – Data de coletas de dados dos cruzeiros SAMOC, FORSA, OP34 e PIRATA.

Cruzeiro	Data de coleta de dados
SAMOC	03/12/2012 - 12/12/2012
FORSA	30/06/2015 - 13/07/2015
OP34	12/10/2015 - 15/10/2015
PIRATA	23/11/2017 - 13/01/2018

Fonte: (do próprio autor).

Figura 3.1 – . Imagem de TSM do Aqua/MODIS média dos anos de 2002 a 2017 para o verão (superior) e inverno (inferior) com as rotas dos cruzeiros SAMOC, FORSA, OP34 e PIRATA.



Fonte: do próprio autor

3.1.1 Cruzeiro SAMOC

O primeiro conjunto de dados utilizado nesse estudo foi coletado durante a realização do cruzeiro SAMOC (*South Atlantic Meridional Overturning Circulation*). Esse projeto teve como objetivo geral entender e observar as trocas inter-oceânicas e o transporte meridional de massa e calor da célula de revolvimento meridional através de uma seção transversal ao longo de 34,5 °S, no Oceano Atlântico Sul. O SAMOC visa a observação das correntes de contorno, próximas ao talude continental da América do Sul e da África (CAMPOS, 2011).

Um dos principais motivos para a realização do projeto SAMOC foi o fato da Célula de Revolvimento Meridional (MOC) no Oceano Atlântico Sul ser dominada por intensos fluxos de calor, especialmente nas proximidades dos contornos leste e oeste da bacia Atlântica. Esses fluxos principalmente no contorno leste resultam em um transporte líquido de calor desde o Atlântico Sul para o Atlântico Norte. Pequenas variações nesse fluxo de

Figura 3.2 – . Navio Oceanográfico Alpha-Crucis (superior - esquerda), Navio de Pesquisa Hidroceanográfico Vital de Oliveira (superior - direita FORSA e inferior - direita PIRATA) Navio Polar Almirante Maximiano (inferior - esquerda) com as torres micrometeorológicas instaladas em suas proas.



Fonte: (acervo de fotos do Laboratório de Meteorologia e Oceanografia por Satélites (LAMOS)).

calor implicam mudanças drásticas no clima (CLARK et al., 2002). É fundamental, portanto, conhecer o estado atual e futuras alterações da MOC no Oceano Atlântico Sul.

Parte dos objetivos do projeto SAMOC incluíram observações dos parâmetros de interação oceano-atmosfera na região do Oceano Atlântico Sudoeste. Observações *in situ* foram tomadas a bordo do navio de pesquisa da Universidade de São Paulo, o Navio Oceanográfico (NOc.) Alpha-Crucis (Figura 3.2). Este cruzeiro oceanográfico do SAMOC foi coordenado pelo Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IOUSP) e financiado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), tendo sido realizado entre os dias 1 e 16 de dezembro de 2012. Nesse cruzeiro cobriu-se uma seção zonal ao longo de 34,5 °S, tendo como partida o Porto de Santos, no Oceano Atlântico Sudoeste. Dados oceanográficos e meteorológicos foram obtidos ao longo da trajetória de navegação do navio.

Durante este cruzeiro, a torre micrometeorológica coletou dados de alta frequência ($20Hz$) das componentes zonal (u), meridional (v) e vertical (w) do vento ($m.s^{-1}$) e da temperatura virtual ($^{\circ}C$) com o anemômetro sônico tridimensional modelo CSAT3 da Campbell Scientific, das densidades de H_2O (mg/m^3), CO_2 (g/m^3) e pressão (KPa) com o analisador de gás da LI-COR modelo LI-7200 (enclosed path) e acelerações angulares ($^{\circ}/s^2$) e acelerações lineares ($m.s^{-2}$) nas componentes x , y e z do movimento do navio através de um acelerômetro da BEI Technologies, Inc (modelo Motion Pack II) e a direção

(°) através de uma bússola da KVH Industries, Inc (C100). Além disso, outras medidas meteorológicas foram feitas para dar suporte, como temperatura do ar e umidade relativa com um termo-higrômetro da Campbell Scientific (modelo HMP45C), radiação incidente de onda curta através de um piranômetro da *Kipp and Zonen* (modelo CMP3) e pressão atmosférica pelo barômetro Vaisala (PTB110), com medidas a cada 15 segundos, além de medidas de velocidade, direção e posição do navio através do GPS da Garmin (modelo 16X).

Para esta coleta de dados micrometeorológicos, foi utilizada uma torre de $9m$ de altura instalada na proa do navio. A base da torre em relação ao nível do mar ficou a $5m$ no Navio Oceanográfico (NOc.) Alpha-Crucis.

3.1.2 Cruzeiro FORSA

O segundo conjunto de dados utilizado nesse estudo foi coletado durante a realização do cruzeiro científico inaugural do Navio de Pesquisa Hidroceanográfico Vital de Oliveira (H-39) (Figura 3.2), comissão FORSA (Following Ocean Rings in the South Atlantic). Nela, pesquisadores de diversas instituições realizaram medições meteoceanográficas com o objetivo principal de amostrar e analisar a vizinhança e o interior de vórtices de mesoescala que se propagam dentro do Corredor das Agulhas, que se estende do sul da África para oeste, em direção ao interior do Atlântico Sul.

A importância destas estruturas inclui sua influência na dinâmica das correntes, do clima (interação oceano-atmosfera) e na caracterização das variáveis bioquímicas influentes na distribuição espaço-temporal dos organismos marinhos como o fitoplâncton. Medições de diversas variáveis físicas, químicas e biológicas da água do mar foram obtidas ao longo da rota e principalmente nas regiões oceânicas onde se localizavam os vórtices.

As coletas dos perfis foram realizadas em situações distintas: antes, durante e após a travessia dos vórtices, com a finalidade de entender a contribuição das estruturas de mesoescala oceânicas aos processos de interação oceano-atmosfera e descrever a evolução do ciclo diurno na modulação desses processos sob uma mesma condição sinótica. O cruzeiro teve como partida o Porto da cidade do Cabo, África do Sul, às 15h31 (hora local) do dia 27 de junho 2015, com destino à Arraial do Cabo-RJ, Brasil.

Na comissão FORSA, a torre micrometeorológica (Figura 3.2) coletou dados de alta frequência (20 Hz). Esse sistema foi composto de uma torre de 2,9 m de altura (em relação à antepara da proa) e 2,0 m a frente da proa, onde foram fixados os sensores. A base da torre em relação ao nível do mar ficou a 8,75 m. Com um anemômetro sônico e analisador de gás integrado IRGASON da Campbell Scientific foram medidas as componentes u , v e w do vento ($m \cdot s^{-1}$), temperatura virtual ($^{\circ}C$), temperatura do ar ($^{\circ}C$), concentrações de H_2O (mg/m^3), CO_2 (g/m^3) e pressão (KPa). As acelerações angulares ($^{\circ}/s^2$) e acele-

rações lineares ($m.s^{-2}$) nas componentes x, y e z do movimento do navio através de um acelerômetro da BEI Technologies, Inc (modelo Motion Pack II) e a direção ($^{\circ}$) com uma bússola da KVH Industries, Inc (C100). Além disso, outras variáveis meteorológicas foram medidas, como a temperatura do ar e umidade relativa a partir de um termo-higrômetro da Campbell Scientific (modelo CS215), radiação incidente de onda curta através de um piranômetro da *Kipp and Zonen* (modelo CMP3) e pressão atmosférica pelo barômetro da Vaisala (PTB110), com medidas a cada 10 segundos, além de medidas de velocidade, direção e posição do navio através do GPS da Garmin (modelo 16X).

3.1.3 Cruzeiro INTERCONF 34

O terceiro conjunto de dados utilizado nesse estudo foi coletado durante a realização da Operação Antártica XXXIV pelo Programa Interação oceano-atmosfera na região da Confluência Brasil-Malvinas (INTERCONF). Este projeto tem por objetivo geral estudar a dinâmica da região oceânica e atmosférica do Oceano Atlântico Sudoeste e sua relação com os processos oceânicos e atmosféricos dos ambientes de altas latitudes no Oceano Atlântico e Austral, coletando dados atmosféricos e oceanográficos ao longo da derrota dos navios de pesquisa da marinha do Brasil entre o Brasil e a Antártica desde 2004, normalmente durante os meses de outubro a novembro. Atualmente o INTERCONF é financiado pelo Instituto Nacional da Ciência e Tecnologia da Criosfera (INCT da Criosfera, fase II).

As amostragens de dados oceânicos e atmosféricos a bordo do Navio Polar (NPol) Almirante Maximiano (Figura 3.2) iniciaram-se nas proximidades da cidade de Rio Grande-RS no dia 11 de outubro e se estenderam até o Estreito de Magalhães no dia 21 de outubro de 2015.

A torre micrometeorológica (Figura 3.2) instalada na proa do NPol. Almirante Maximiano, teve 9 m de altura realizando medidas em alta frequência (20 Hz), com a base da torre em relação ao nível do mar ficando a 8,8 m. Como na comissão FORSA foi utilizado um anemômetro sônico e analisador de gás integrado IRGASON da Campbell Scientific medindo as componentes u, v e w do vento ($m.s^{-1}$), temperatura virtual ($^{\circ}C$), temperatura do ar ($^{\circ}C$), das densidades de H_2O (mg/m^3), CO_2 (g/m^3) e pressão (KPa). As acelerações angulares ($^{\circ}/s^2$) e acelerações lineares ($m.s^{-2}$) nas componentes x, y e z do movimento do navio através de um acelerômetro da BEI Technologies, Inc (modelo Motion Pack II) e a direção ($^{\circ}$) com uma bússola da KVH Industries, Inc (C100). Além disso, outras medidas meteorológicas foram feitas para dar suporte, como temperatura do ar e umidade relativa medidas por um termo-higrômetro da Campbell Scientific (modelo CS215), radiação incidente de onda curta através de um piranômetro da *Kipp and Zonen* (modelo CMP3) e pressão atmosférica pelo barômetro da Vaisala (PTB110), com medidas a cada 10 segundos, além de medidas de velocidade, direção e posição do navio através do GPS da

Garmin (modelo 16X).

3.1.4 Comissão PIRATA

O projeto PIRATA (*Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic*) é uma rede de observação *in situ* composta por boias fundeadas planejadas para monitorar uma série de variáveis dos processos de interação oceano-atmosfera no oceano Atlântico Tropical. O PIRATA é um programa de cooperação multinacional entre o Brasil, França e Estados Unidos. Estes três países dividem as tarefas de implementação e manutenção da rede.

Os trabalhos de campo foram realizados durante o cruzeiro oceanográfico no Navio de Pesquisa Hidroceanográfico Vital de Oliveira, da Marinha do Brasil, em sua trajetória para a manutenção das boias do projeto PIRATA. Como nos cruzeiros anteriores foi instalada na proa do Vital de Oliveira uma torre micrometeorológica (Figura 3.2) de 6 m de altura realizando medidas em alta frequência, com a base da torre a 8,75 m em relação ao nível do mar, porém diferente dos outros cruzeiros medindo em 10 Hz as componentes u , v e w do vento ($m \cdot s^{-1}$) e da temperatura virtual ($^{\circ}C$) com o anemômetro sônico tridimensional modelo CSAT3 da *Campbell Scientific*, das densidades de H_2O (mg/m^3), CO_2 (g/m^3) e pressão (KPa) com o analisador de gás da LI-COR modelo LI-7200 (enclosed path) e acelerações angulares ($^{\circ}/s^2$) e acelerações lineares ($m \cdot s^{-2}$) nas componentes x , y e z do movimento do navio através de um acelerômetro da BEI Technologies, Inc (modelo Motion Pack II) e a direção ($^{\circ}$) com uma bússola da KVH Industries, Inc (C100). Além disso, outras medidas meteorológicas foram feitas para dar suporte, como temperatura do ar e umidade relativa a partir de um termo-higrômetro da Campbell Scientific (modelo CS215), radiação incidente de onda curta curta através de um piranômetro da *Kipp and Zonen* (modelo CMP3) e pressão atmosférica pelo barômetro da Vaisala (PTB110), com medidas a cada 30 segundos, além de medidas de velocidade, direção e posição do navio através do GPS da Garmin (modelo 16X).

Para este cruzeiro a coleta de dados foi realizada em 4 pernadas, sendo a primeira do Rio de Janeiro-RJ até Fortaleza-CE (P1), a segunda de Fortaleza-CE à Natal-RN (P2), a terceira de Natal-RN à Maceió-AL (P3) e a quarta de Maceió-AL ao Rio de Janeiro-RJ (P4). Os dados correspondentes à primeira pernada (P1) não foram utilizados nesse estudo devido a problemas nos sensores.

3.2 CORREÇÃO DEVIDO AO MOVIMENTO DO NAVIO

Para obter os fluxos de calor sensível e latente na interface oceano-atmosfera a partir das medições *in situ*, tem que realizar uma etapa fundamental de correção dos dados devido às contribuições associadas ao movimento do navio (EDSON et al., 1998; MARTINS, 2015; MILLER et al., 2008).

Para a remoção de contribuições espúrias causadas pelo movimento do navio, durante a coleta de dados em alta frequência nos cruzeiros, nesse trabalho foi utilizada a metodologia aplicada por Edson et al. (1998) e Miller et al. (2008) baseada originalmente em Fujitani (1981).

A velocidade real do vento coletada sobre uma plataforma móvel pode ser estimada pela equação:

$$\vec{v}_{real} = T_{ae}\vec{v}_{obs} + T_{ae}(\vec{v}_t + \vec{\omega} \times \vec{r}) + \vec{v}_n \quad (3.1)$$

onde \vec{v}_{real} é o vetor velocidade real no momento da medida, \vec{v}_{obs} é a velocidade medida pelo anemômetro sônico, \vec{v}_t e $\vec{\omega}$ são, respectivamente, a velocidade de translação e de rotação do próprio equipamento de medida, \vec{v}_n é a velocidade de deslocamento do navio, \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 (eixo x no sentido da proa, eixo y a bombordo e z na vertical).

Para determinar o movimento do próprio anemômetro foi utilizado o sensor de movimento, alinhado inicialmente com o anemômetro e calibrado no sistema de coordenada da terra, que fornece a cada instante de medição, a aceleração na direção de três eixos (x, y e z) e a variação angular da rotação em torno desses mesmos eixos ($\vec{\Omega} = [\dot{\phi}, \dot{\theta}, \dot{\psi}]$) no sistema de coordenadas do anemômetro. Dessa forma, na equação 3.1, \vec{v}_t é obtido pela integração do vetor aceleração e \vec{v}_n é obtido pelo receptor GPS. A matriz de rotação de coordenadas é definida em função de três ângulos (ϕ, θ e ψ), conhecidos por ângulos de Euler, e representa a sequência de três rotações planares, onde a primeira é realizada sobre o eixo x (ϕ), a segunda sobre o novo eixo intermediário y (θ) e a rotação final é sobre o novo eixo intermediário z (ψ). Assim, T_{ae} é definido como:

$$T_{ae} = C(\psi)B(\theta)A(\phi)$$

$$\text{onde, } A(\phi) = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \phi & -\sin \phi \\ 0 & \sin \phi & \cos \phi \end{pmatrix}, B(\theta) = \begin{pmatrix} \cos \theta & 0 & \sin \theta \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin \theta & 0 & \cos \theta \end{pmatrix}$$

$$C(\psi) = \begin{pmatrix} \cos \psi & -\sin \psi & 0 \\ \sin \psi & \cos \psi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

O método de determinação dos ângulos de Euler é descrito por Edson et al. (1998) de forma detalhada.

3.3 MÉTODOS DE CÁLCULO DE FLUXOS DE CALOR

3.3.1 Covariância de Vórtices

A instalação das torres micrometeorológicas nos navios de pesquisas, visou poder determinar os fluxos turbulentos de calor sensível e latente, através do método Covariância dos Vórtices (*CV*).

O método *CV* é frequentemente utilizado para quantificar os fluxos turbulentos entre uma superfície e a atmosfera, através das medidas de alta frequência de variáveis meteorológicas, tais como as componentes do vento, temperatura e concentração de vapor d'água e CO_2 .

Os fluxos turbulentos verticais são determinados através da covariância entre as flutuações turbulentas da componente vertical do vento, e a variável em questão (no nosso caso, temperatura virtual amostrada pelo anemômetro sônico e razão de mistura do vapor da água amostrada pelo analisador de gás).

Os fluxos de calor sensível (H) e latente (L_e) são obtidos a partir dos dados observados *in situ* de acordo com a formulação de Aubinet, Vesala e Papale (2012):

$$H = \bar{\rho}_d C_P \overline{w' T_v'} \quad (3.2)$$

$$L_e = \bar{\rho}_d L_v \overline{w' r'} \quad (3.3)$$

Onde $\bar{\rho}_d$ 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_d) medida pelo analisador de gás, C_P é o calor específico à pressão constante, L_v é o calor de vaporização da água e w' , T_v' e r' são, respectivamente, as flutuações da componente vertical do vento, temperatura virtual e razão de mistura do vapor d' água.

A densidade (ρ) é determinada a partir da Equação de Estado (Lei dos Gases Ide-

ais):

$$\rho = \frac{p}{R_d T_v} \quad (3.4)$$

onde p é a pressão atmosférica medida pelo analisador de gás; R_d é a constante dos gases para o ar seco ($R_d = 287 J.K^{-1}kg^{-1}$);

Nesse trabalho para o cálculo dos fluxos turbulentos foi utilizado o software *EddyPro* versão 6.2.1 desenvolvido pela LI-COR *Environmental*, com médias de $30min$, executado no modo avançado, com as configurações de controle de qualidade de dados seguido a metodologia de Mauder e Foken (2006), os cálculo das flutuações turbulentas em média por bloco, rotação dupla de acordo com Wilczak, Oncley e Stage (2001), correções para os efeitos de densidade por Webb, Pearman e Leuning (1980). Correções devido ao filtro passa alta seguiram Moncrieff et al. (1997) e filtro passa baixa seguiram Moncrieff et al. (2004) e a filtragem na série de dados em alta frequência seguindo a metodologia de Vickers e Mahrt (1997).

3.3.2 Parametrização *bulk*

O método *bulk formulas* foi desenvolvido a partir da parametrização *bulk* descrita por Liu, Katsaros e Businger (1979), com base na teoria da similaridade de Monin-Obuklov que considera o fluxo constante na camada superficial. Este método foi utilizado por Fairall et al. (1996), na versão 2.0 do código *Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment* (COARE), para a determinação dos fluxos de calor latente e sensível no Pacífico Equatorial, mas ele foi utilizado em trabalhos no Oceano Atlântico Sudoeste (PEZZI et al., 2005; PEZZI et al., 2009; ACEVEDO et al., 2010). Esse esquema utiliza dados de umidade relativa, pressão atmosférica, velocidade do vento, temperatura do ar e TSM.

O fluxo de calor sensível está associado à transferência mecânica de energia por condução entre dois corpos a diferentes temperaturas, enquanto que o fluxo de calor latente está associado à mudança de fase de uma substância. As estimativas dos fluxos de calor sensível (H) e latente (L_e) são definidas da seguinte forma:

$$H = \rho C_p \overline{w'T'} = -\rho C_p u_* T_* \quad (3.5)$$

$$L_e = \rho L_e \overline{w'q'} = -\rho L_e u_* q_* \quad (3.6)$$

onde 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 (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.

Conforme descrito pela teoria de similaridade de *Monin-Obukhov* os perfis verticais das variáveis relacionadas ao fluxo de calor e turbulência na camada superficial em função dos parâmetros de escala de velocidade (u_*), de temperatura (T_*), umidade (q_*) e comprimento (L) são expressos assim:

$$u_* = c_d^{1/2} S \quad (3.7)$$

$$T_* = -c_T^{1/2} (TSM - \theta) \quad (3.8)$$

$$q_* = -c_q^{1/2} (q_s - q) \quad (3.9)$$

$$L = \frac{u_*^2 T}{kg(T_* + 0, 6Tq_*)} \quad (3.10)$$

onde 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, sendo obtidas a partir das observações *in situ* de temperatura do ar, umidade relativa e TSM ; k é a constante de *von Karman* e g é a gravidade. Substituindo as Equações 3.7, 3.8 e 3.9 em 3.5 e 3.6, temos:

$$H = \rho C_p c_d^{1/2} S c_T^{1/2} (TSM - \theta) \quad (3.11)$$

$$L_e = \rho L_e c_d^{1/2} S c_q^{1/2} (q_s - q) \quad (3.12)$$

Multiplicando c_T e c_d resulta no coeficiente de transferência turbulenta de calor sensível (c_h) (Equação 3.13). Analogamente, a multiplicação de c_q e c_d resulta no coeficiente de transferência turbulenta de calor latente (c_e) (Equação 3.14).

$$c_h = c_T^{1/2} c_d^{1/2} \quad (3.13)$$

$$c_e = c_q^{1/2} c_d^{1/2} \quad (3.14)$$

A dependência dos coeficientes de transferência turbulenta de calor sensível e latente com o parâmetro de estabilidade (ξ) é dada por:

$$c_T^{1/2} = c_{Tn}^{1/2} / \left[1 - \frac{c_{Tn}^{1/2}}{aK} \psi_h(\xi) \right] \quad (3.15)$$

$$c_q^{1/2} = c_{qn}^{1/2} / \left[1 - \frac{c_{qn}^{1/2}}{aK} \psi_h(\xi) \right] \quad (3.16)$$

$$c_d^{1/2} = c_{dn}^{1/2} / \left[1 - \frac{c_{dn}^{1/2}}{aK} \psi_u(\xi) \right] \quad (3.17)$$

onde ψ é a função empírica que descreve a dependência com a estabilidade do perfil médio. O subscrito n refere-se aos valores na condição neutra de estabilidade ($\xi = 0$) onde $\psi = 0$. Esses coeficientes de transferência apresentam uma dependência com os comprimentos de rugosidades (z_0 para velocidade, z_{0T} para temperatura e z_{0q} para a umidade) na forma:

$$c_{Tn}^{1/2} = \frac{k}{\log z/z_{0T}} \quad (3.18)$$

$$c_{qn}^{1/2} = \frac{k}{\log z/z_{0q}} \quad (3.19)$$

$$c_{dn}^{1/2} = \frac{k}{\log z/z_{0d}} \quad (3.20)$$

Substituindo as Equações 3.13 e 3.14 em 3.11 e 3.12, tem-se:

$$H = \rho C_p C_h S (TSM - \theta) \quad (3.21)$$

$$L_e = \rho L_e C_e S (q_s - q) \quad (3.22)$$

As equações 3.21 e 3.22 representam as expressões padrões 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 é aplicado utilizando-se os dados da torre e as medidas de *TSM* que foram obtidas pelo termosalinógrafo do navio.

Fairall et al. (2003) descreve as medidas tomadas para melhorar o algoritmo de várias maneiras, código COARE 3.0. Os autores, reduziram o número de iterações para resolver a estabilidade de 20 para 3, ajustes foram feitos nas funções básicas da estabilidade do perfil, os coeficientes de transferência escalar foram redefinidos em termos da razão de mistura, que é a quantidade fundamentalmente conservada, em vez da concentração de massa de vapor de água medida, tanto a velocidade como os comprimentos de rugosidade escalar foram alterados, a parametrização de comprimento de rugosidade escalar foi simplificada.

Nesse trabalho foi utilizado a versão do COARE 3.5, que conta com uma série de

melhorias nas parametrizações do algoritmo e são bem descritas em Edson et al. (2013), entre elas, o comportamento da rugosidade da superfície é investigado em uma ampla gama de velocidades de vento (até 25 m.s^{-1}) e condições de onda. A dependência da velocidade do vento do coeficiente de *Charnock* no algoritmo COARE é modificada. Também são investigadas as parametrizações da rugosidade superficial dependentes do tempo e da inclinação das ondas, mas a formulação COARE 3.5 dependentes da velocidade do vento correspondem bem às observações sem qualquer informação de onda.

3.4 ANÁLISE ATMOSFÉRICA SINÓTICA NA REGIÃO E ÉPOCA DE ESTUDO

Para identificar os sistemas atmosféricos que atuaram no período do embarque, utilizaram-se dados de reanálise de alta resolução (SAHA et al., 2011) disponível pelo *National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System Version 2 (CFSv2)*, na resolução espacial de 0.5° lat/long e resolução temporal de seis horas, de pressão ao nível médio do mar (PNMM) e vento em $975hPa$.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados deste trabalho foram apresentados e discutidos no presente capítulo divididos em duas partes. Na primeira delas, para cada um dos quatro cruzeiros separadamente a partir dos dados do CFSv2, foram identificadas a presença dos sistemas meteorológicos de grande escalas e suas associadas massas de ar atuantes nas áreas e períodos analisados. Posteriormente, os fluxos de calor obtidos a partir da metodologia da Covariância de Vórtices e da parametrização de *bulk* aplicados nos dados coletados nas torres micrometeorológicas de cada cruzeiro foram descritos e comparados. Na segunda parte foi apresentada uma análise da transição na camada limite estável.

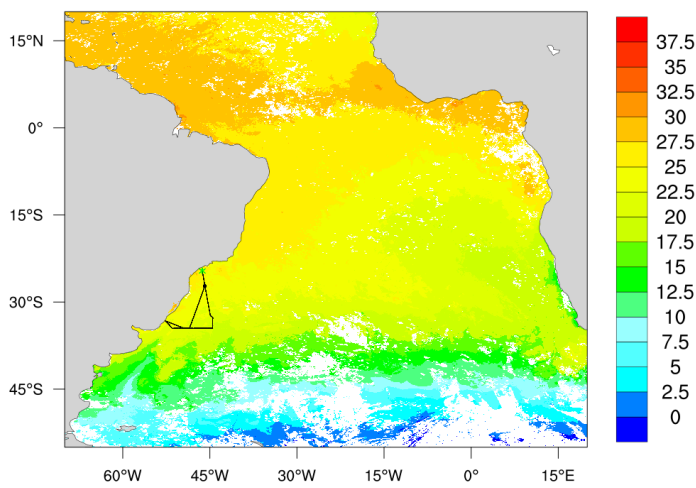
4.1 RESULTADO DOS CRUZEIROS

4.1.1 Cruzeiro SAMOC

O Cruzeiro SAMOC teve duração do dia 2 de dezembro de 2012 (dia do ano 337) a 15 de dezembro de 2012 (dia do ano 350). Foi realizado inicialmente no sentido norte para sul como apresenta a Figura 4.1 com a rota de navegação do navio, onde o ponto verde representa o início da coleta de dados analisados.

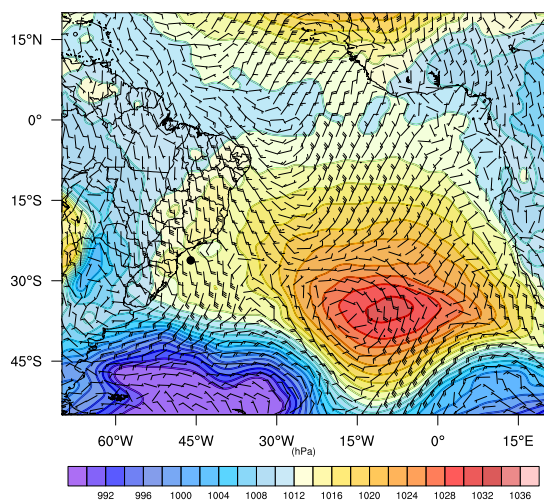
A Figura 4.2 apresenta os campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 975 hPa ($m.s^{-1}$) a cada 24 horas a partir das 12Z do dia 03/12/12 (a) até às 12Z do dia 15/12/12 (m) ao longo da trajetória do cruzeiro SAMOC. A análise sinótica das condições atmosféricas (Figura 4.2) mostrou que o início do cruzeiro (Figura 4.2a) foi caracterizado por ventos fracos no litoral de São Paulo, associados a um fraco gradiente horizontal de pressão entre a Alta Subtropical do Atlântico Sul e um sistema a leste dos Andes. O navio deslocou-se para sudeste (entre os dias 3 e 6), permanecendo nesta região de ventos fracos (Figura 4.2a-4.2d). Apesar do fraco gradiente de pressão, a direção do vento mudou de sudeste (dia 3, Figura 4.2a) para nordeste (dia 4, Figura 4.2b) e adquirindo uma componente predominante de leste (dia 5, Figura 4.2c) devido a um pequeno centro de alta pressão que deslocava-se ao sul do cruzeiro e se fundiu à Alta Subtropical.

Figura 4.1 – Imagem de TSM do Aqua/MODIS média dos dias 02-09 de dezembro de 2012 com a posição da trajetória realizadas no cruzeiro SAMOC. O ponto verde representa o início da coleta de dados analisados.

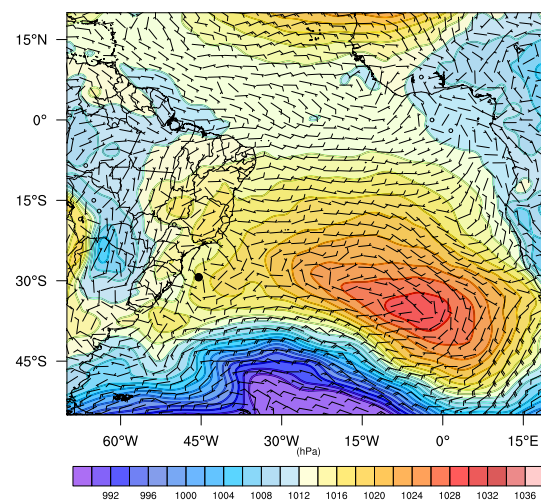


Fonte: (do próprio autor).

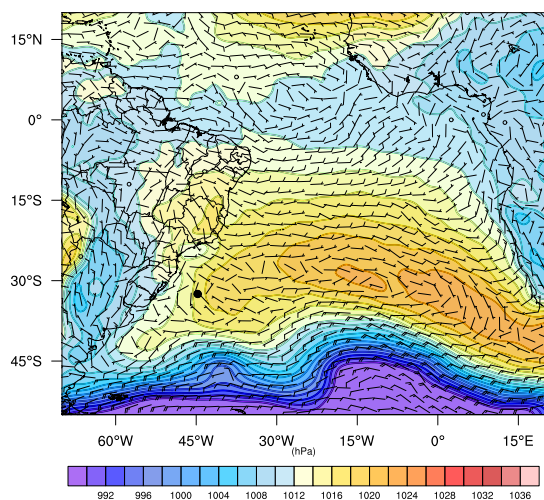
Figura 4.2 – . Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 975 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a cada 24 horas a partir das 12Z do dia 03/12/12 (a) até às 12Z do dia 15/12/12 (m) ao longo do cruzeiro SAMOC.



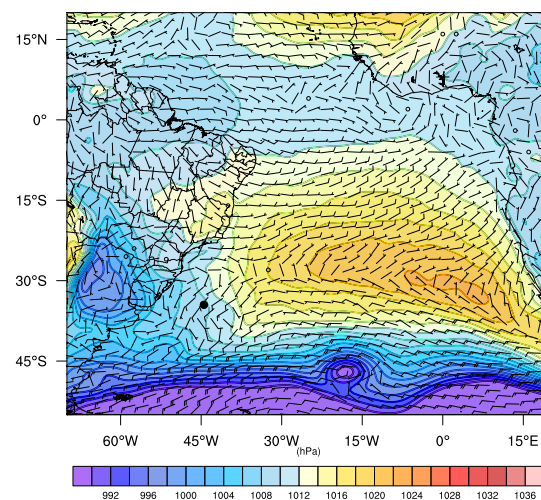
(a)



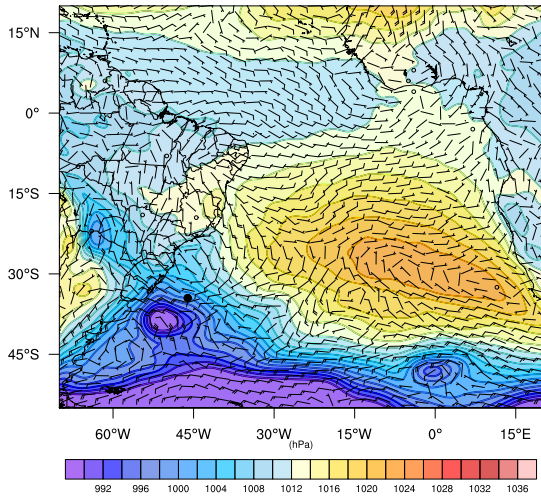
(b)



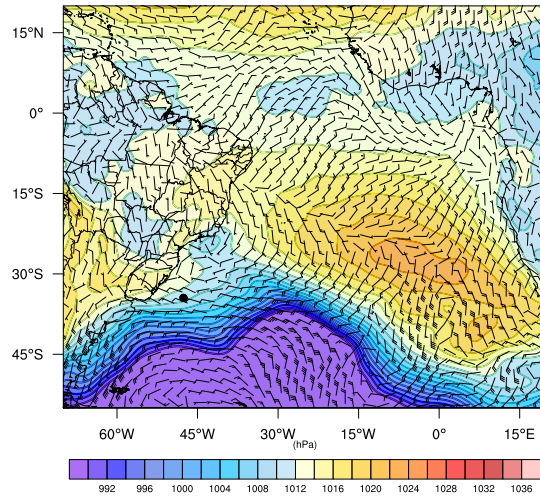
(c)



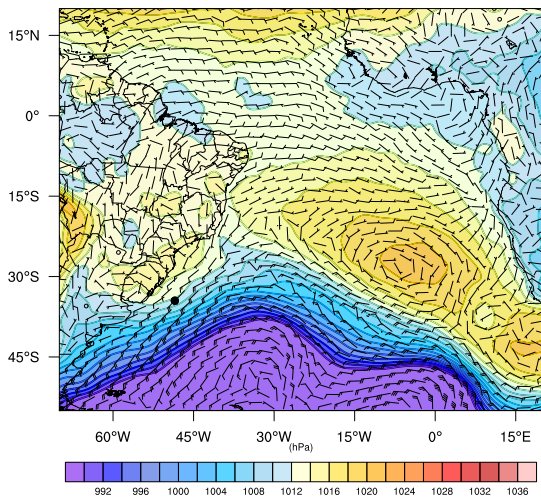
(d)



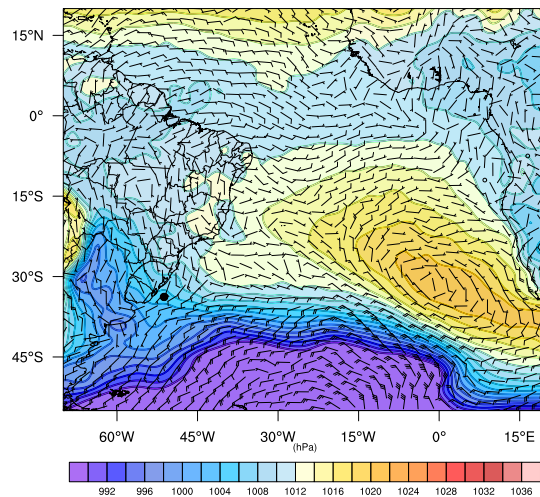
(e)



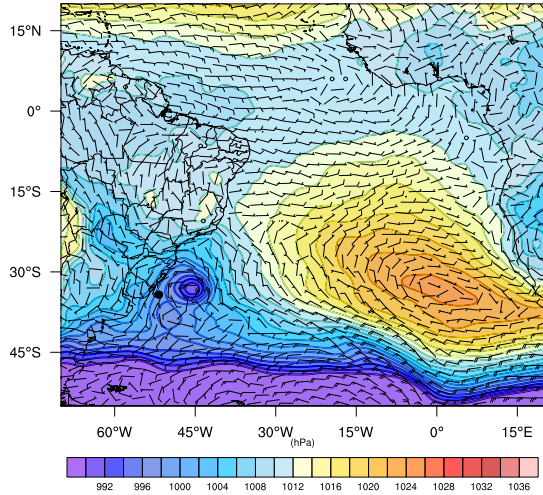
(f)



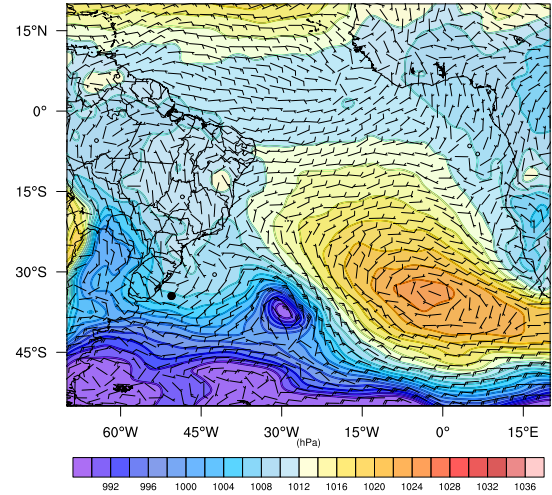
(g)



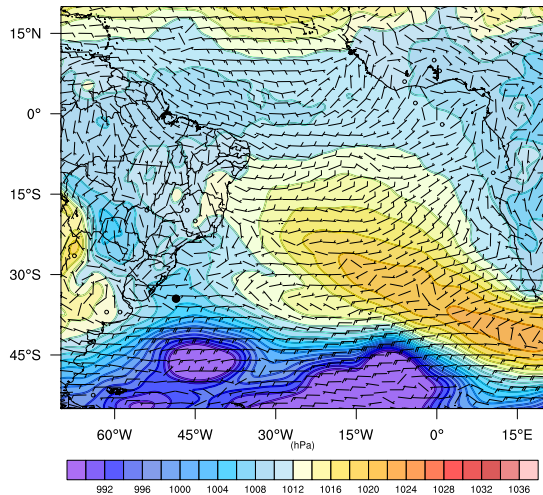
(h)



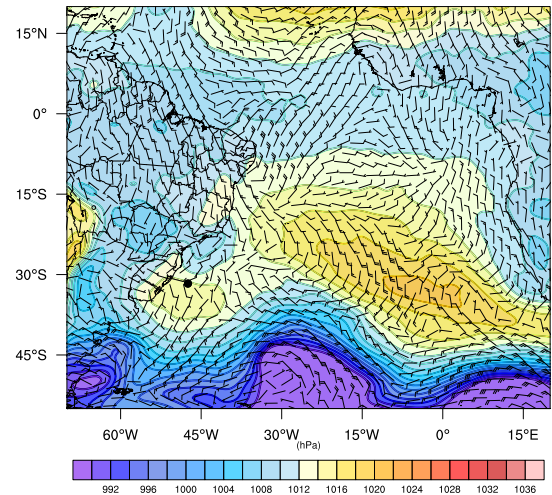
(i)



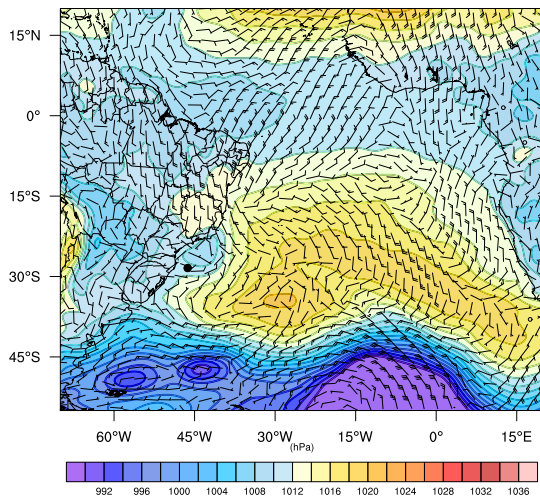
(j)



(k)



(l)



(m)

Fonte: (do próprio autor).

Entretanto, uma mudança no padrão sinótico iniciou no dia 6 (Figura 4.2d) devido a um processo de ciclogênese em progresso na Bacia do Prata (no litoral do Uruguai e da Argentina), resultando na intensificação do gradiente horizontal de pressão e magnitude do vento, o qual gradualmente adquiriu uma componente de nordeste. Neste dia ainda, o cruzeiro mudou seu percurso para oeste. O regime de escoamento de nordeste e advecção quente persistiu durante o dia 7 (Figura 4.2e) à medida que o ciclone se formou a sudoeste do navio. O escoamento no ciclone, o qual rapidamente se tornou ocluso ao longo do dia 7, favoreceu uma mudança na direção do vento de nordeste para norte-noroeste e posteriormente oeste devido à passagem da frente fria associada à circulação ciclônica. A nebulosidade, inicialmente presente em diversas altitudes devido ao distúrbio transiente, ficou esparsa e confinada aos baixos níveis no decorrer do dia.

Nos dias 8 e 9 (Figura 4.2f-4.2g), o escoamento sobre a região de coleta de dados permaneceu de fraco a moderado após a passagem do ciclone. Devido à sucessiva passagem de cavados polares logo ao sul, o escoamento adquiriu uma componente predominante de oeste, especialmente durante o dia 9. A massa de ar pós-frontal em que o navio estava imerso era mais fria e seca favorecendo condições de céu claro nestes dias.

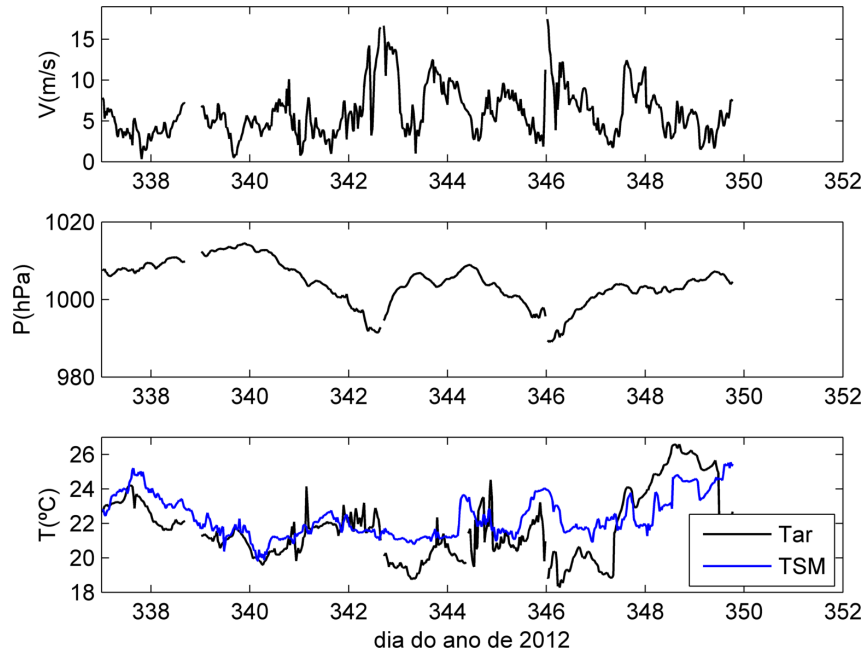
No começo do dia 10 (Figura 4.2h), o cruzeiro mudou seu percurso para noroeste em direção ao litoral do RS. Um novo evento de ciclogênese na Bacia do Prata e associada frontogênese foi responsável pela intensificação do escoamento de nordeste e posterior-

mente de leste sobre o litoral sul do Brasil e Uruguai (regime de advecção quente pré-frontal). Entre os dias 10 e 11 (Figura 4.2h-4.2i), nebulosidade alta foi advectada sobre o cruzeiro, proveniente de um sistema convectivo de mesoescala no RS, a qual rapidamente deslocou-se para norte com o avanço do sistema, mantendo céu claro sobre a região no restante do dia. Contudo, a nova queda de pressão no continente no dia 12 (Figura 4.2j) resultou em um novo regime de vento de norte e advecção quente sobre o navio, que neste momento deslocava-se para leste. Uma nova frente fria, que se deslocava seguindo um grande ciclone ocluso ao sul, passou sobre o navio durante o dia 13 (Figura 4.2k), mantendo nebulosidade durante a primeira metade do dia, que diminuiu com o afastamento do sistema frontal. No final do dia 13, o cruzeiro mudou o percurso para nordeste.

Na etapa final do cruzeiro SAMOC (dia 14, Figura 4.2l), ventos fracos de leste em superfície predominaram devido a um fraco gradiente horizontal de pressão entre uma região de baixa pressão na costa sudeste do Brasil e uma alta migratória na traseira da frente fria. Em seu percurso para nordeste, o cruzeiro aproximava-se de uma extensa faixa de nebulosidade associada a uma zona de convergência sobre o sudeste brasileiro associada também ao sistema frontal que havia passado sobre o navio no dia 13. Esta nebulosidade permaneceu no dia 15 durante o retorno do navio em direção à costa de São Paulo, especialmente durante a tarde, devido ao aquecimento diurno.

A Figura 4.3 mostra as séries de intensidade do vento, pressão atmosférica e temperatura do ar, medidas na torre micrometeorológica instalada no navio, assim como e temperatura da superfície do mar medida pelo termosalinógrafo, durante a realização do cruzeiro. Os máximos de intensidade do vento (16 m.s^{-1} e 17 m.s^{-1}), mínimos de pressão atmosférica (de 992 hPa e 990 hPa) e posterior queda na temperatura do ar, na região de estudo no dia do ano 342.5 e 346, coincidem com a passagem dos ciclones nos dias 7 e 10 de dezembro, previamente identificada na análise sinótica (Figura 4.2e-4.2h). A Figura 4.3 também mostra o comportamento da TSM, maior do que a temperatura do ar, praticamente em todo o período do cruzeiro, favorecendo a turbulência e o fluxo de calor do oceano para a atmosfera.

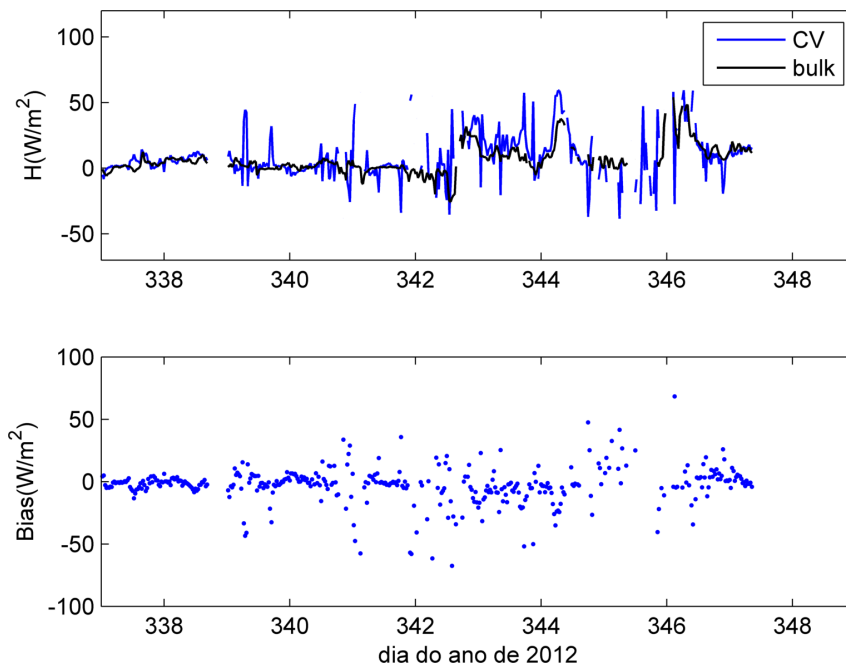
Figura 4.3 – De cima para baixo: média de 30 min da intensidade do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), pressão atmosférica (hPa), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$) no período entre 2 e 14 de dezembro de 2012 (dia do ano 337 e 350) durante a realização do Cruzeiro SAMOC.



Fonte: (do próprio autor).

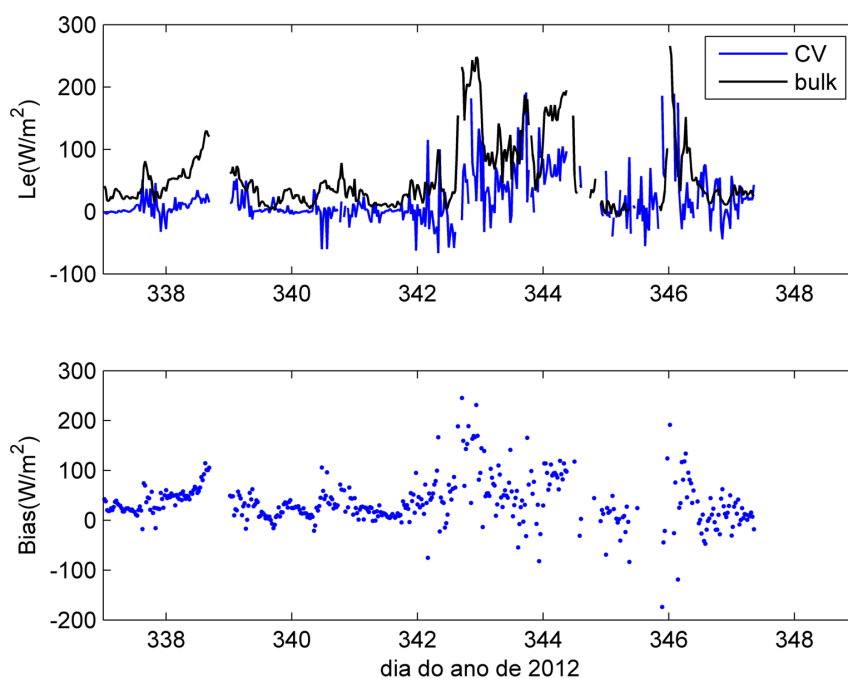
As distribuições temporais dos fluxos de calor sensível (H) e calor latente (L_e) obtido pelos métodos de CV (linha azul) e *bulk* formulas (linha preta) respectivamente, durante a realização do cruzeiro SAMOC são apresentados nas figuras 4.4 e 4.5. Observa-se que a variabilidade e magnitude de H foram semelhantes entre os dois métodos, com pequenas diferenças na magnitude de H observadas ao longo do cruzeiro (Figura 4.4). O fluxo médio de H foi $8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ com o método CV e $6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ com o *bulk*. Deste modo, o *bulk* subestimou o CV em média $2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Já em relação à distribuição temporal de L_e , as magnitudes obtidas pelos métodos diferiram substancialmente. Nesse caso, o método *bulk* formulas superestimou o L_e ($55 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) comparando-se com o método da CV ($16 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) em $39 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ (Figura 4.5).

Figura 4.4 – Calor sensível ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 2 e 14 de dezembro de 2012 (dia do ano 337 e 349) obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e *bulk formulas* (preto) durante a realização do Cruzeiro SAMOC.



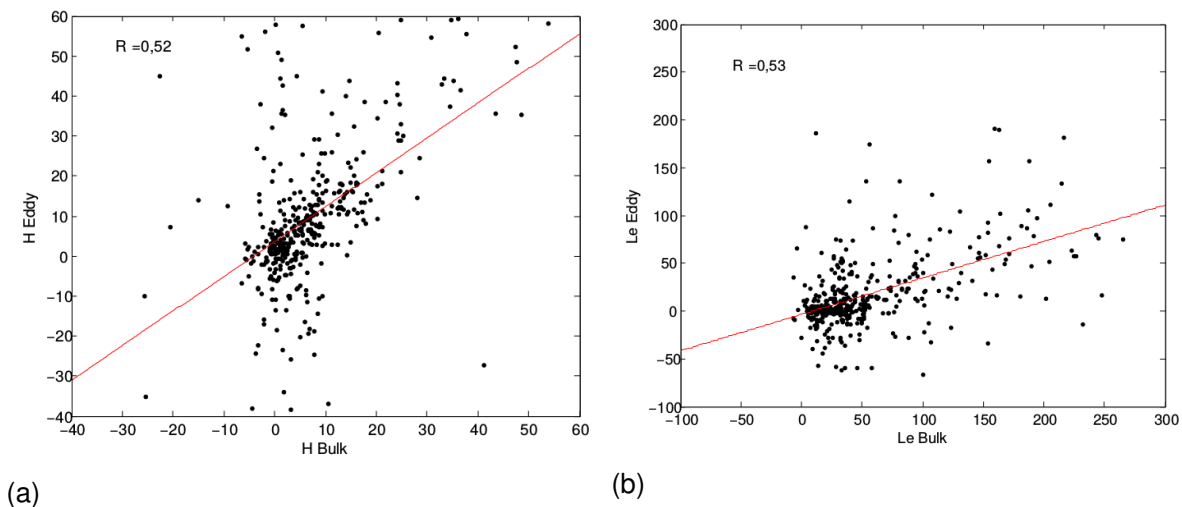
Fonte: (do próprio autor).

Figura 4.5 – Calor sensível ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 2 e 14 de dezembro de 2012 (dia do ano 337 e 349) obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e *bulk formulas* (preto) durante a realização do Cruzeiro SAMOC.



Fonte: (do próprio autor).

Figura 4.6 – Gráficos de dispersão das medidas e estimativas de calor sensível (esquerda) e latente (direita) pelos métodos da Covariância de Vórtices e *Bulk formulas*.



Fonte: (do próprio autor).

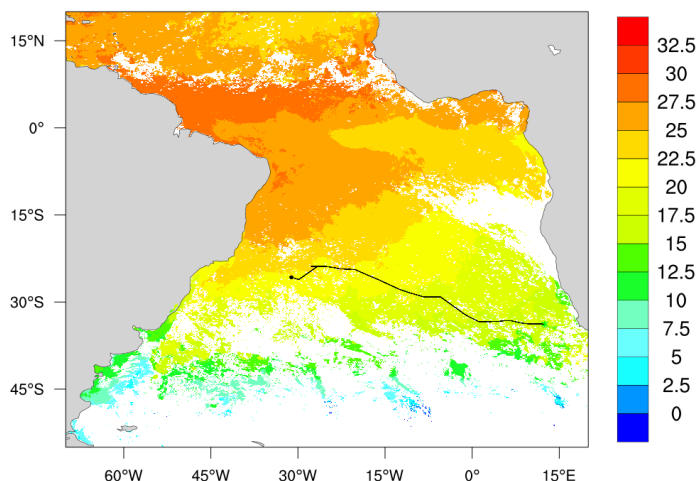
Os resultados encontrados demonstram que as primeiras medições e estimativas de H e L_e (entre os dias 2 a 6 de dezembro) foram realizadas sob condições atmosféricas impostas pela Alta Subtropical do Atlântico Sul, sem a passagem de sistemas atmosféricos transientes. Assim sendo, as trocas de calor na interface oceano-atmosfera foram diretamente forçadas pelos campos locais de TSM, impondo fluxos médios de calor do oceano para a atmosfera. No dia 7 de dezembro (dia do ano 342), no ambiente pré-frontal, os fluxos de calor inverteram de sentido, tornando-se negativos (da atmosfera para o oceano) com H de -25 W.m^{-2} . Após a passagem do sistema atmosférico frontal, o L_e no ambiente chegou a 250 W.m^{-2} , enquanto H chegou a 50 W.m^{-2} . Por outro lado, no dia 11 de dezembro, devido à presença do segundo ciclone, houve um máximo na intensidade do vento, uma queda na temperatura do ar e uma maior diferença entre a TSM e a temperatura do ar, condições atmosféricas propiciaram um máximo em L_e de 260 W.m^{-2} . As maiores diferenças (bias) entre os dois métodos ocorreram durante a passagem dos ciclones e consequentemente os instantes de ventos mais intensos.

4.1.2 Comissão FORSA

A Comissão FORSA teve duração do dia 29 de junho de 2015 (dia do ano 180) a 13 de julho de 2015 (dia do ano 194). Foi realizado no sentido leste para oeste como apresenta a Figura 4.7 com a rota de navegação do navio, onde o ponto verde representa o início da coleta de dados analisados.

A Figura 4.8 apresenta os campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 975 hPa (m.s^{-1}) a cada 24 horas a partir das 12Z do dia 27/06/15 (a) até às 12Z do

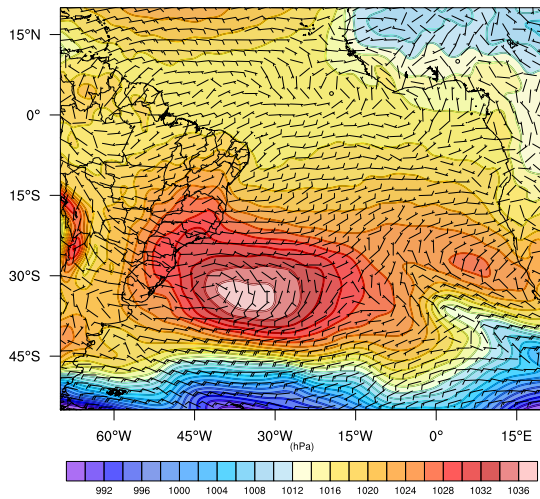
Figura 4.7 – Imagem de TSM do Aqua/MODIS média dos dias 04-11 de julho de 2015 com a posição da trajetória realizadas no cruzeiro FORSA. O ponto verde representa o início da coleta de dados analisados.



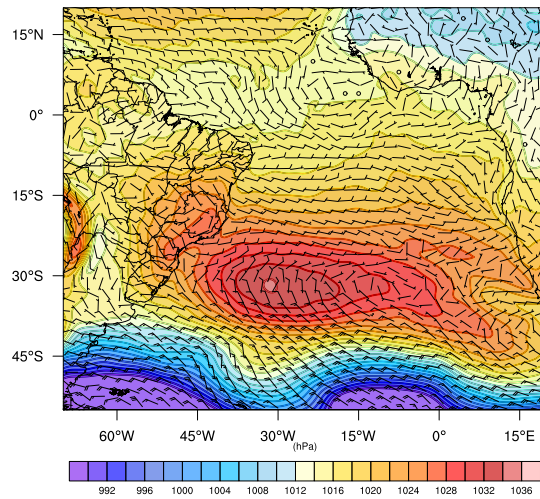
Fonte: (do próprio autor).

dia 13/07/15 (m) ao longo da Comissão FORSA. A análise sinótica das condições atmosféricas (Figura 4.8) mostrou que o começo do cruzeiro FORSA no dia 27 de junho (Figura 4.8a-4.8b), a partir da costa sudoeste da África do Sul, em direção ao oeste, foi sob a influência de dois sistemas de pressão em superfície: uma alta transiente a noroeste e um cavado frontal migratório a sudoeste. Como consequência, o escoamento mantinha grande componente de oeste-noroeste, o qual persistiu durante o dia 29 (Figura 4.8c) após a passagem do cavado frontal. Ao atravessar a região frontal, o navio penetrou no setor leste da Alta Subtropical do Atlântico Sul, de fraco a moderado gradiente horizontal de pressão e vento com componente predominante de sul no decorrer do dia 30 (Figura 4.8dd. Esta situação persistiu até o dia 2 de julho (Figura 4.8e-4.8f) quando o percurso do navio mudou para noroeste.

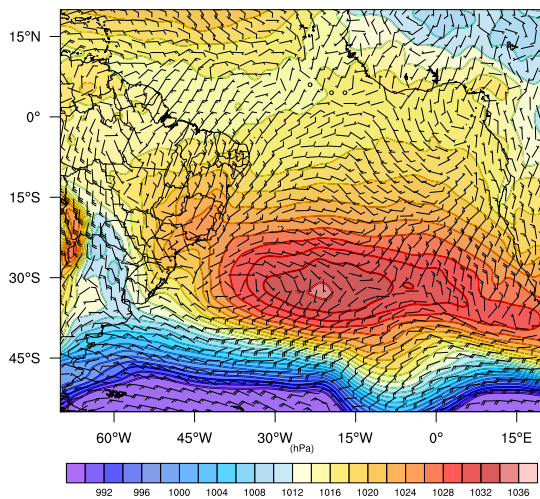
Figura 4.8 – . Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 975 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a cada 24 horas a partir das 12Z do dia 27/06/15 (a) até às 12Z do dia 13/07/15 (p) ao longo da Comissão FORSA.



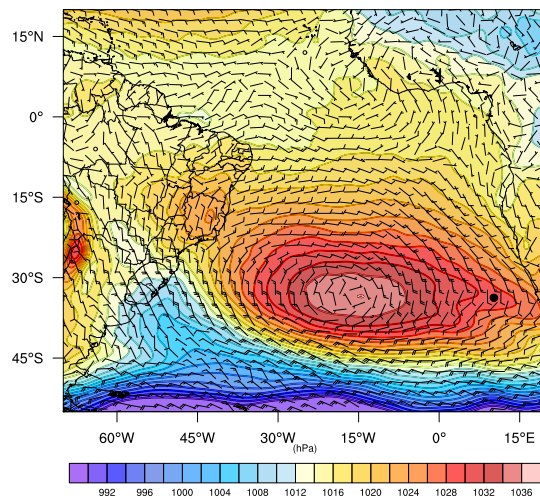
(a)



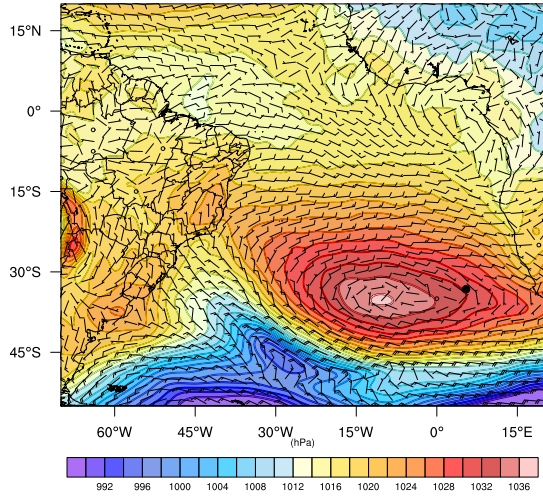
(b)



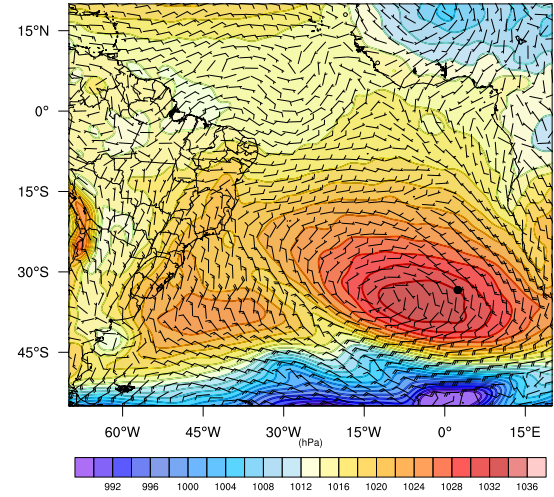
(c)



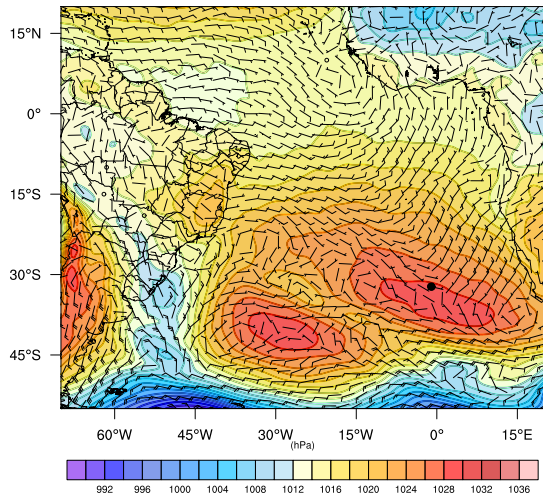
(d)



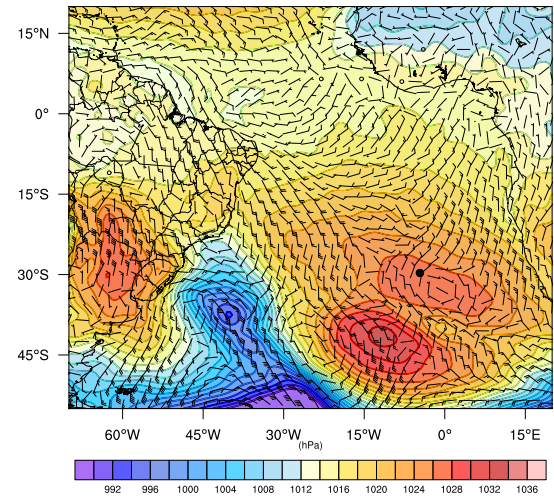
(e)



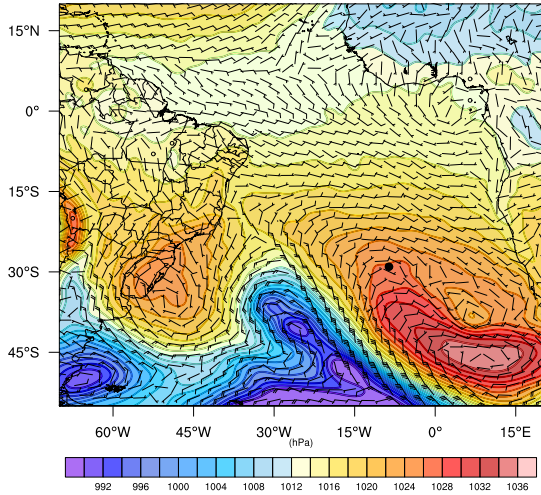
(f)



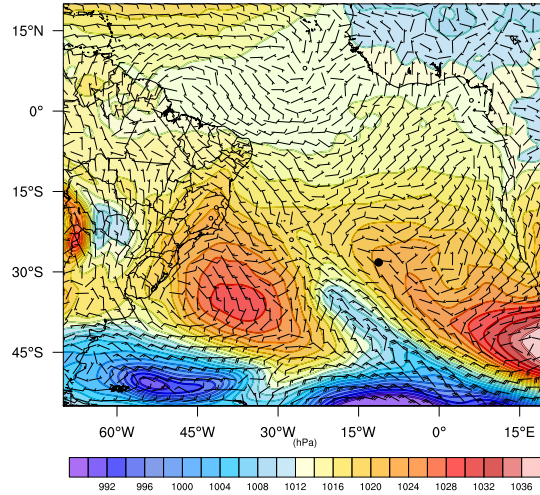
(g)



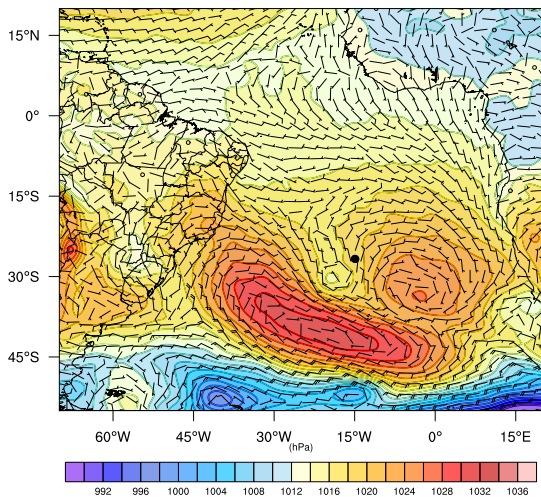
(h)



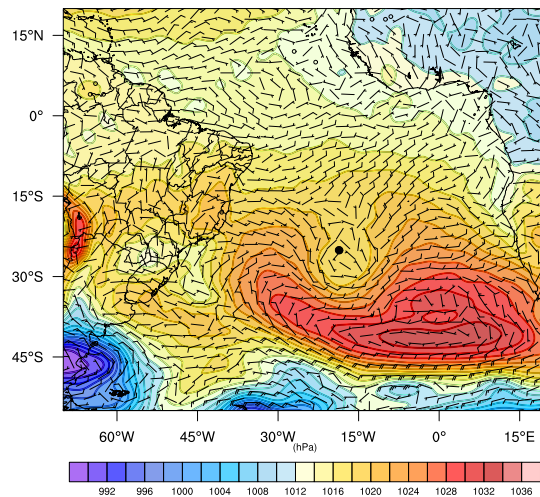
(i)



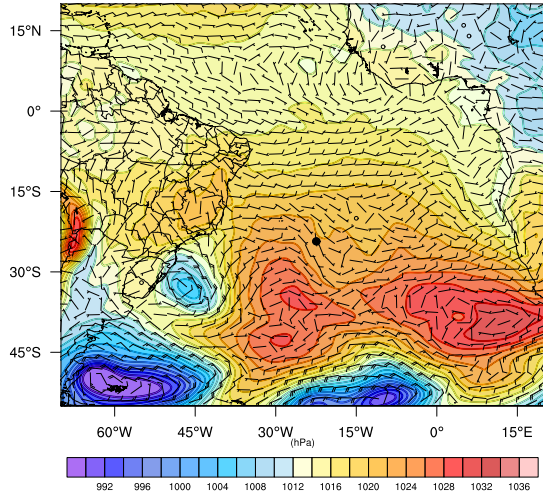
(j)



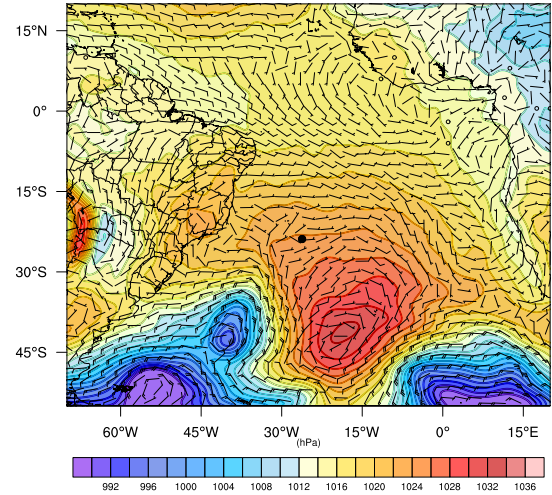
(k)



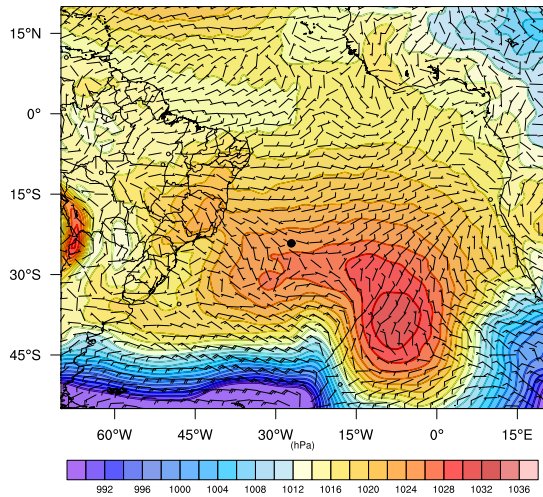
(l)



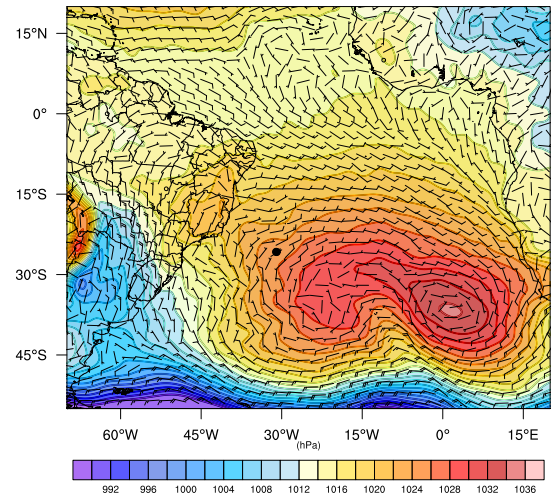
(m)



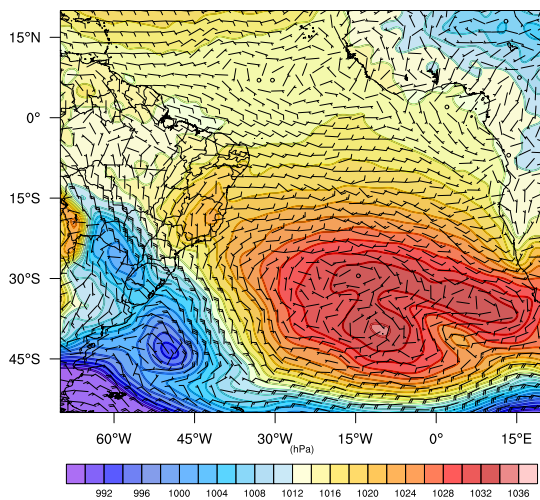
(n)



(o)



(p)



(q)

Fonte: (do próprio autor).

Durante seu deslocamento para noroeste, o centro da Alta Subtropical, bem como toda sua circulação, deslocou-se para sudoeste de forma que o cruzeiro se manteve no flanco norte do sistema entre os dias 1 e 6 (Figura 4.8e-4.8j). Com isso, o vento gradiente girou de inicialmente sudoeste para noroeste, quando o navio alcançou o quadrante noroeste da alta. Ao se aproximar desta região no dia 6 (Figura 4.8j), o escoamento de noroeste intensificou-se devido a um cavado frontal a sudoeste da posição do navio. Contudo, o ramo sul do cavado frontal (em 45 °S) progrediu para leste no cinturão dos sistemas de baixa pressão, enquanto uma pequena área de baixa pressão (isto é, um pequeno ciclone) desprendeuse do cavado frontal e moveu-se para noroeste, interceptando o navio no final do dia 7 (Figura 4.8k). Este ciclone desprendido estava gradualmente enfraquecendo de forma que o gradiente horizontal de pressão no seu setor norte (onde interceptou o cruzeiro) era significativamente fraco e o vento nesta região, de oeste-sudoeste, era conseqüentemente fraco.

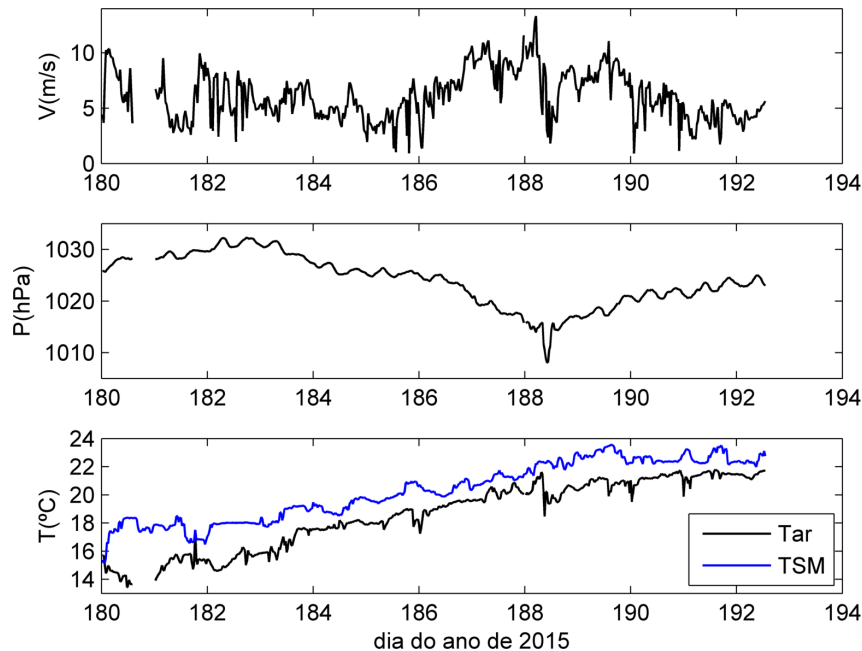
A partir do dia 9 de julho (Figura 4.8m), o cruzeiro mudou seu percurso para oeste. Neste período, um centro de alta pressão transiente deslocava-se para sudeste, entre 35 °W e 15 °W, ao sul do navio. Com isso, o vento gradualmente mudou para uma componente predominante de nordeste-leste que enfraquecia no setor noroeste desta alta. No decorrer do dia 11 (Figura 4.8o), o cruzeiro mudou seu percurso para sudoeste e no início do dia 12 (Figura 4.8p), para noroeste. Durante esta etapa final do trajeto, o escoamento de norte-

nordeste intensificou-se devido ao aumento gradual do gradiente horizontal de pressão entre a alta subtropical e um sistema de baixa pressão em formação na América do Sul. Assim, esta parte do trajeto foi caracterizada por um regime de advecção quente

As séries de intensidade do vento, pressão atmosférica e temperatura do ar coletadas na torre micrometeorológica e temperatura da superfície do mar medidas pelo termosalinógrafo durante o cruzeiro FORSA, são apresentadas na Figura 4.9. Nesta figura, observou-se um regime de intensidade do vento entre 1 e 13 m.s⁻¹ e a pressão atmosférica entre 1007 e 1032 hPa. Devido à presença de um pequeno ciclone no dia 7 de julho (dia do ano 188), houve um mínimo na pressão atmosférica, um máximo na intensidade do vento e uma queda na temperatura do ar. A TSM esteve maior do que a temperatura do ar em todo o período deste cruzeiro, indicando que a superfície do mar atuou como fonte de calor para a atmosfera.

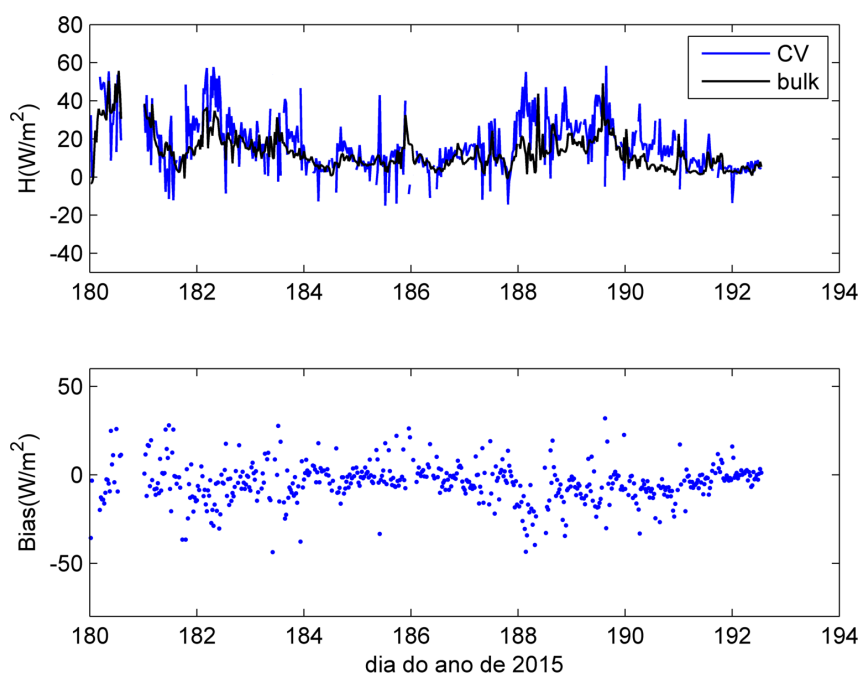
As figuras 4.10 e 4.11 mostram as distribuições temporais dos fluxos de calor sensível (H) e calor latente (L_e), respectivamente, obtido pelos métodos de CV (linha azul) e *bulk* formulas (linha preta), durante a realização do cruzeiro. O comportamento dos valores de H obtidos por ambos os métodos foi semelhante quanto a variabilidade e magnitude, com pequenas diferenças na magnitude de H observadas ao longo do cruzeiro, coincidindo com o período de maior diferença entre TSM e temperatura do ar, com o maior bias (Figura 4.10) ocorrendo no dia 7 de julho (dia do ano 188) com a passagem do ciclone. O fluxo médio de H foi 17 W.m⁻² com o método CV e 13 W.m⁻² com o *bulk*. Deste modo, o *bulk* subestimou o CV em média 4 W.m⁻². Um comportamento semelhante foi observado em relação à distribuição temporal de L_e , com a variabilidade concordando entre os dois métodos e as magnitudes diferindo em alguns períodos. Nesse caso, o método *bulk* subestimou o L_e (107 W.m⁻²) em 22 W.m⁻², se comparado com o método CV (129 W.m⁻²) (Figura 4.11).

Figura 4.9 – De cima para baixo: média de 30 min da Intensidade do vento (m.s^{-1}), pressão atmosférica (hPa), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$) no período entre 29 de junho e 11 de julho de 2015 (dia do ano 180 e 192) durante a realização da Comissão FORSA.



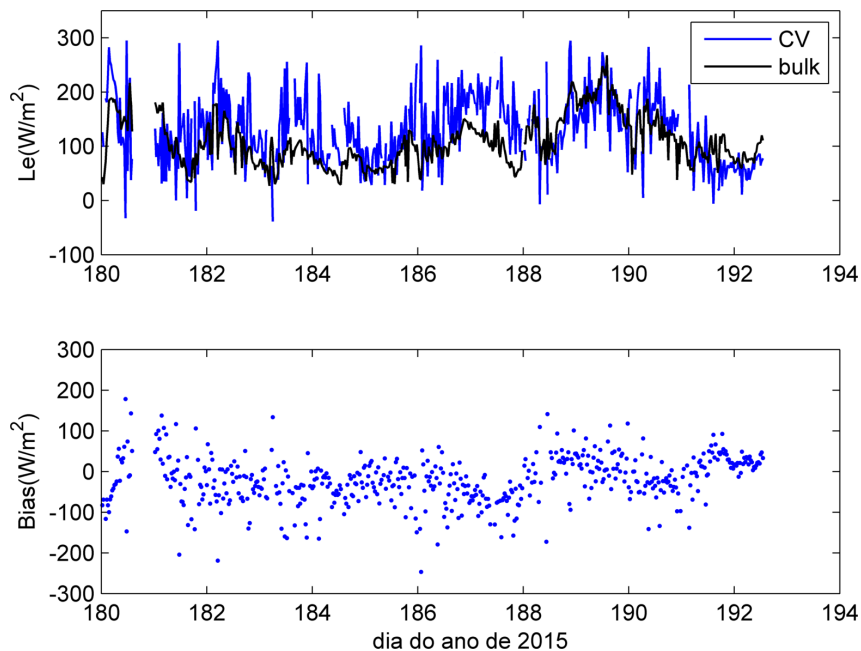
Fonte: (do próprio autor).

Figura 4.10 – Calor sensível (W.m^{-2}) média de 30 minutos, no período entre 29 de junho e 11 de julho de 2015 (dia do ano 180 e 192) obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e *bulk formulas* (preto) durante a realização da Comissão FORSA.



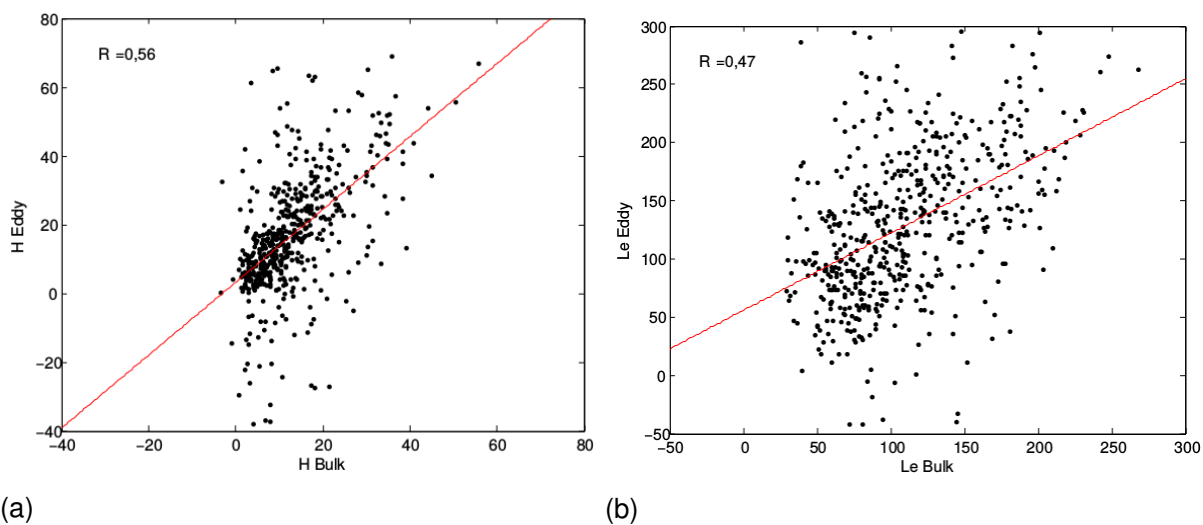
Fonte: (do próprio autor).

Figura 4.11 – Calor latente ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 29 de junho e 11 de julho de 2015 (dia do ano 180 e 192) obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e *bulk formulas* (preto) durante a realização da Comissão FORSA.



Fonte: (do próprio autor).

Figura 4.12 – Gráficos de dispersão das medidas e estimativas de calor sensível (esquerda) e latente (direita) pelos métodos da Covariância de Vórtices e *Bulk formulas*.

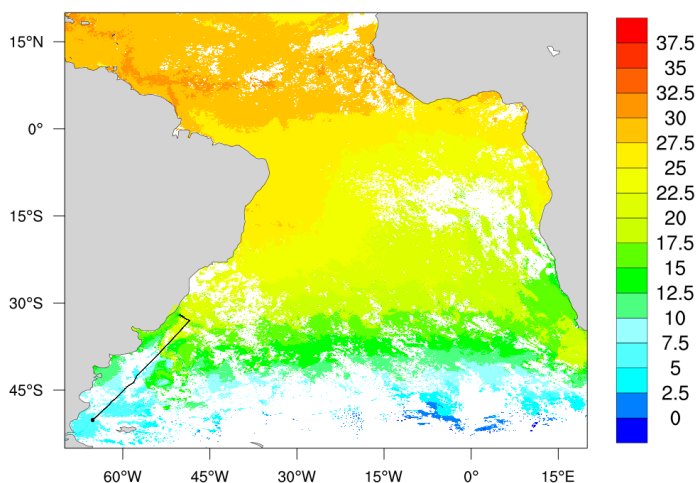


Fonte: (do próprio autor).

4.1.3 Cruzeiro INTERCONF 34

O Cruzeiro INTERCONF 34 teve duração do dia 11 de outubro de 2015 (dia do ano 284) a 20 de outubro de 2015 (dia do ano 350). Foi realizado no sentido norte para sul como apresenta a Figura 4.13 com a rota de navegação do navio, onde o ponto verde representa o início da coleta de dados analisados.

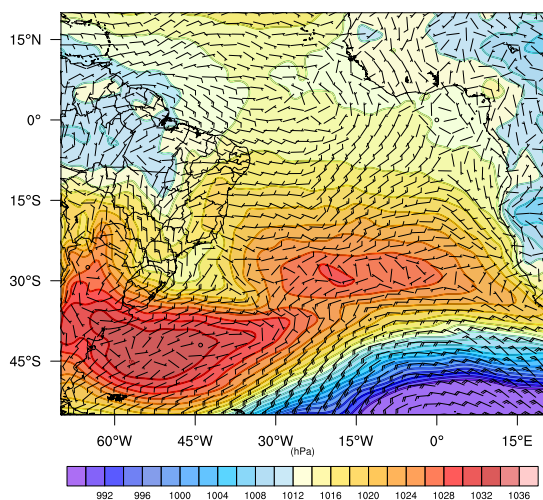
Figura 4.13 – Imagem de TSM do Aqua/MODIS média dos dias 08-15 de outubro de 2015 com a posição da trajetória realizadas no cruzeiro INTERCONF34. O ponto verde representa o início da coleta de dados analisados.



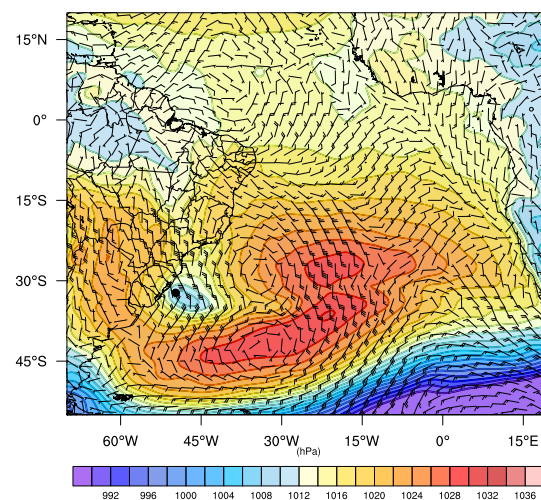
Fonte: (do próprio autor).

A Figura 4.14 apresenta os campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 975 hPa ($m.s^{-1}$) a cada 24 horas a partir das 12Z do dia 10/10/15 (a) até às 12Z do dia 20/10/15 (j) ao longo do cruzeiro OP34. A análise sinótica das condições atmosféricas (Figura 4.14) mostrou um evento de ciclogênese na costa do RS no início do cruzeiro, dia 11 de outubro de 2015 (Figura 4.14a). O navio encontrava-se imediatamente a sudoeste do centro de baixa pressão em formação, porém sua localização era praticamente coincidente com o centro de circulação ciclônica. A configuração assimétrica do centro de baixa pressão mantinha ventos mais intensos (fracos) em um arco estendendo-se do setor sul até leste-nordeste (ao redor) do navio. Esse padrão indica que, imediatamente ao sul do cruzeiro, existia um sistema frontal que se estendia desde o interior do continente até as vizinhanças de uma alta transiente alongada no leste da Argentina (no Atlântico Sudoeste). Imagens de satélite do canal infravermelho termal indicam uma longa faixa de nebulosidade associada a este sistema, mantendo o céu encoberto sobre a região do cruzeiro.

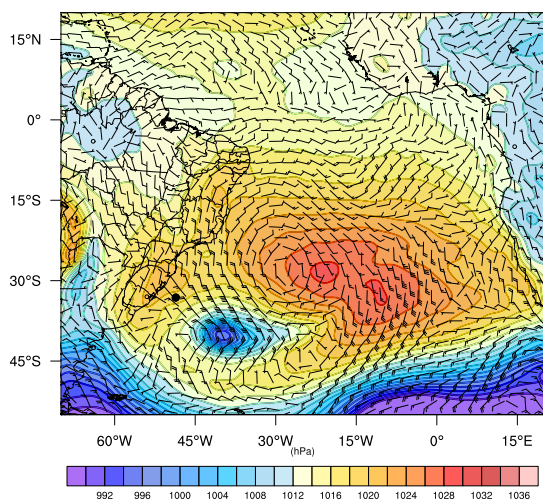
Figura 4.14 – . Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 975 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a cada 24 horas a partir das 12Z do dia 11/10/15 (a) até às 12Z do dia 20/10/15 (j) ao longo do cruzeiro INTERCONF 34



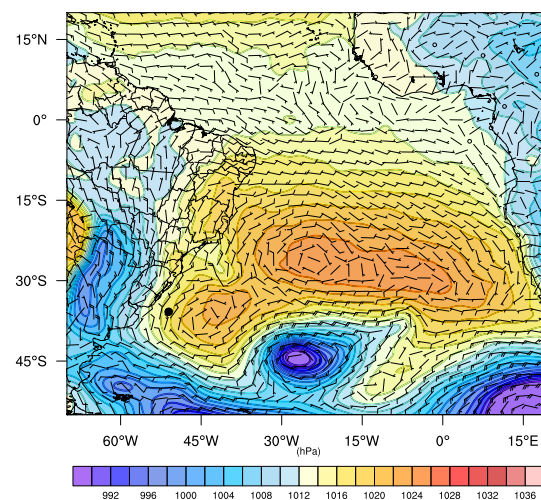
(a)



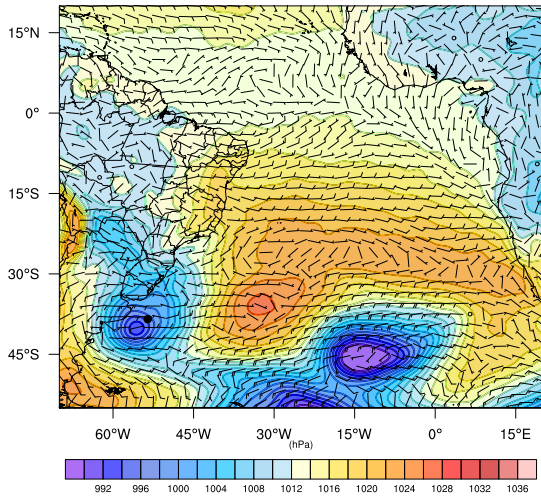
(b)



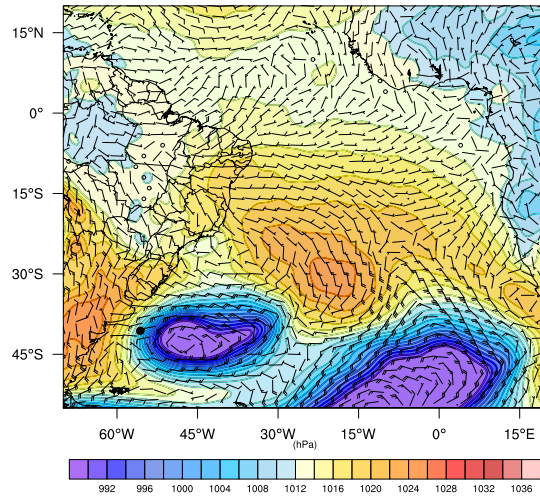
(c)



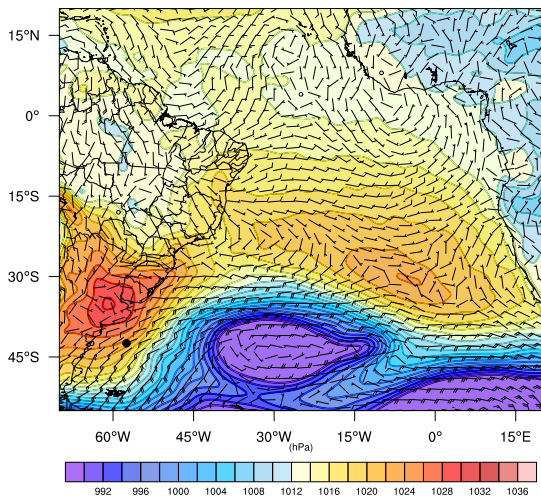
(d)



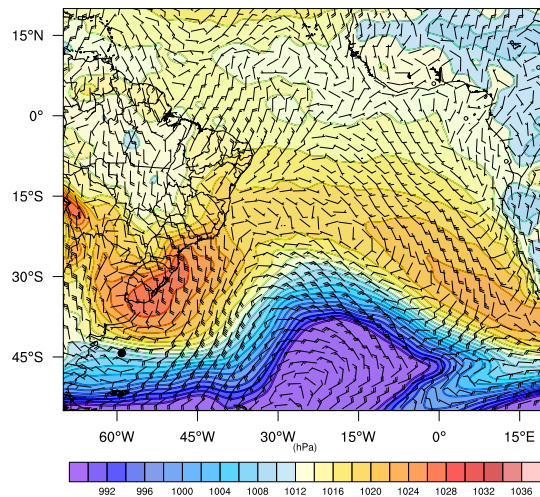
(e)



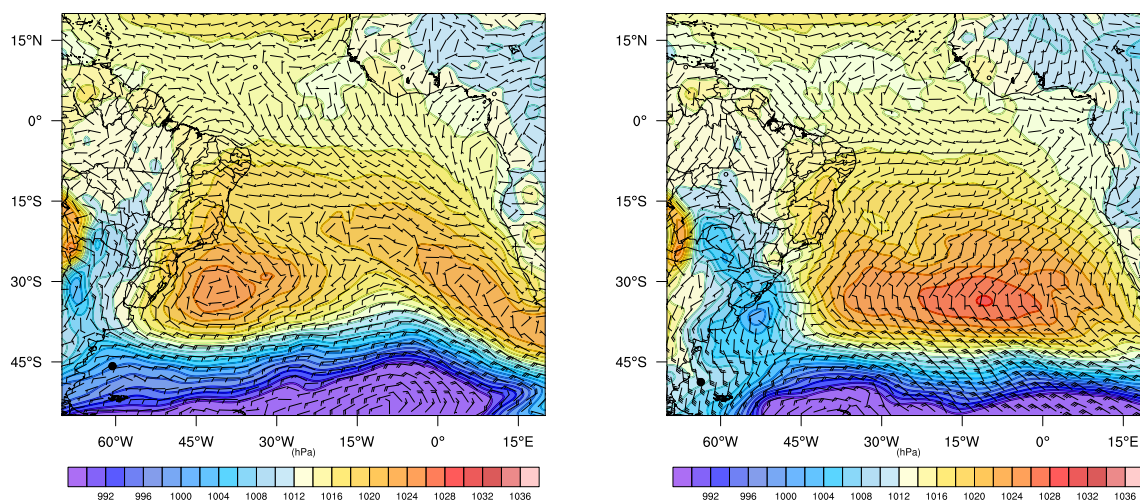
(f)



(g)



(h)



(i)

(j)

Fonte: (do próprio autor).

A medida que o sistema frontal avançou sobre o continente e a baixa gradualmente aprofundou-se e deslocou-se para sudoeste, o escoamento se intensificou e adquiriu significativa componente de oeste (Figura 4.14b), devido à influência da circulação ciclônica e uma zona de alta pressão (e divergência) que se estabeleceu sobre o litoral sul do Brasil. No decorrer do dia 13 (Figura 4.14c), a área de alta pressão se deslocou para o oceano, sobre o cruzeiro que, por sua vez, se deslocou inicialmente para sudeste e a seguir para sudoeste. O efeito no campo de vento foi uma desintensificação e uma gradual mudança de uma componente predominante oeste para leste ao longo do dia e predominância de céu claro.

Durante o dia 14 (Figura 4.14d), o desenvolvimento de um forte sistema de baixa pressão no continente devido à aproximação de um sistema baroclínico transiente, favoreceu a significativa intensificação do vento de nordeste e associada advecção quente. Ciclogênese ocorreu rapidamente na Bacia do Prata no dia 15 (Figura 4.14e), com a frente fria interceptando o cruzeiro durante a tarde. Dado o deslocamento do navio para sudoeste e do intenso ciclone para leste-sudeste (o qual já apresentava uma estrutura oclusa), o navio se manteve logo a norte do centro da baixa, mantendo fortes ventos inicialmente de nordeste que mudaram para sudoeste no decorrer do dia. Nebulosidade estava presente neste setor do ciclone em diversos níveis atmosféricos.

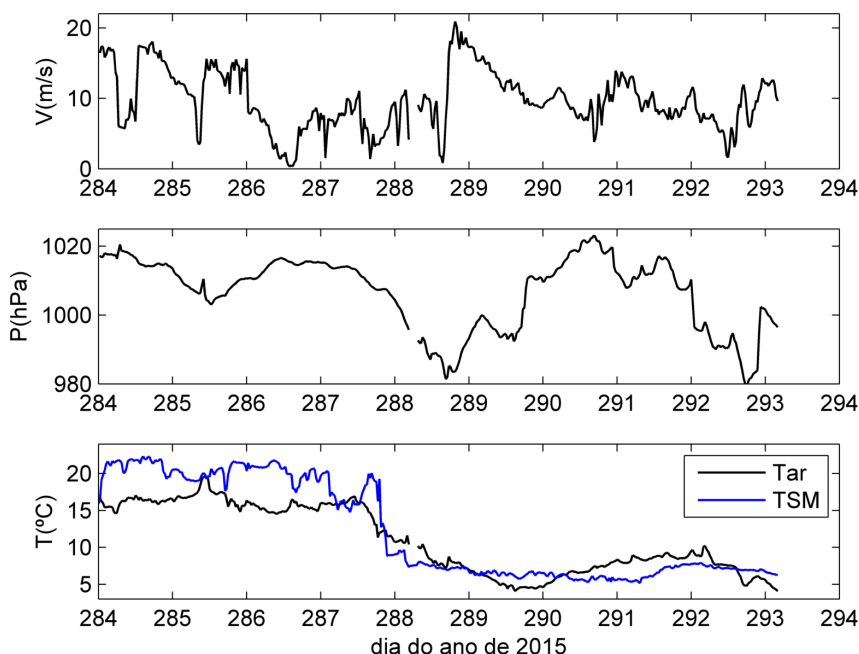
Um intenso sistema de alta pressão que seguia o ciclone deslocou-se para nor-

deste desde o centro da Argentina até o litoral do RS entre os dias 16 e 17 (Figura 4.14f-4.14g). Devido ao acentuado gradiente horizontal de pressão entre os sistemas de baixa e alta pressão, o escoamento na região do navio manteve-se de sudoeste e moderado, com nebulosidade baixa pós-frontal. No entanto, entre os dias 17 e 18 (Figura 4.14g-4.14h), a nebulosidade diminuiu devido à influência da alta e o vento gradualmente adquiriu uma componente predominante de oeste e a seguir sudoeste à medida que o navio deslocou-se para sudoeste e o cinturão de baixa pressão se expandiu para norte. Neste período, incluindo o dia 19 (Figura 4.14i), o cruzeiro foi afetado pela passagem sucessiva de cavados migratórios em superfície, que tiveram como efeito aumentar a componente de sul do vento sobre o cruzeiro.

No trecho final do cruzeiro dia 20 (Figura 4.14j), quando o navio navegava quase paralelo a costa da Província de Santa Cruz na Argentina, uma alta, acompanhada de um pequeno ciclone logo a norte se aproximava do sul argentino, mantendo no período final em condição de vento fraco. A nebulosidade, especialmente alta associada ao jato de altos níveis, progressivamente aumentou neste período.

As séries de intensidade do vento, pressão atmosférica e temperatura do ar coletadas na torre micrometeorológica e temperatura da superfície do mar medida pelo termosalinógrafo durante o cruzeiro OP34, são mostradas na Figura 4.15. O máximo de intensidade do vento ($21 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), mínimo de pressão atmosférica (982 hPa) e queda na temperatura do ar, na região de estudo (dia do ano 288), coincidiu com a passagem do ciclone no dia 15 de outubro identificada na análise sinótica (Figura 4.14e). A TSM esteve maior do que a temperatura do ar, praticamente em todo o período, sobre a Corrente do Brasil, favorecendo a turbulência e o fluxo de calor do oceano para a atmosfera. Quando o navio cruzou a região da Confluência Brasil-Malvinas, no final do dia 14 (dia do ano 287), a temperatura do ar tornou-se maior que a TSM. No dia 289, um mínimo na temperatura do ar foi observado devido ao escoamento de sudoeste na região do navio (Figura 4.14g), sendo que a TSM torna-se novamente maior que a temperatura do ar.

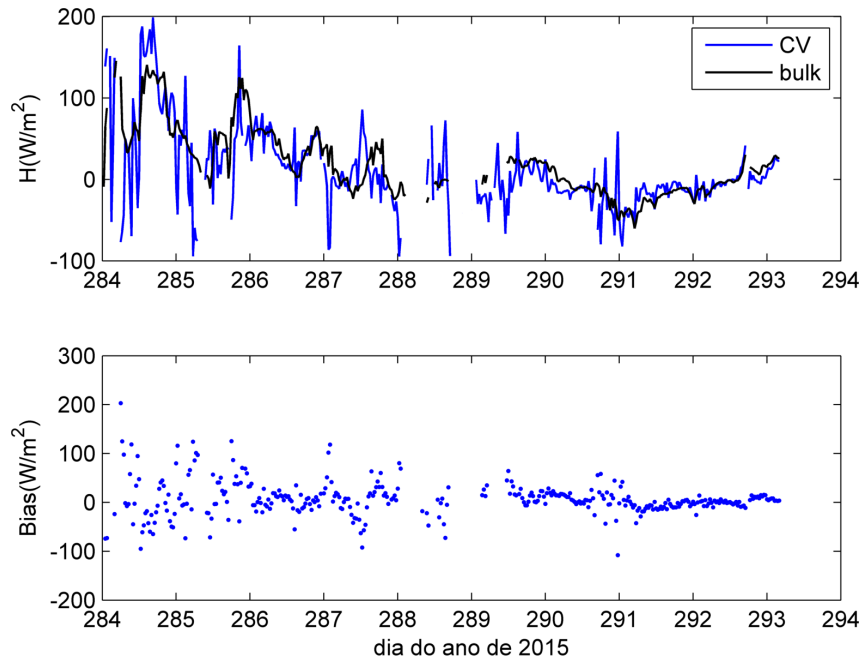
Figura 4.15 – De cima para baixo: média de 30 min da Intensidade do vento (m.s^{-1}), pressão atmosférica (hPa), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$) no período entre 11 e 20 de outubro de 2015 (dia do ano 284 e 293) durante a realização da OP34



Fonte: (do próprio autor).

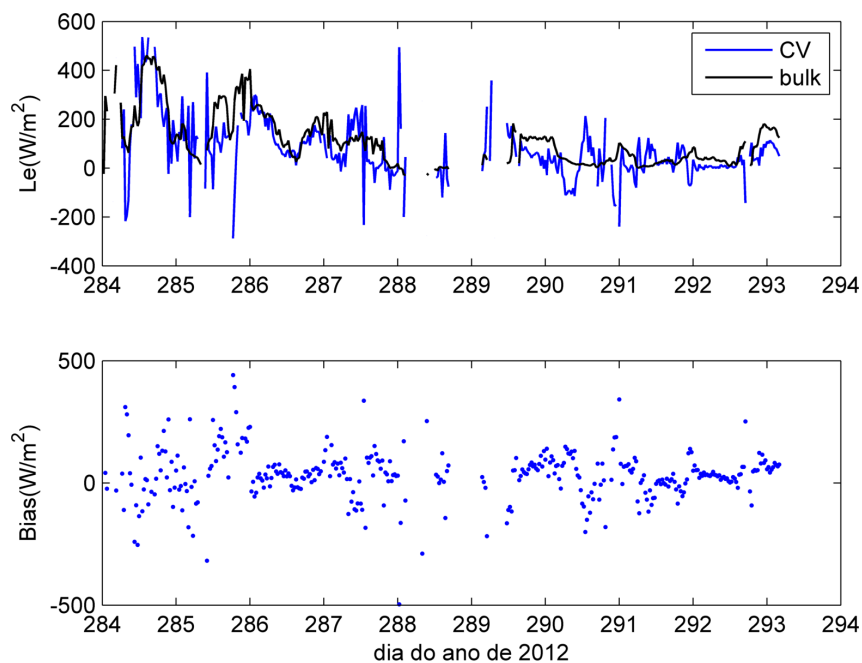
As figuras 4.16 e 4.17 mostram as distribuições temporais dos fluxos de calor sensível (H) e calor latente (L_e), respectivamente, obtido pelos métodos de CV (linha azul) e *bulk* formulas (linha preta), durante a realização do cruzeiro. Observou-se que o comportamento da variabilidade e magnitude de H foi semelhante com ambos os dois métodos, com as maiores diferenças observadas durante o percurso do navio sobre a Corrente do Brasil (Figura 4.16), quando também foi observado a maior diferença entre a TSM e a temperatura do ar. O fluxo médio de H foi de 11 W.m^{-2} com o método CV e 18 W.m^{-2} com o *bulk*. Deste modo, o *bulk* superestimou o CV em média 7 W.m^{-2} . Já em relação à distribuição temporal de L_e , as magnitudes apresentadas pelos métodos diferem substancialmente. Nesse caso, o método *bulk* formulas superestimou o L_e (111 W.m^{-2}) comparando-se com o método da CV (75 W.m^{-2}) em 36 W.m^{-2} (Figura 4.17).

Figura 4.16 – Calor sensível ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 11 e 20 de outubro de 2015 (dia do ano 284 e 293) obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e *bulk formulas* (preto) durante a realização do cruzeiro OP34



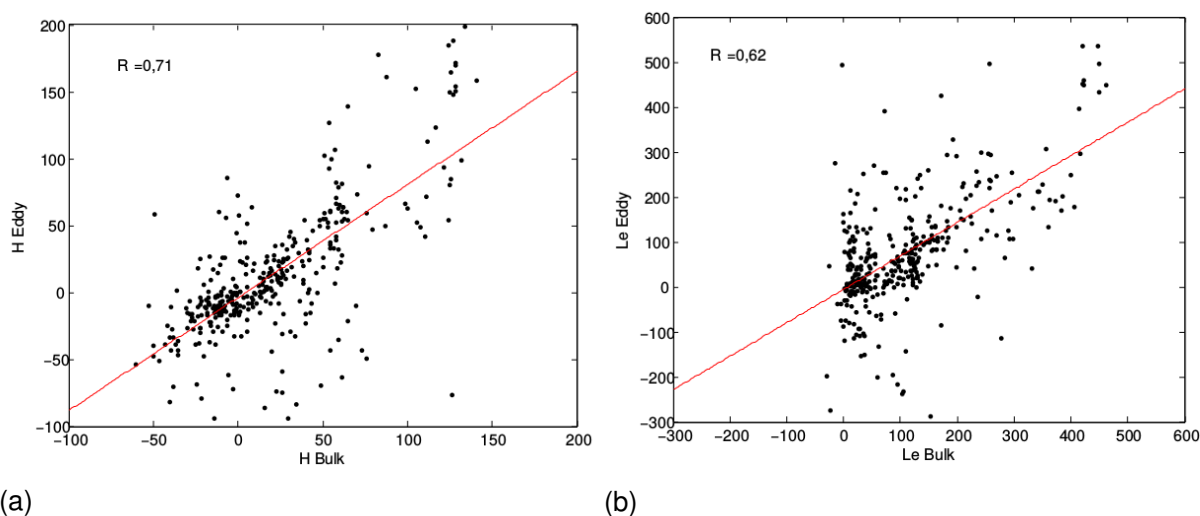
Fonte: (do próprio autor).

Figura 4.17 – Calor latente ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 11 e 20 de outubro de 2015 (dia do ano 284 e 293) obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e *bulk formulas* (preto) durante a realização do Cruzeiro OP34.



Fonte: (do próprio autor).

Figura 4.18 – . Gráficos de dispersão das medidas e estimativas de calor sensível (esquerda) e latente (direita) pelos métodos da Covariância de Vórtices e *Bulk formulas*.



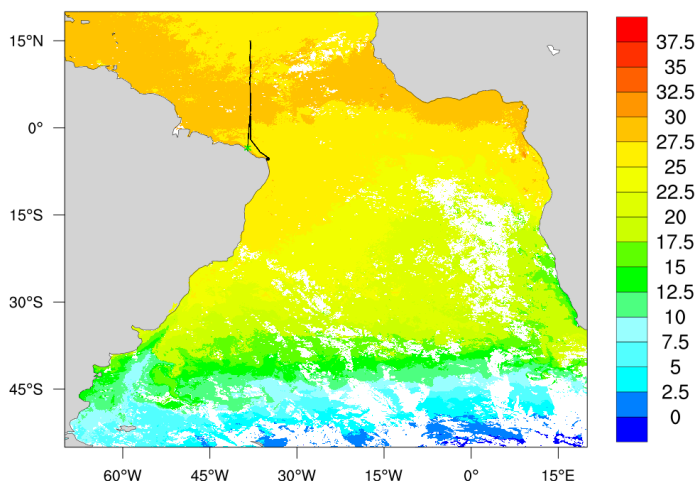
Fonte: (do próprio autor).

4.1.4 Comissão PIRATA 17

Para a Comissão PIRATA 17 a análise sinótica e a obtenção dos fluxos de calor a partir da metodologia da Covariância de Vórtices e da parametrização de *bulk* foram realizadas separadamente para cada uma das pernada 2, 3 e 4, mas sua descrição e comparação foi realizada conjuntamente.

A pernada 2 (P2) do PIRATA 17 teve duração do dia 14 de novembro de 2017 (dia do ano 318) a 6 de dezembro de 2017 (dia do ano 340). Foi realizado a partir da região costeira da cidade de Fortaleza-CE ao longo do meridiano 38°W em trajetória de ida e volta do navio até a região costeira da cidade de Maceió-AL como apresenta a Figura 4.19 com a rota de navegação do Navio, onde o ponto verde representa o início da coleta de dados analisados.

Figura 4.19 – Imagem de TSM do Aqua/MODIS média dos dias 25 de novembro a 02 de dezembro de 2017 com a posição da trajetória realizadas pela pernada 2 da comissão PIRATA 17. O ponto verde representa o início da coleta de dados analisados.

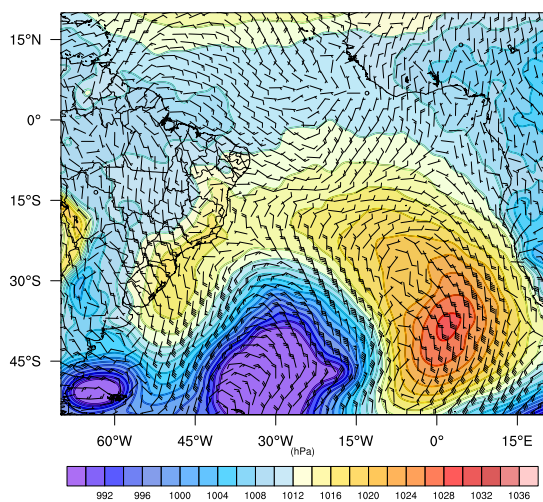


Fonte: (do próprio autor).

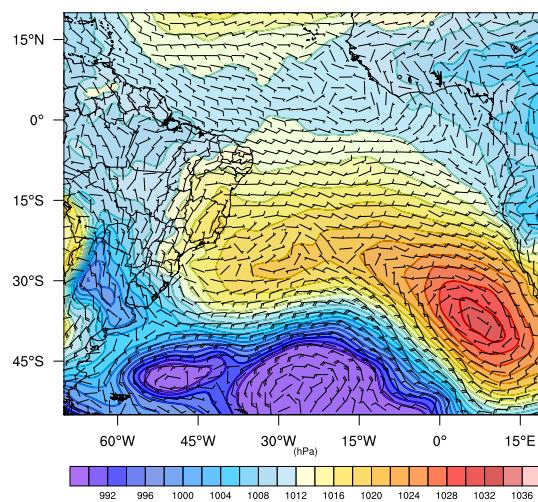
A Figura 4.20 apresenta os campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 975 hPa ($m.s^{-1}$) a cada 24 horas a partir das 12Z do dia 14/11/17 (a) até às 12Z do dia 06/12/17(w) ao longo da pernada 2 do PIRATA. No dia 14 de novembro, partindo da costa da cidade de Fortaleza-CE o cruzeiro se deslocou para norte chegando até 15 °N (Figuras 4.20a-4.20k). Nessa latitude permaneceu estacionário durante o dia 23 (Figura 4.20j) e parte do dia 24 (Figura 4.20k), quando iniciou seu retorno para sul. Durante este período, os ventos alísios variaram de direção sudeste para nordeste ao atravessar a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Contudo, o cruzeiro atravessou a principal zona de convecção profunda da ZCIT entre os dias 18 e 21 (Figuras 4.20e-4.20h), com ventos predominantes de leste.

O cruzeiro deslocou-se para sul a partir do dia de 24) de novembro (Figura 4.20k até o início do dia 5 de dezembro (Figura 4.20v), atravessando completamente a zona de convecção profunda da ZCIT entre os dias 28 e 30 (Figuras 4.20o-4.20q). No dia 5 (Figuras 4.20v), próximo à costa do Ceará, o cruzeiro mudou seu percurso para sudeste ao contornar o continente, se aproximando do litoral do Rio Grande do Norte.

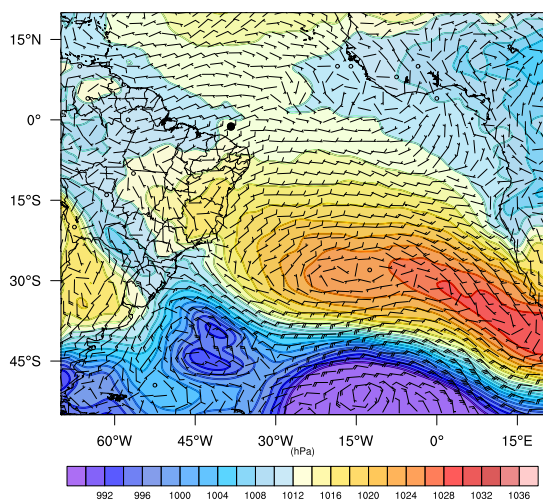
Figura 4.20 – . Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 975 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a cada 24 horas a partir das 12Z do dia 14/11/17 (a) até às 12Z do dia 06/12/17 (w) ao longo da perna 2 do cruzeiro PIRATA



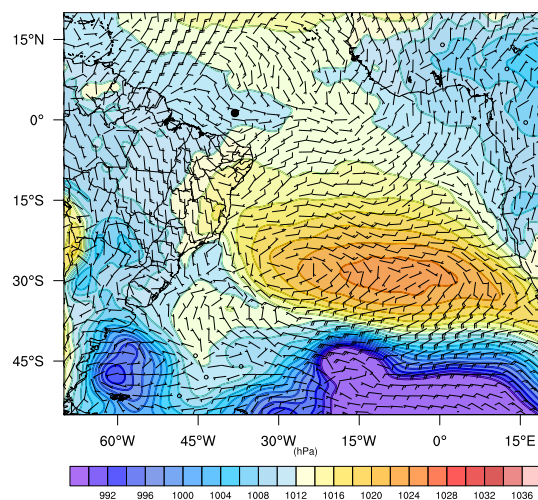
(a)



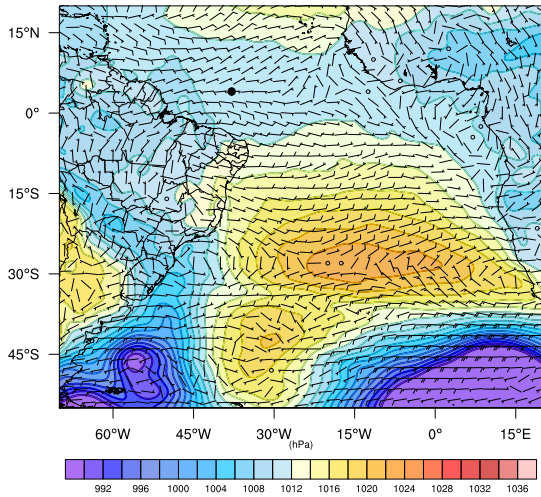
(b)



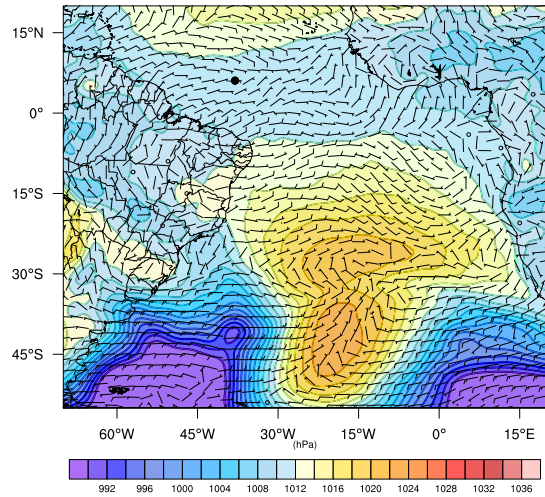
(c)



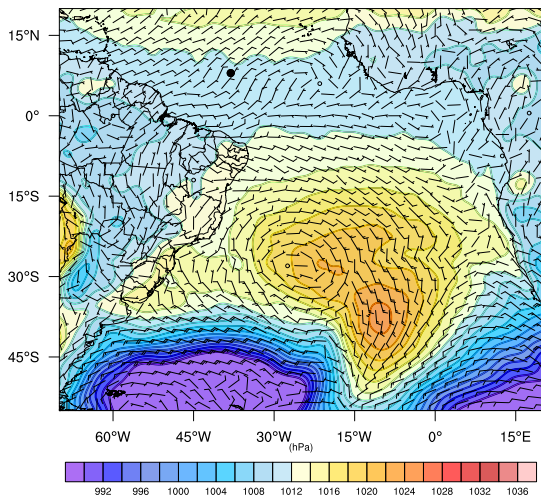
(d)



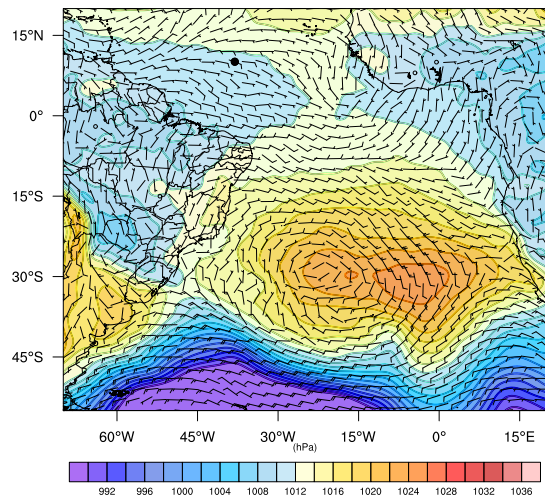
(e)



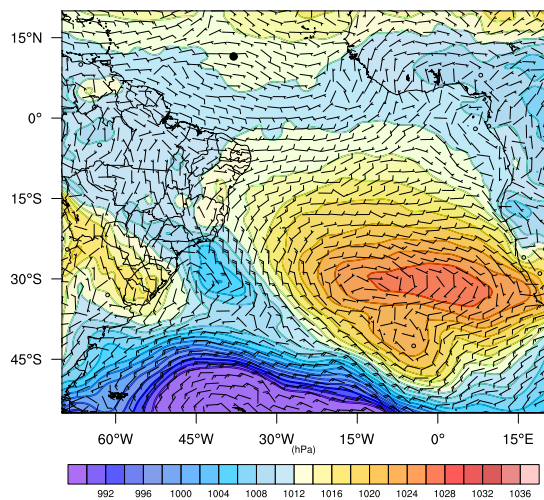
(f)



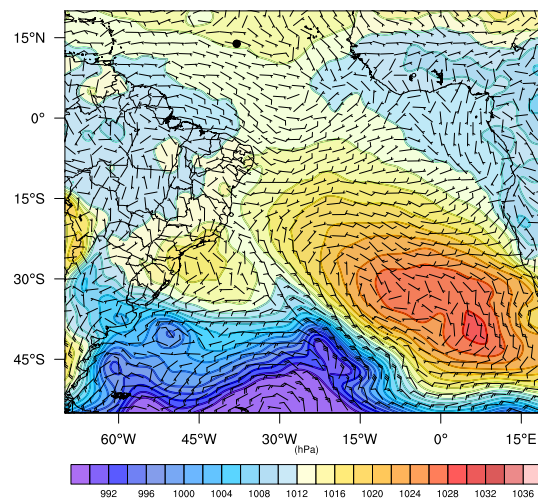
(g)



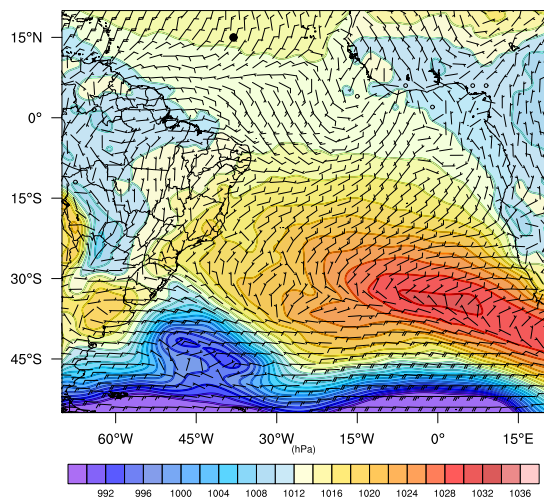
(h)



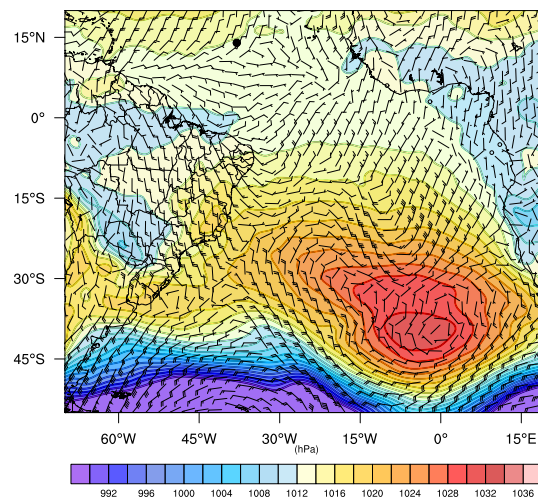
(i)



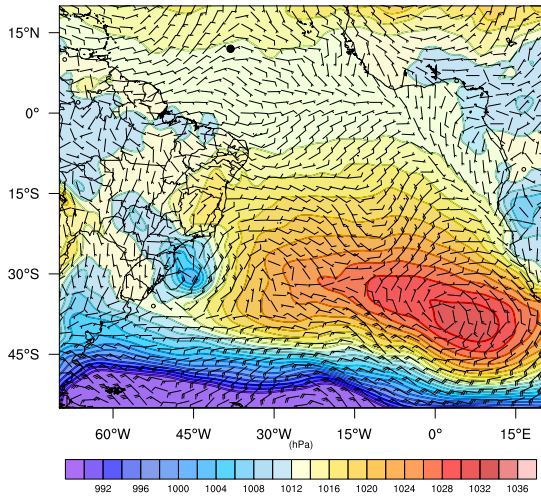
(j)



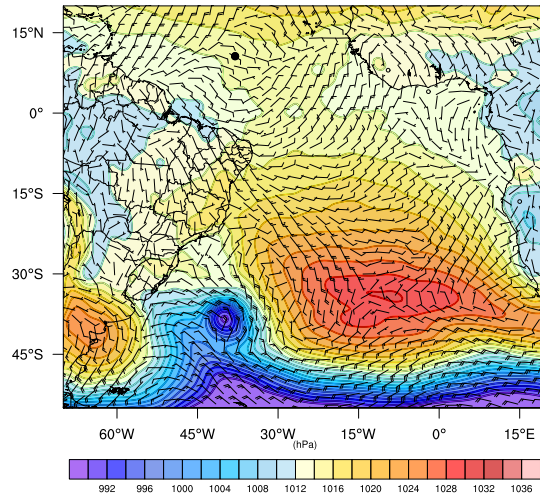
(k)



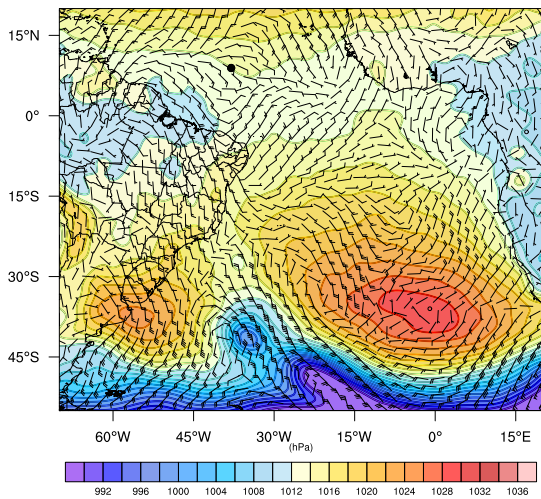
(l)



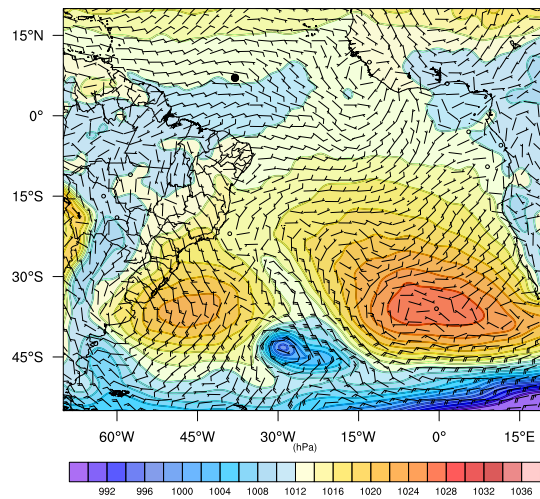
(m)



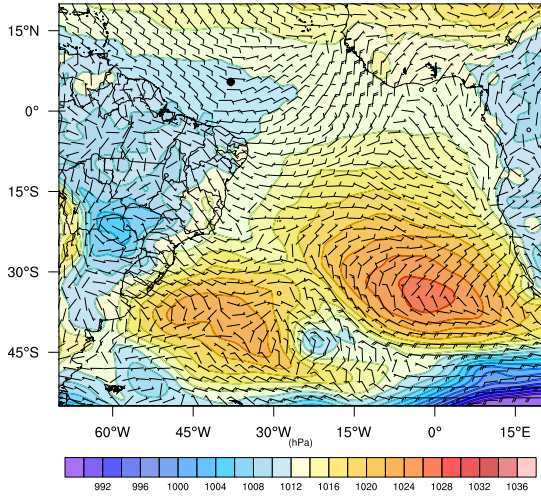
(n)



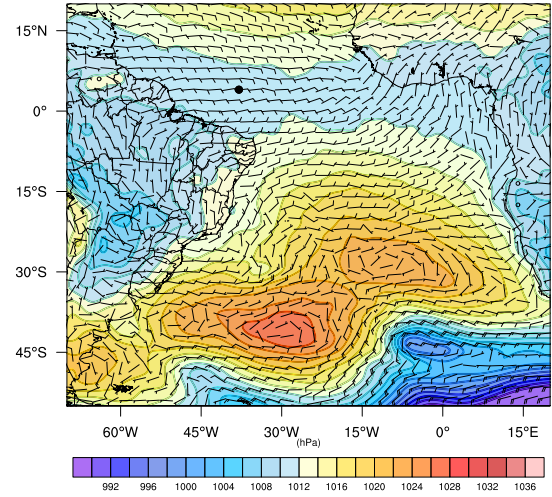
(o)



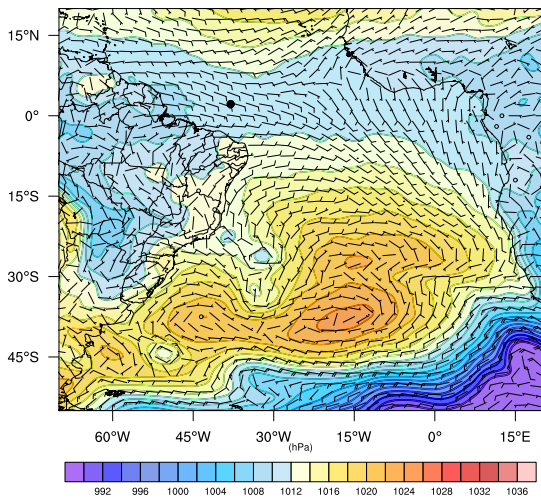
(p)



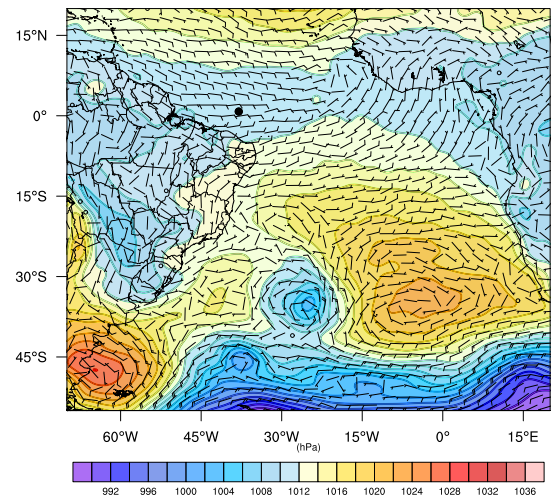
(q)



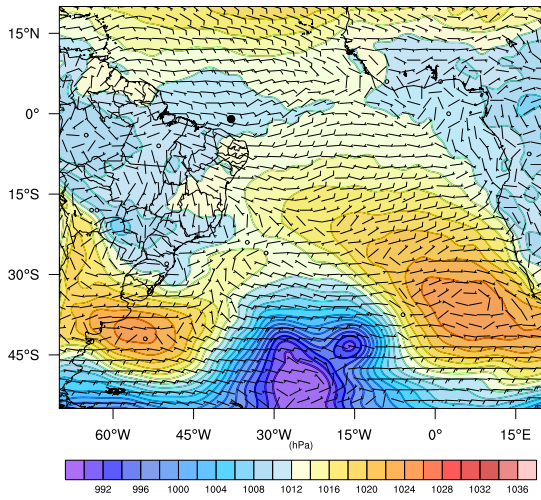
(r)



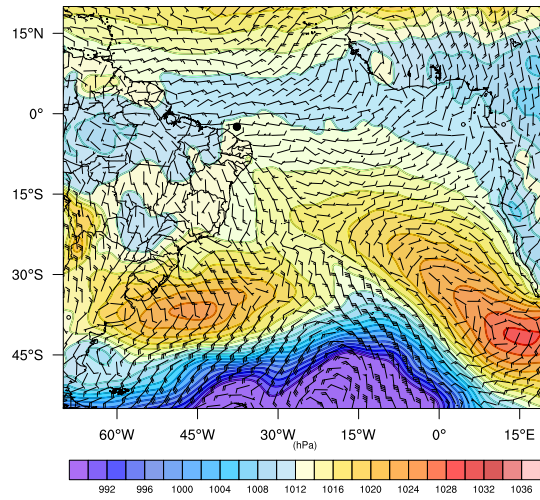
(s)



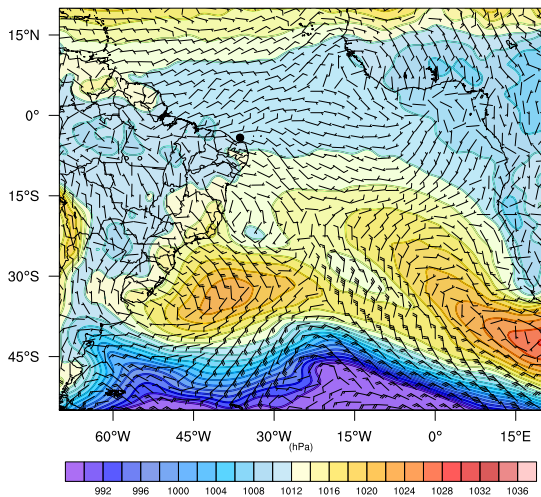
(t)



(u)



(v)



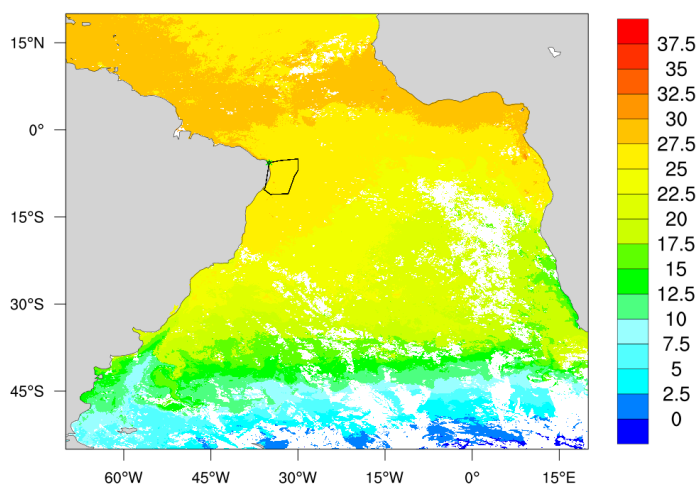
(w)

Fonte: (do próprio autor).

A pernada 3 (P3) do PIRATA 17 teve duração do dia 11 de dezembro de 2017 (dia do ano 345) a 22 de dezembro de 2017 (dia do ano 356). Foi realizado a partir da

região costeira da cidade de Natal-RN até a região costeira da cidade de Maceió-AL como apresenta a Figura 4.21 com a rota de navegação do navio, onde o ponto verde representa o início da coleta de dados analisados.

Figura 4.21 – Imagem de TSM do Aqua/MODIS média dos dias 11-18 de dezembro de 2017 com a posição da trajetória realizadas pela pernada 3 da comissão PIRATA 17. O ponto verde representa o início da coleta de dados analisados.

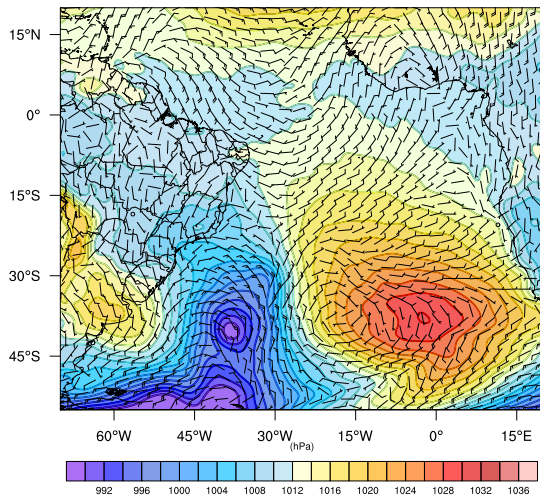


Fonte: (do próprio autor).

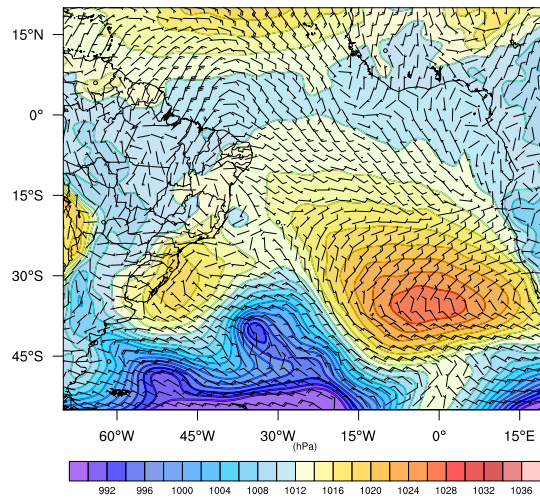
A Figura 4.22 apresenta os campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 975 hPa (m.s^{-1}) a cada 24 horas a partir das 12Z do dia 11/12/17 (a) até às 12Z do dia 22/12/17(l) ao longo da pernada 3 do cruzeiro PIRATA. A análise sinótica das condições atmosféricas (Figura 4.22) mostrou que do início do cruzeiro na costa da cidade de Natal-RN, dia 11 de dezembro de 2017 (Figura 4.22a) até o deslocamento do navio para leste-nordeste ao longo da região sul da ZCIT esteve sob influência dos ventos alísios até o dia 16 (Figura 4.22f). Desde o dia 16 até o dia 18 (Figura 4.22f-4.22h), o navio se deslocou para sul e posteriormente sudoeste no dia 20 (Figura 4.22j). O fraco gradiente horizontal de pressão nesta região manteve ventos de leste-nordeste. Durante todo o período, convecção tropical oceânica, especialmente durante a tarde, predominou na região com ocasional precipitação.

No dia 20 (Figura 4.22j) o cruzeiro viajou para oeste e posteriormente para noroeste no dia 21 (Figura 4.22k), se aproximando da costa do Alagoas. O vento era predominante de nordeste pois o cruzeiro encontrava-se no setor noroeste da Alta Subtropical do Atlântico Sul.

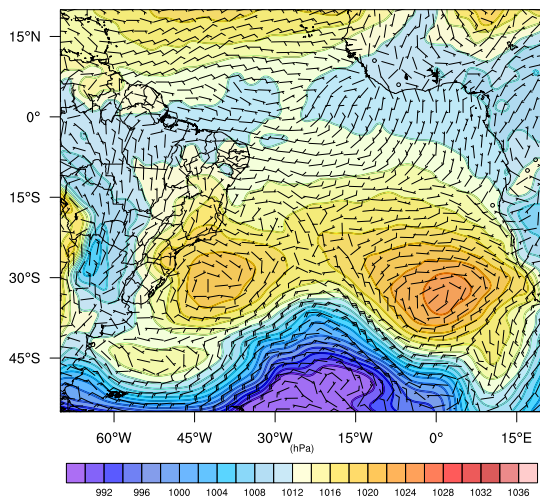
Figura 4.22 – . Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 975 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a cada 24 horas a partir das 12Z do dia 11/12/17 (a) até às 12Z do dia 22/12/17 (l) ao longo da perna 3 do cruzeiro PIRATA



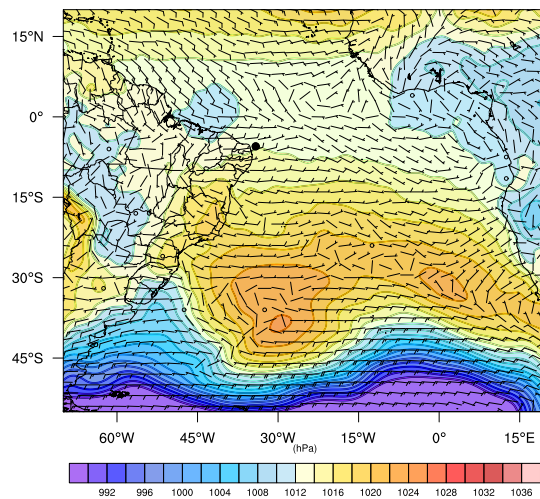
(a)



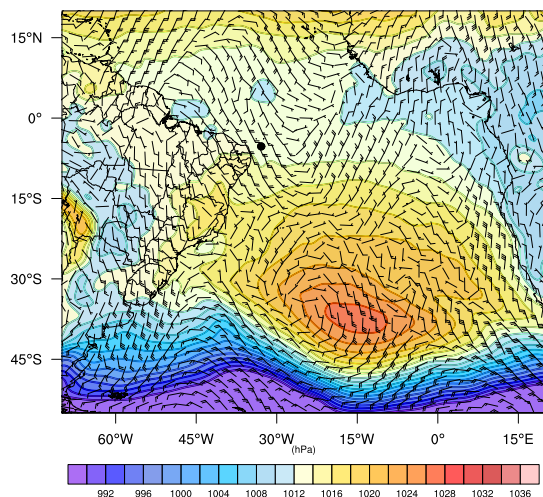
(b)



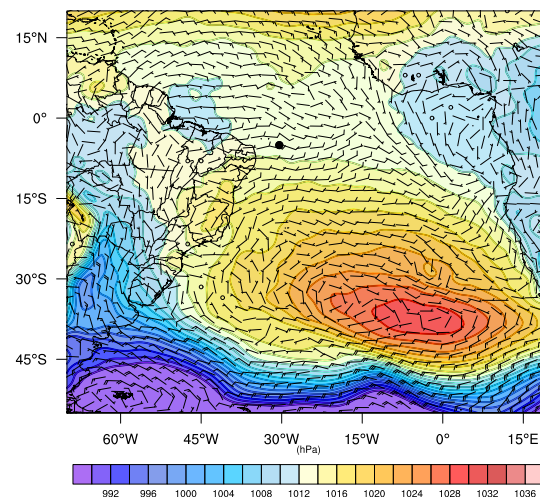
(c)



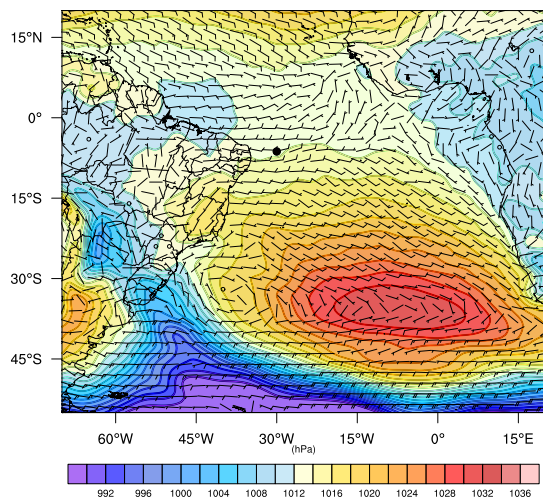
(d)



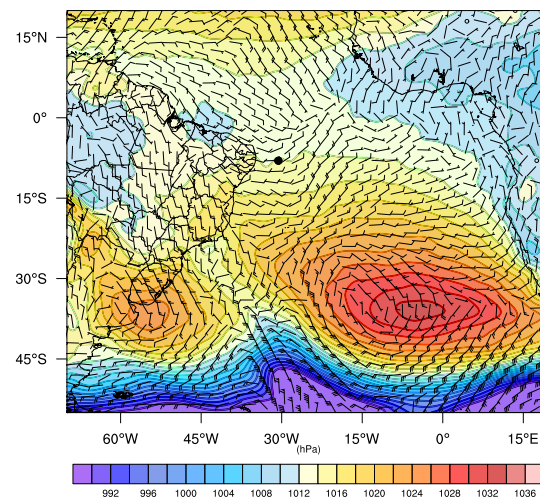
(e)



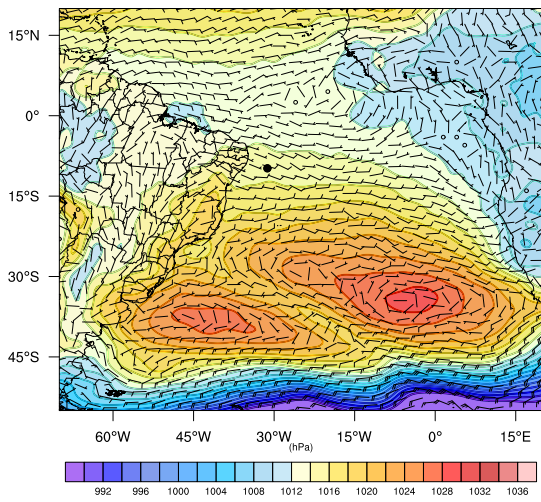
(f)



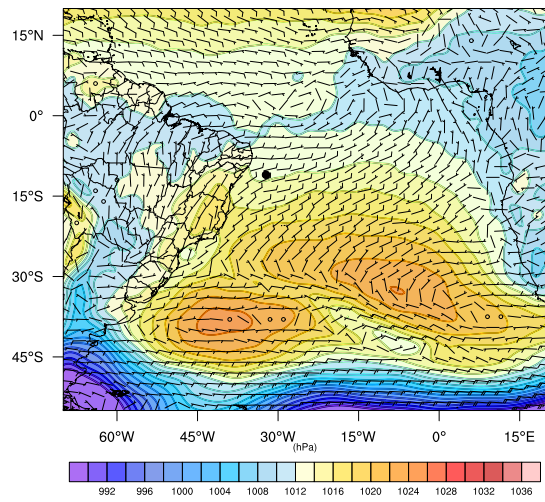
(g)



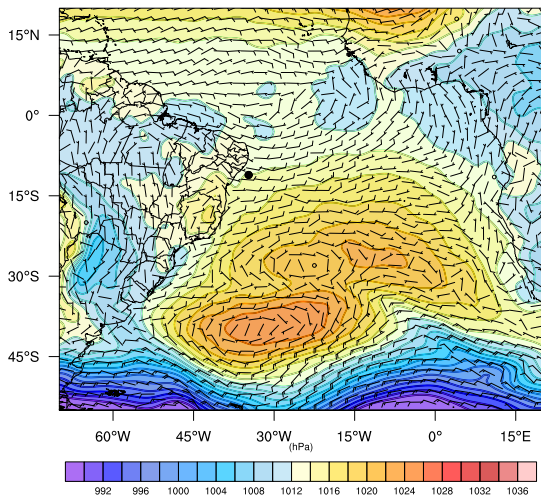
(h)



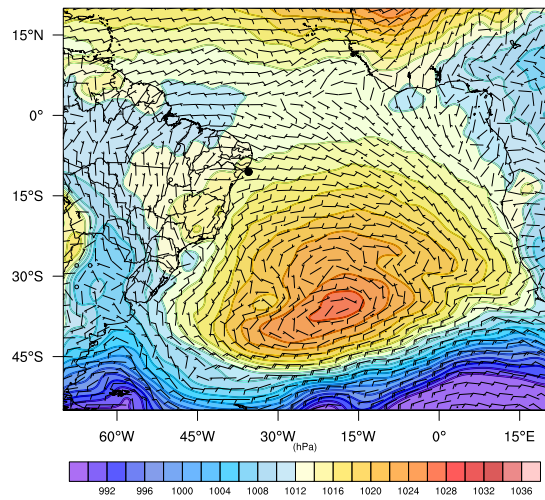
(i)



(j)



(k)



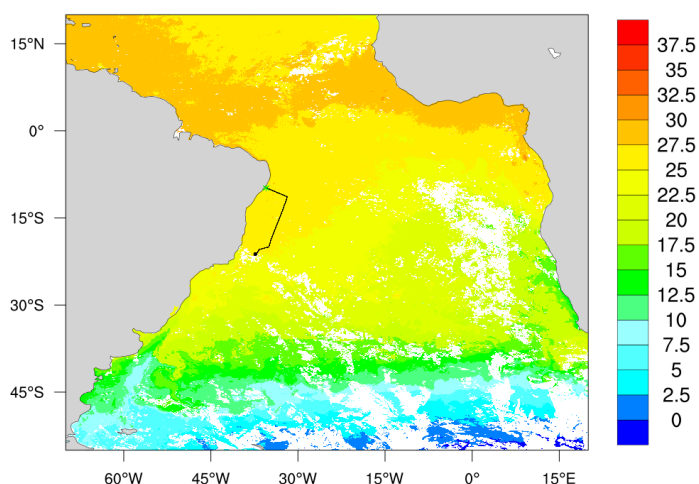
(l)

Fonte: (do próprio autor).

A pernada 4 da Comissão PIRATA 17 teve duração do dia 3 a 11 de janeiro de 2018. Foi realizado da costa da cidade de Maceió-AL até a região costeira da região

Sudeste como apresenta a Figura 4.23 com a rota de navegação do Navio, onde o ponto verde representa o início da coleta de dados analisados.

Figura 4.23 – Imagem de TSM do Aqua/MODIS média dos dias 1-8 de janeiro de 2018 com a posição da trajetória realizada pela pernada 4 da comissão PIRATA. O ponto verde representa o início da coleta de dados analisados.

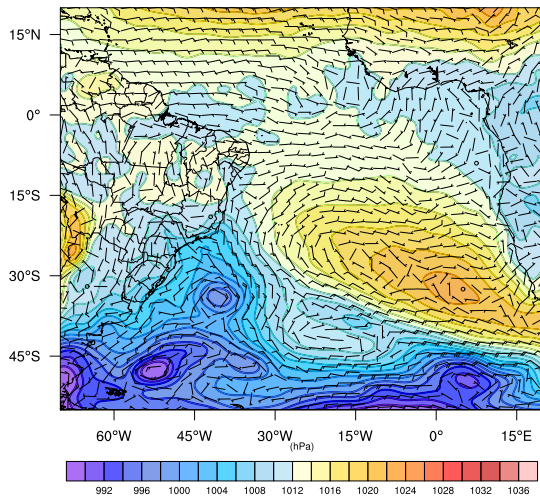


Fonte: (do próprio autor).

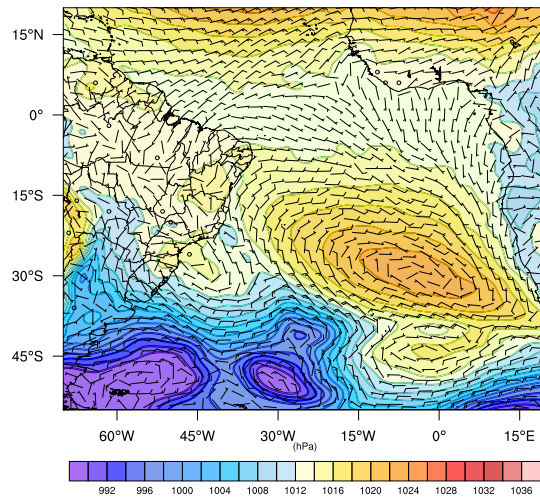
A Figura 4.24 mostra os campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 975 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a cada 24 horas a partir das 12Z do dia 03/01/18 (a) até às 12Z do dia 11/01/18 (i) ao longo da pernada 4 do cruzeiro PIRATA 17. A análise sinótica das condições atmosféricas no P4 (Figura 4.24) mostrou que partindo para sudeste a partir do litoral de Maceió-AL no dia 4 (Figura 4.24b), o cruzeiro encontrou fracos ventos de sudeste-leste devido ao fraco gradiente horizontal de pressão na região. Entretanto, ao iniciar seu percurso para sudoeste, paralelo à costa do sudeste brasileiro, houve uma leve intensificação do vento de sudeste/leste pois o cruzeiro aproximou-se do setor norte-noroeste de um centro de alta pressão transiente ao sul.

Entre os dias 11 (Figura 4.24i) e 12, o cruzeiro desviou seu percurso para oeste e a seguir para sudoeste. O vento no setor noroeste da alta, (onde o navio se encontrava) enfraqueceu à medida que a alta transiente deslocou-se para leste provocando enfraquecimento do gradiente horizontal de pressão.

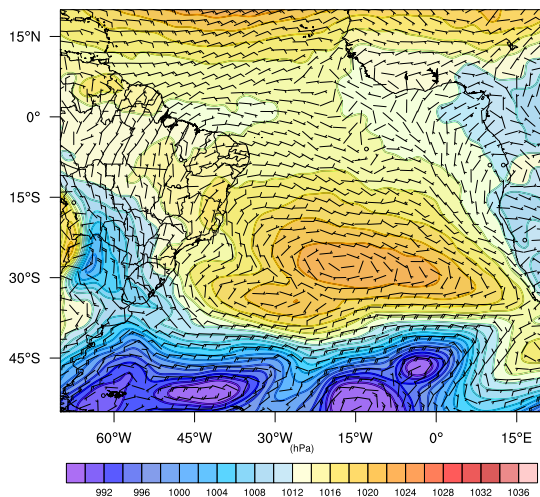
Figura 4.24 – . Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 975 hPa ($m.s^{-1}$) a cada 24 horas a partir das 12Z do dia 03/01/18 (a) até às 12Z do dia 11/01/18 (i) ao longo da perna 4 do cruzeiro PIRATA



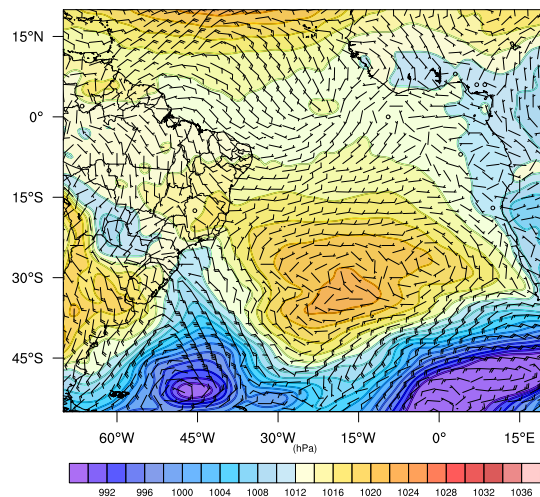
(a)



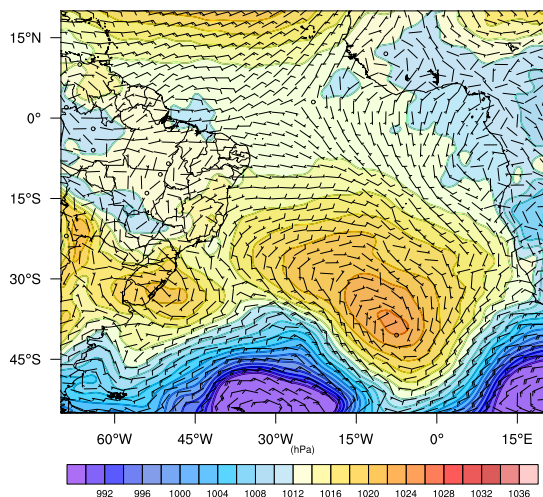
(b)



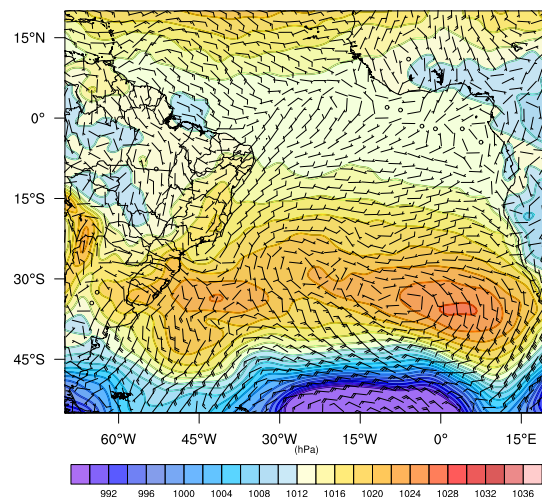
(c)



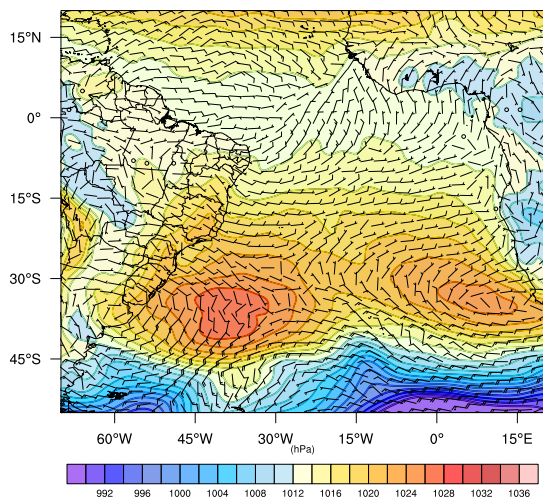
(d)



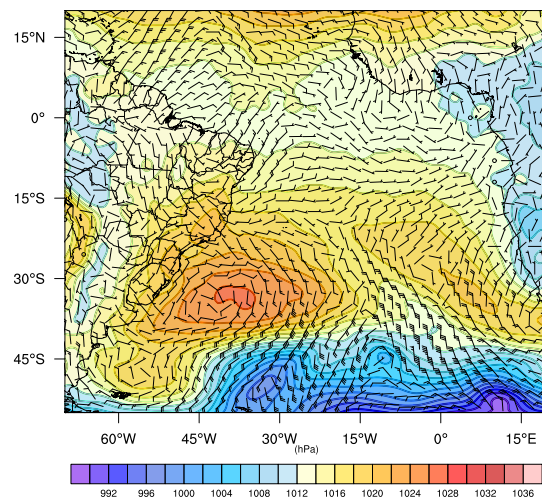
(e)



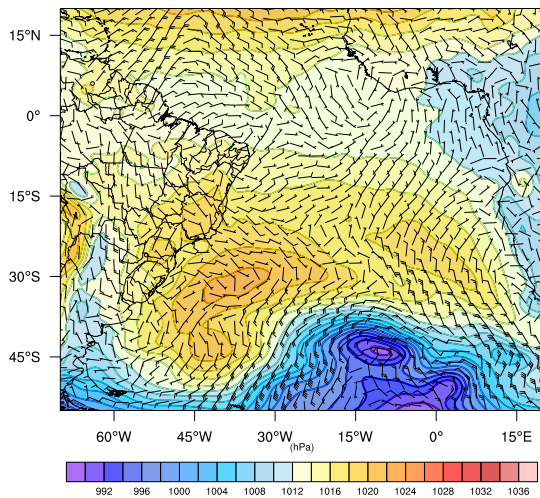
(f)



(g)



(h)



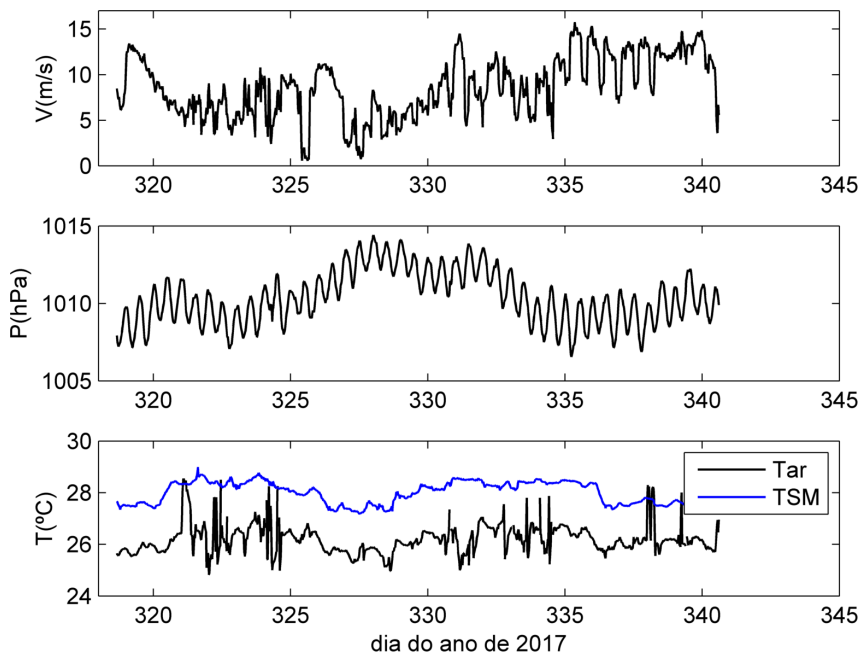
(i)

Fonte: (do próprio autor).

As Figuras 4.25, 4.28 e 4.31 mostram as séries de intensidade do vento, pressão atmosférica e temperatura do ar medidas na torre micrometeorológica e temperatura da superfície do mar durante a realização do P2, P3 e P4 do cruzeiro PIRATA, respectivamente. Foi observado um regime de intensidade do vento entre 1 e 15 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ nas três pernas e a pressão atmosférica entre 1007 e 1014 hPa no P2, 1008 e 1015 hPa no P3 e 1008 e 1018 hPa. Durante as três pernas em geral a TSM esteve maior do que a temperatura do ar em, indicando o papel da superfície do mar como fonte de calor para a atmosfera.

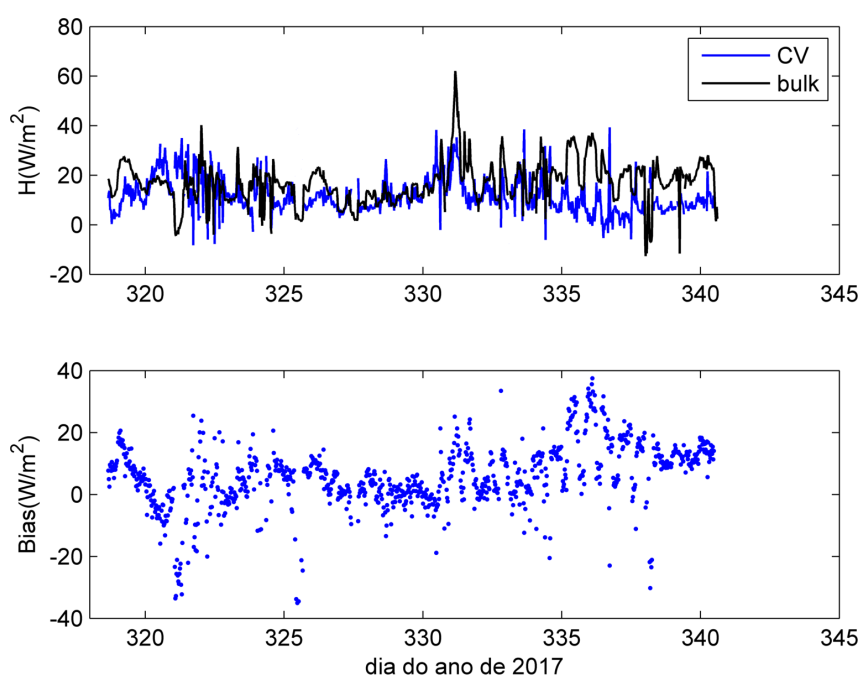
As distribuições temporais dos fluxos de calor sensível (H), obtido pelos métodos de CV (linha azul) e *bulk* formulas (linha preta) durante a realização do P2, P3 e P4 são mostradas nas Figuras 4.26, 4.29 e 4.32, respectivamente. Para os valores de H obtidos pelo método CV e *bulk* apresentaram comportamento semelhantes na variabilidade e magnitude, com diferenças em alguns máximos na magnitude de H obtidos por *bulk* do P3 (Figura 4.29). Durante o P2, o fluxo médio de H foi de 12 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ com o método CV e 17 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ com o *bulk*. No P3, o fluxo médio de H foi de 13 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ com o método CV e 18 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ com o *bulk*. Já no P4, o fluxo médio de H foi de 19 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ com o método CV e 26 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ com o *bulk*. Deste modo, o *bulk* superestimou o CV em média 5 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ no P2 e P3 e 7 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ no P4.

Figura 4.25 – De cima para baixo: média de 30 mim da Intensidade do vento (m.s^{-1}), pressão atmosférica (hPa), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$) no período 14 de novembro e 6 de dezembro de 2017 (dia do ano 3180 e 340) durante a realização da pernada 2 PIRATA



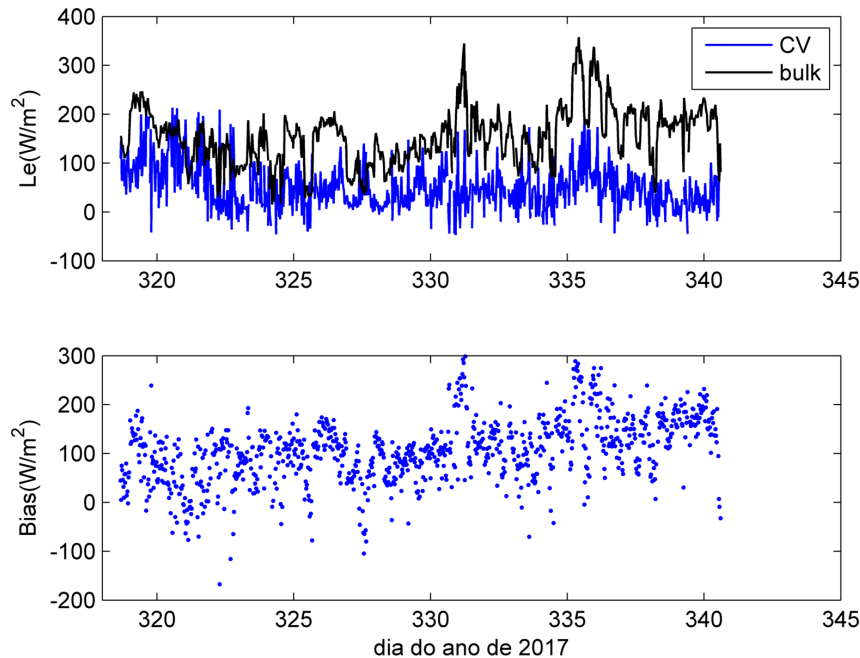
Fonte: (do próprio autor).

Figura 4.26 – Calor sensível (W.m^{-2}) média de 30 minutos, no período entre 14 de novembro e 6 de dezembro de 2017 (dia do ano 318 e 340) obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e *bulk formulas* (preto) durante a realização da Comissão PIRATA 17



Fonte: (do próprio autor).

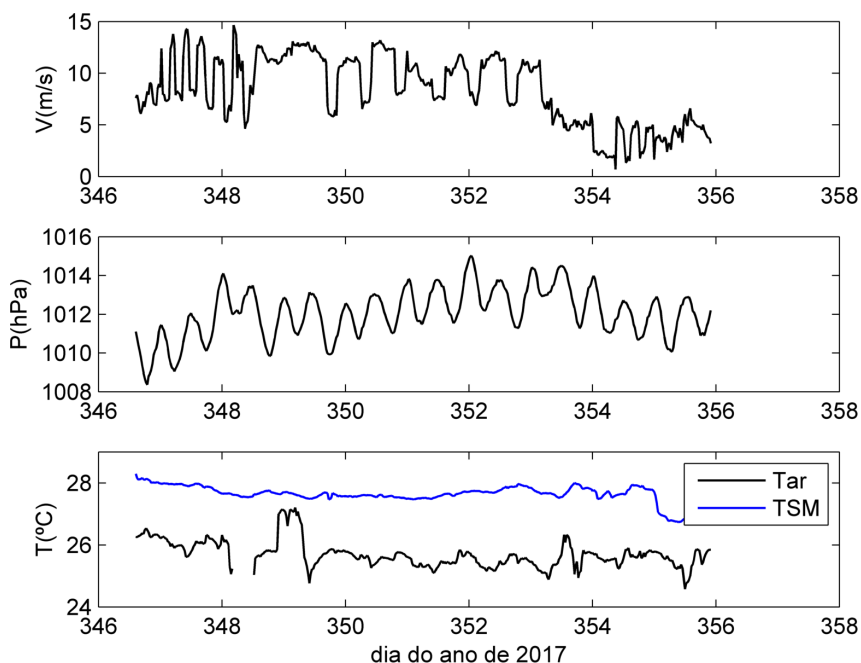
Figura 4.27 – Calor latente ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 14 de novembro e 6 de dezembro de 2017 (dia do ano 318 e 340) obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e *bulk formulas* (preto) durante a realização da Comissão PIRATA 17



Fonte: (do próprio autor).

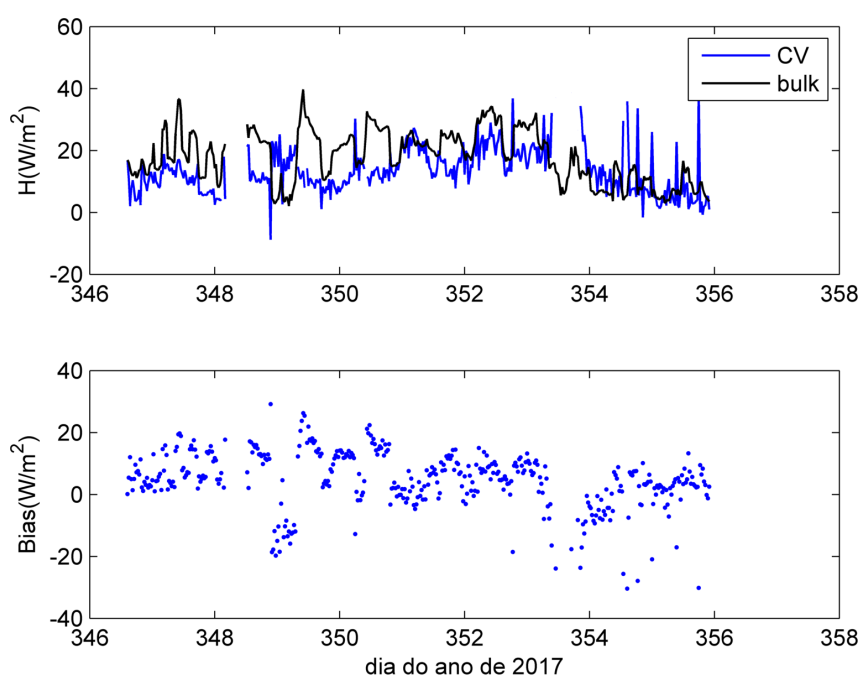
As figuras 4.27, 4.30 e 4.33 mostram as distribuições temporais dos fluxos de calor latente (L_e), obtido pelos métodos de CV (linha azul) e *bulk formulas* (linha preta), durante a realização do P2, P3 e P4, respectivamente. Observou-se que as magnitudes obtidas pelos métodos diferem notavelmente nas três pernas, especialmente no P4. Para o P2, o fluxo médio de L_e foi de $50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ com o método CV e $155 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ com o *bulk*. No P3, foi de $61 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ com o método CV e $169 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ com o *bulk*. Já no P4, o fluxo médio de L_e foi de $60 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ com o método CV e $195 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ com o *bulk*. Deste modo, o *bulk* superestimou o CV em média $105 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ no P2, $108 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ no P3 e $135 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ no P4. Observou-se que tanto H como o L_e estimados por *bulk* estão diretamente correlacionado com o comportamento da intensidade do vento.

Figura 4.28 – De cima para baixo: média de 30 mim da Intensidade do vento (m.s^{-1}), pressão atmosférica (hPa), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$) no período entre 12 a 22 de dezembro de 2017 (dia do ano 346 e 356) durante a realização da pernada 3 PIRATA 17



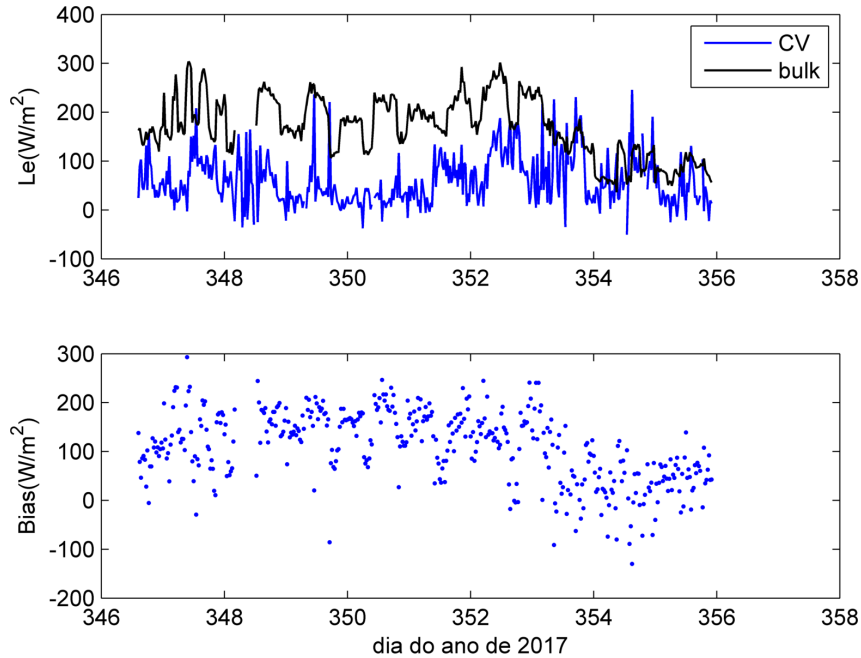
Fonte: (do próprio autor).

Figura 4.29 – Calor sensível (W.m^{-2}) média de 30 minutos, no período entre 12 a 22 de dezembro de 2017 (dia do ano 346 e 356) obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e *bulk formulas* (preto) durante a realização da pernada 3 PIRATA 17.



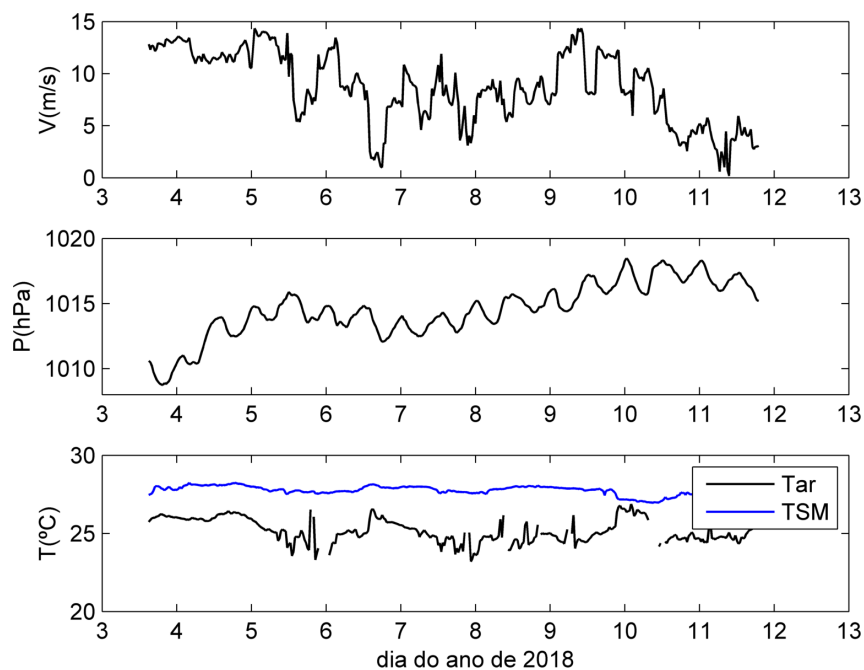
Fonte: (do próprio autor).

Figura 4.30 – Calor latente ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 12 a 22 de dezembro de 2017 (dia do ano 346 e 356) obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e *bulk formulas* (preto) durante a realização da pernada 3 PIRATA 17



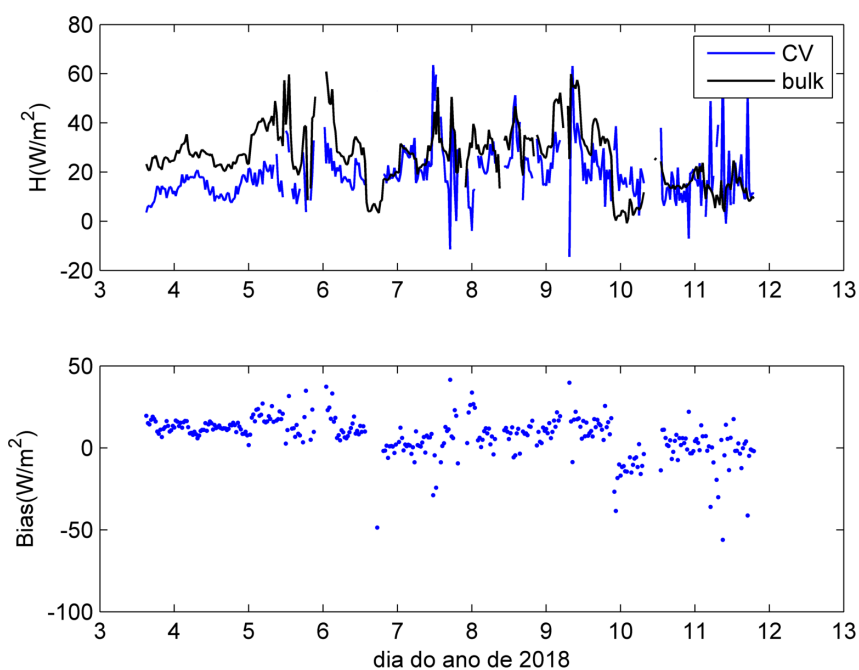
Fonte: (do próprio autor).

Figura 4.31 – De cima para baixo: média de 30 min da Intensidade do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), pressão atmosférica (hPa), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$) no período entre 3 e 11 de janeiro de 2018 durante a realização da pernada 4 PIRATA.



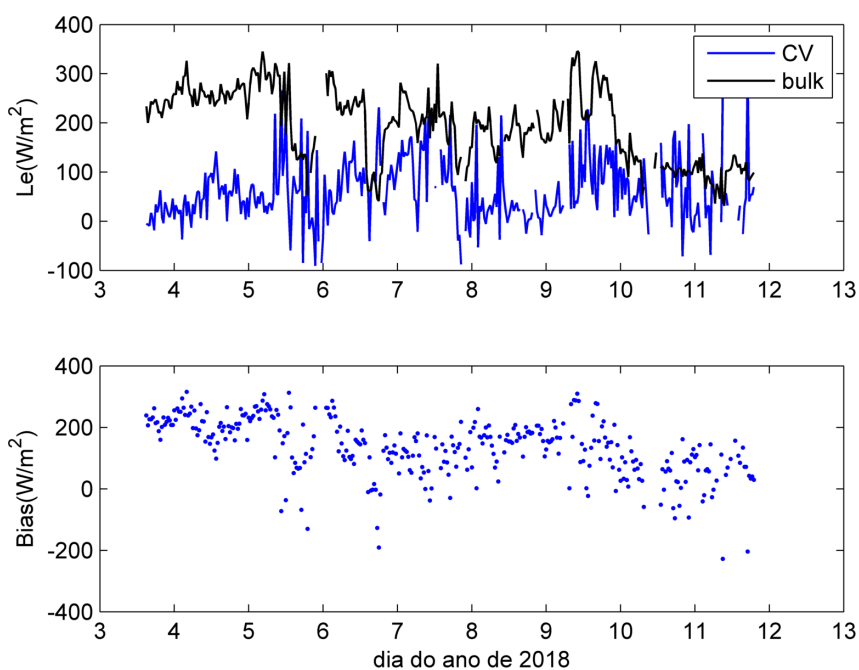
Fonte: (do próprio autor).

Figura 4.32 – Calor sensível ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 3 e 11 de janeiro de 2018 obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e *bulk formulas* (preto) durante a realização da pernada 4 PIRATA 17.



Fonte: (do próprio autor).

Figura 4.33 – Calor latente ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) média de 30 minutos, no período entre 3 e 11 de janeiro de 2018 obtido através do método da Covariância de Vórtices através do software EddyPro (azul) e *bulk formulas* (preto) durante a realização da pernada 4 PIRATA 17.

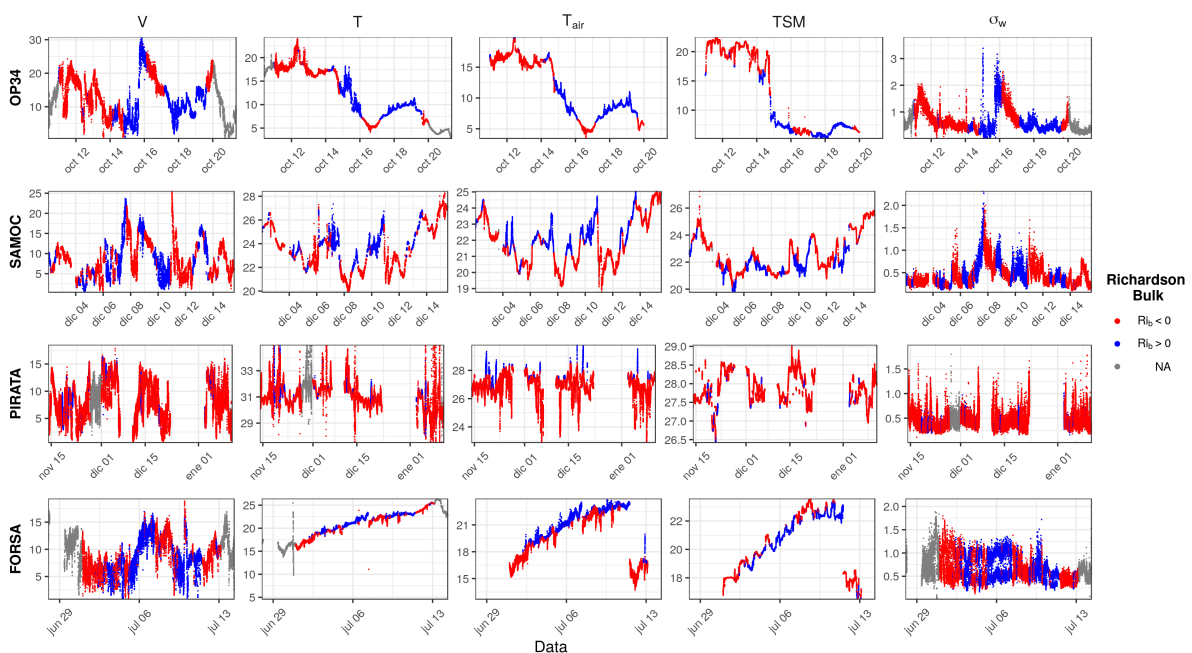


Fonte: (do próprio autor).

4.2 ANÁLISE DA TRANSIÇÃO DA CAMADA LIMITE ESTÁVEL

As principais variáveis micrometeorológicas foram analisadas na seção 4.1, nesta seção será apresentado detalhadamente o comportamento do escoamento em cada um dos experimentos, sob diferentes condições de estabilidade. As variáveis micrometeorológicas medidas nos quatro cruzeiros são apresentadas na Figura 4.34. Essa figura mostra as séries temporais da velocidade média do vento (V) e temperatura virtual (T) medidas pelo anemômetro sônico, temperatura do ar (T_{ar}) medida pelo termo-higrômetro, temperatura da superfície do mar (TSM) medida pelo termosalinógrafo e a variância da componente vertical do vento (σ_w), calculadas a cada minuto. Os pontos em azul representam os valores positivos do número de *Richardson bulk* ($Ri_b > 0$) associados a CLE, os pontos em vermelho os valores negativos ($Ri_b < 0$) associados a CLC e os pontos em cinza representam a ausência de dados.

Figura 4.34 – Velocidade média do vento ($m.s^{-1}$), temperatura virtual ($^{\circ}C$), temperatura do ar ($^{\circ}C$), temperatura do superfície do mar ($^{\circ}C$) e variância do componente vertical do vento, média cada minuto, para os cruzeiros OP34, SAMOC, PIRATA e FORSA. Os pontos em azul (vermelho) representam os valores positivos (negativos) do número de Richardson bulk.

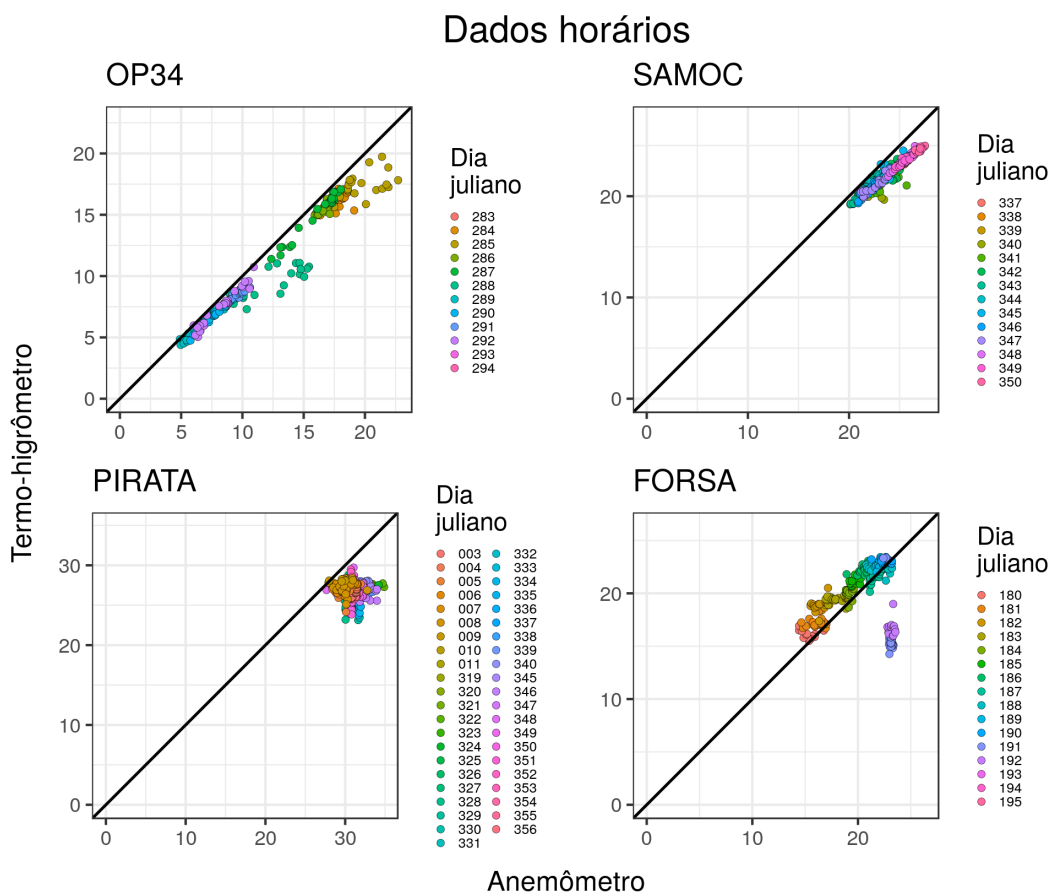


Fonte: (do próprio autor).

As Figuras 4.35 e 4.36 apresentam os gráficos de dispersão da temperatura do ar medida pelo anemômetro sônico e pelo termo-higrômetro para média de uma hora e de um minuto, respectivamente, para cada um dos quatro cruzeiros. Esta comparação permitiu avaliar a diferença de temperatura entre os dois instrumentos. Foi observada uma maior discrepância entre as medidas para os cruzeiros FORSA e PIRATA, mas esta diferença

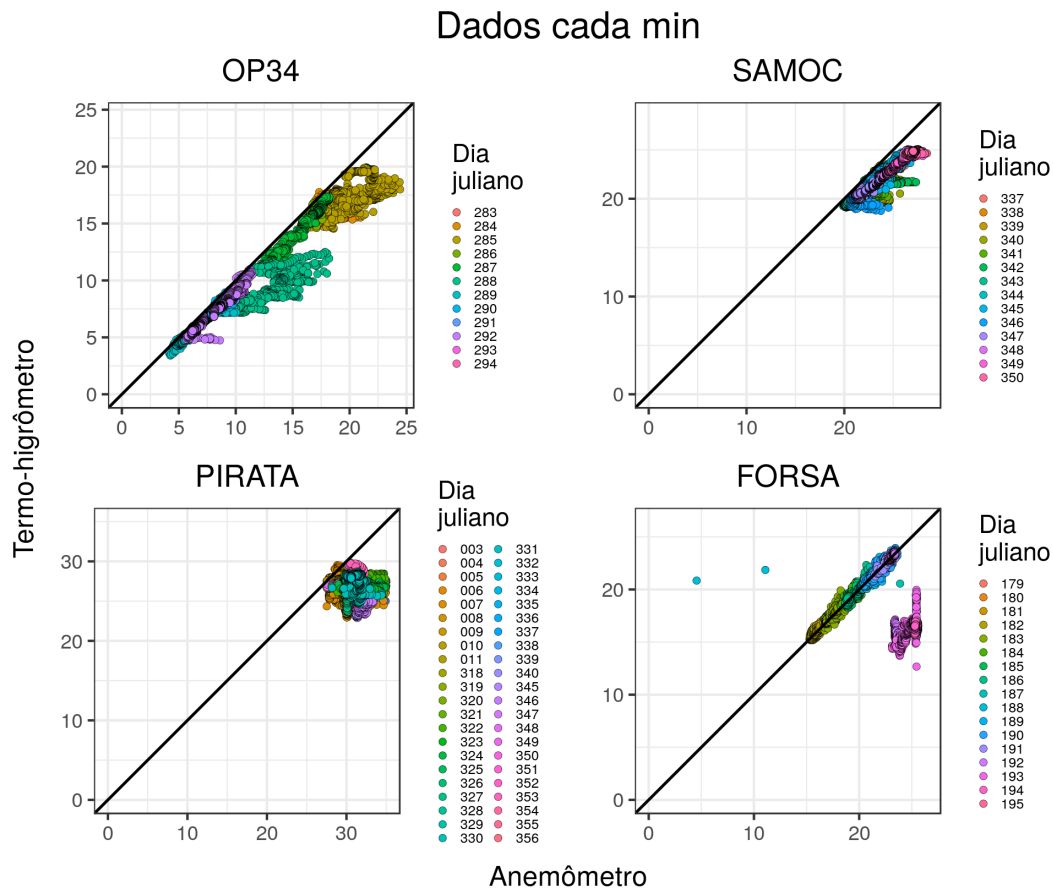
não influenciou o cálculo do fluxo de calor sensível (H) pois não leva em consideração o valor absoluto da temperatura e sim a flutuação. Porém, essa diferença pode levar a valores errôneos do parâmetro de estabilidade. Por tal motivo, para o cálculo de Ri_b foram utilizadas as observações de temperatura obtidas pelo termo-higrômetro.

Figura 4.35 – Gráfico de dispersão da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), medida pelo anemômetro e pelo termo-higrômetro, média cada hora, para os cruzeiros OP34, SAMOC, PIRATA e FORSA.



Fonte: (do próprio autor).

Figura 4.36 – Gráfico de dispersão da temperatura do ar (°C), medida pelo anemômetro e pelo termo-higrômetro, média cada minuto, para os cruzeiros OP34, SAMOC, PIRATA e FORSA.

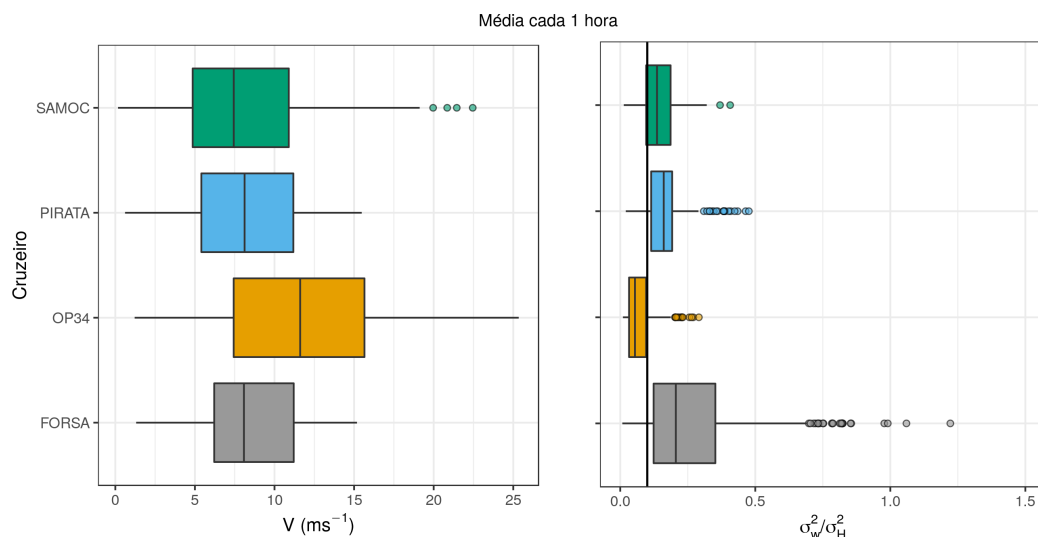


Fonte: (do próprio autor).

Uma ferramenta gráfica muito útil para comparar a distribuição dos dados em grupos é o diagrama de caixas (*Box Plot*) (BUSSAB, 2013). Assim, foi avaliada a estatística básica dos parâmetros estudados dentro da CLAM. Nas Figuras 4.37 e 4.38 é possível observar a razão entre a energia vertical e a energia horizontal (σ_W^2/σ_H^2) para os quatro cruzeiros, calculadas com médias temporais de 1 hora e 1 minuto, respectivamente. Usando a média temporal de uma hora (Figura 4.37) foram avaliados os momentos estatísticos de segunda ordem (como por exemplo, variância da componente vertical da velocidade do vento, σ_W^2) com as contribuições de baixa frequência (movimentos de escala submeso). Por outro lado, quando as estatísticas são calculadas a cada minuto (Figura 4.38), elas representam a parte turbulenta do escoamento, diminuindo a contribuição dos movimentos de larga escala. Na Figura 4.37 (direita), foi possível observar que para o cruzeiro OP34 os valores de (σ_W^2/σ_H^2) ficaram abaixo de 0,1, indicando que a turbulência é anisotrópica (turbulência não homogênea). Segundo Mortarini et al. (2019) essa anisotropia pode estar associada com a presença de movimentos de submeso. No cruzeiro OP34 foram observadas as maiores magnitudes da velocidade do vento quando comparado com os demais. Além

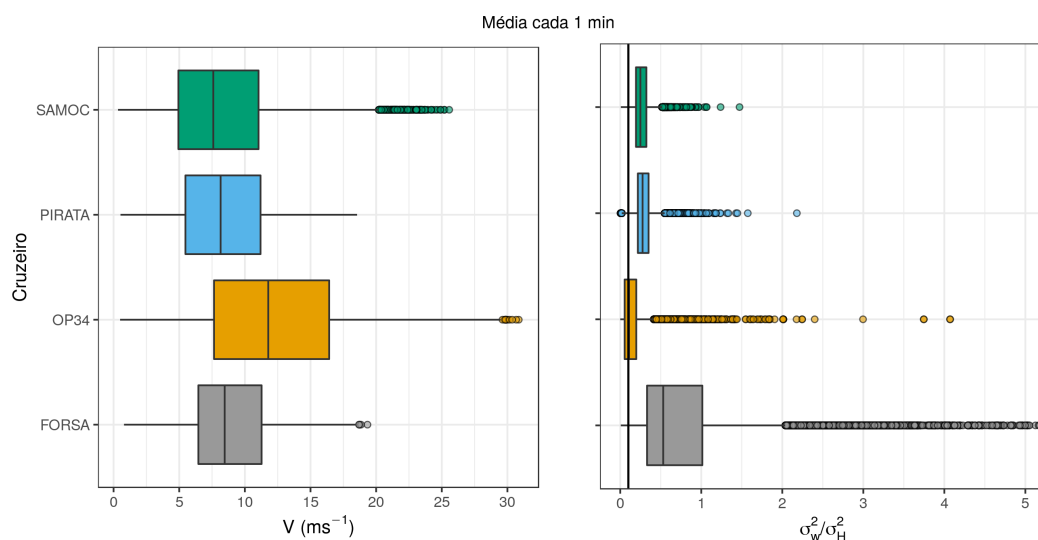
disso, é possível observar valores atipicamente altos de (σ_W^2/σ_H^2) para o cruzeiro FORSA.

Figura 4.37 – Diagrama de caixas Boxplot para a velocidade média do vento (esquerda) e razão entre a energia vertical e a energia horizontal (σ_W^2/σ_H^2) , média cada hora, a linha vertical representa $\sigma_W^2/\sigma_H^2=0,1$ para os cruzeiros OP34, SAMOC, PIRATA e FORSA.



Fonte: (do próprio autor).

Figura 4.38 – Diagrama de caixas Boxplot para a velocidade média do vento (esquerda) e razão entre a energia vertical e a energia horizontal (σ_W^2/σ_H^2) , média cada minuto, a linha vertical representa $\sigma_W^2/\sigma_H^2=0,1$, para os cruzeiros OP34, SAMOC, PIRATA e FORSA.

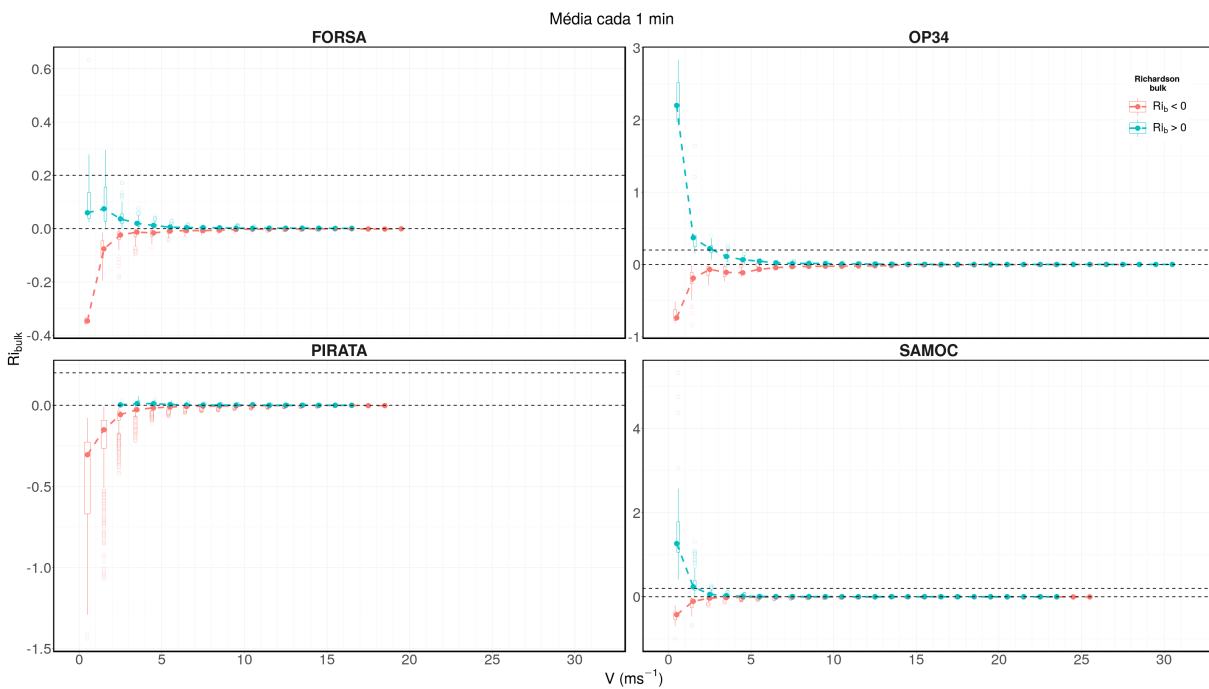


Fonte: (do próprio autor).

A relação de Ri_b com a velocidade do vento médio V é apresentada na Figura 4.39. Valores negativos de Ri_b são mostrados em vermelho, enquanto valores positivos de Ri_b em azul. Para velocidades de vento inferiores a $\sim 2 \text{ m.s}^{-1}$ foram observadas duas

condições de estabilidade bem definidas, que tendem a uma condição de neutralidade a medida que a velocidade do vento tende a aumentar, no cruzeiro SAMOC a condição de neutralidade é atingida com valores inferiores de V que os demais.

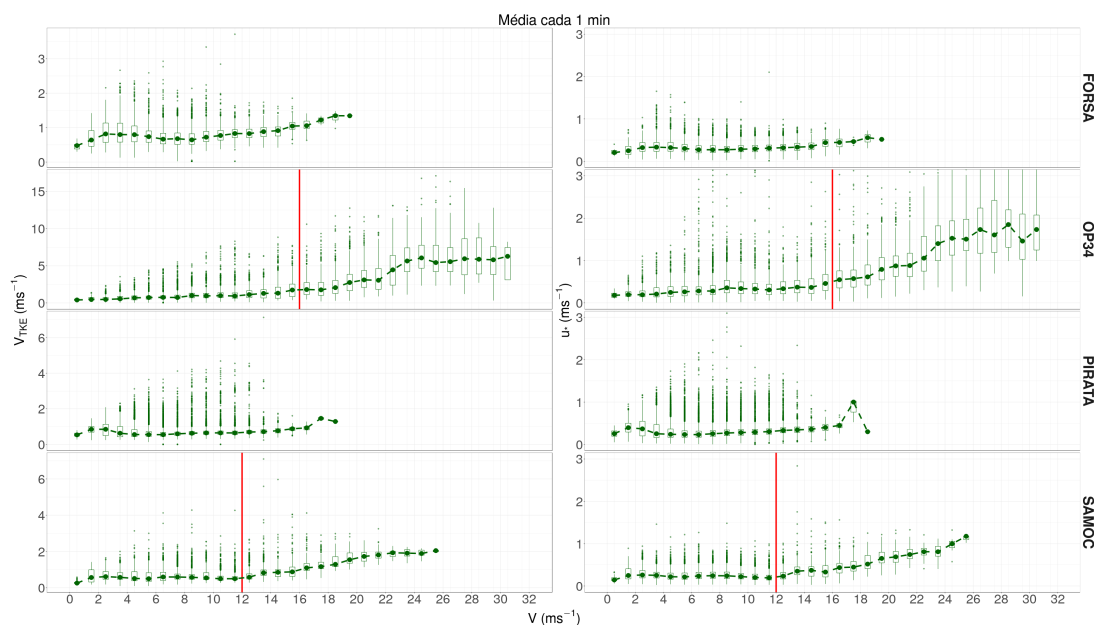
Figura 4.39 – Relação entre Ri_b e velocidade do vento, média cada minuto, para os cruzeiros FORSA, OP34, PIRATA e SAMOC. Valores negativos de Ri_b são mostrados em vermelho, enquanto valores positivos de Ri_b em azul.



Fonte: (do próprio autor).

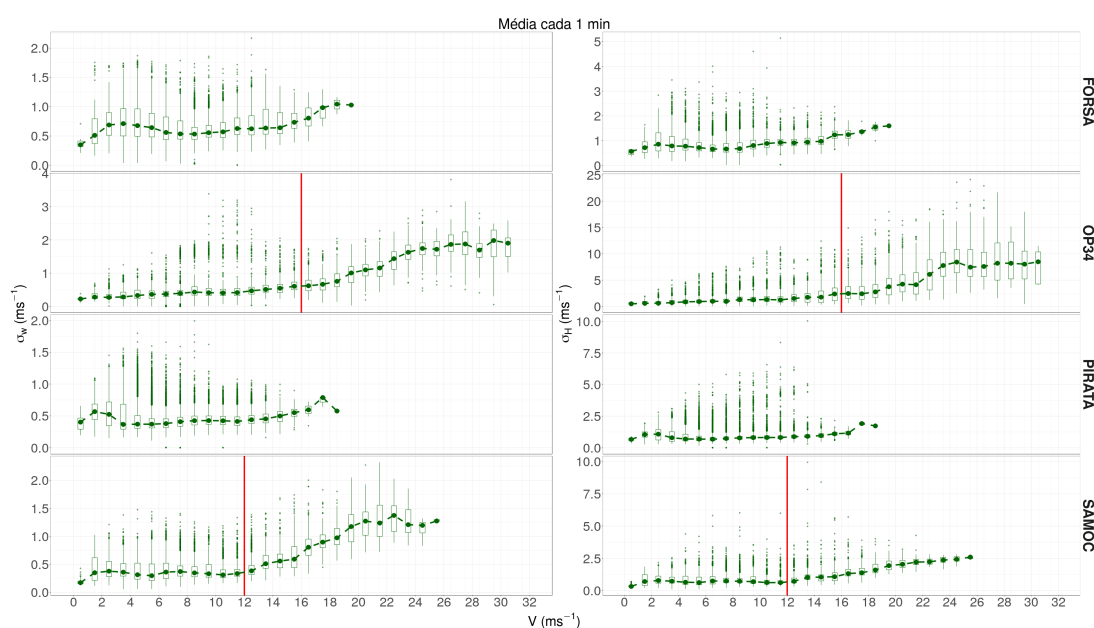
A transição entre os regimes pouco estável e muito estável, observados na camada limite estável foi investigada nas Figuras 4.40 e 4.41, através da teoria do *Hockey Stick* (seção 2.3). O comportamento da velocidade de fricção (u_*) (Figura 4.40, painéis a direita) e de V_{TKE} (Figura 4.40, painéis a esquerda) em relação a velocidade do vento são semelhantes. A ocorrência dos dois regimes foi observada para os cruzeiros OP34 e SAMOC, sendo a velocidade de transição de 16 m.s^{-1} e 12 m.s^{-1} , respectivamente. Estes valores são mais elevados que os observados no continente por Sun e French (2016). A diferença entre as duas velocidades de transição pode ser explicada devido ao local e altura na qual as medidas foram realizadas. Além disso, é possível observar que em ambos os cruzeiros a turbulência horizontal (Figura 4.41 direita) foi mais intensa do que a vertical (Figura 4.41 esquerda) indicando que a principal fonte de turbulência é o cisalhamento do vento.

Figura 4.40 – Relação entre a escala de velocidade turbulenta (V_{TKE}) e a velocidade do vento (V) (esquerda), velocidade de fricção (u_*) e a velocidade do vento (V) (direita). A velocidade do vento limite é marcada com uma reta vertical vermelha para os cruzeiros OP34 e SAMOC.



Fonte: (do próprio autor).

Figura 4.41 – Relação entre a turbulência vertical (σ_W) e a velocidade do vento (V) (esquerda), turbulência horizontal (σ_H) e a velocidade do vento (V) (direita). A velocidade do vento limite é marcada com uma reta vertical vermelha para os cruzeiros OP34 e SAMOC.

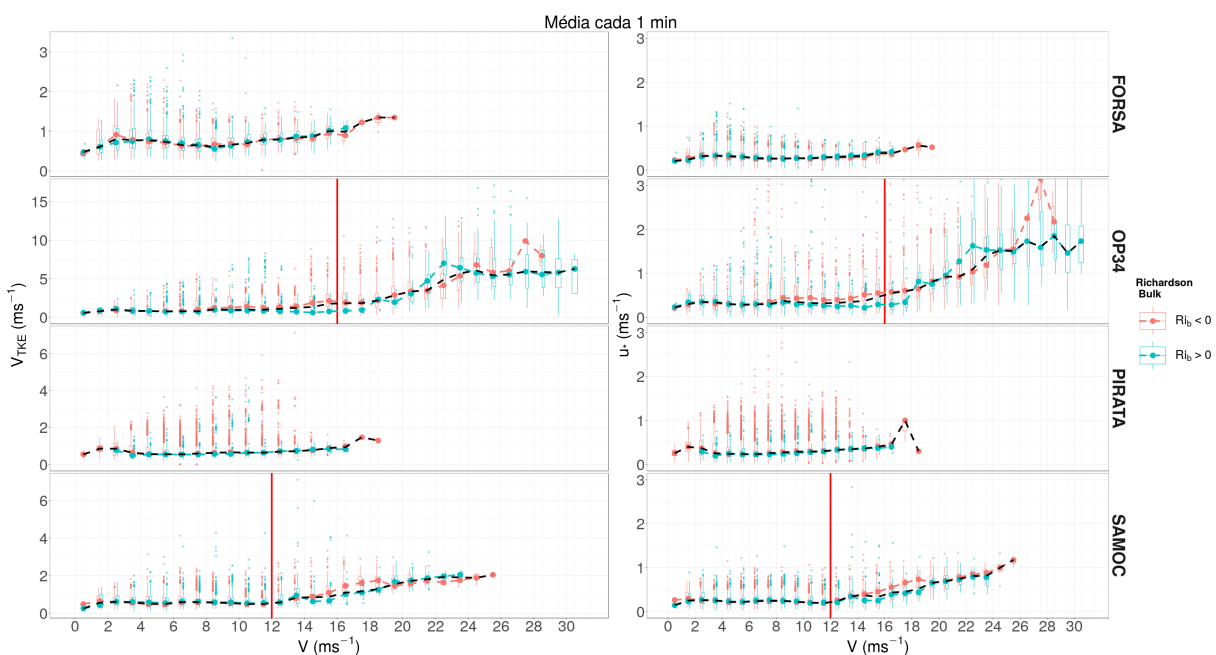


Fonte: (do próprio autor).

Nas Figuras 4.42 e 4.43 foi realizada uma análise semelhante à aplicada nas Figuras 4.40 e 4.41, porém, os conjuntos de dados foram divididos em duas classes distintas de

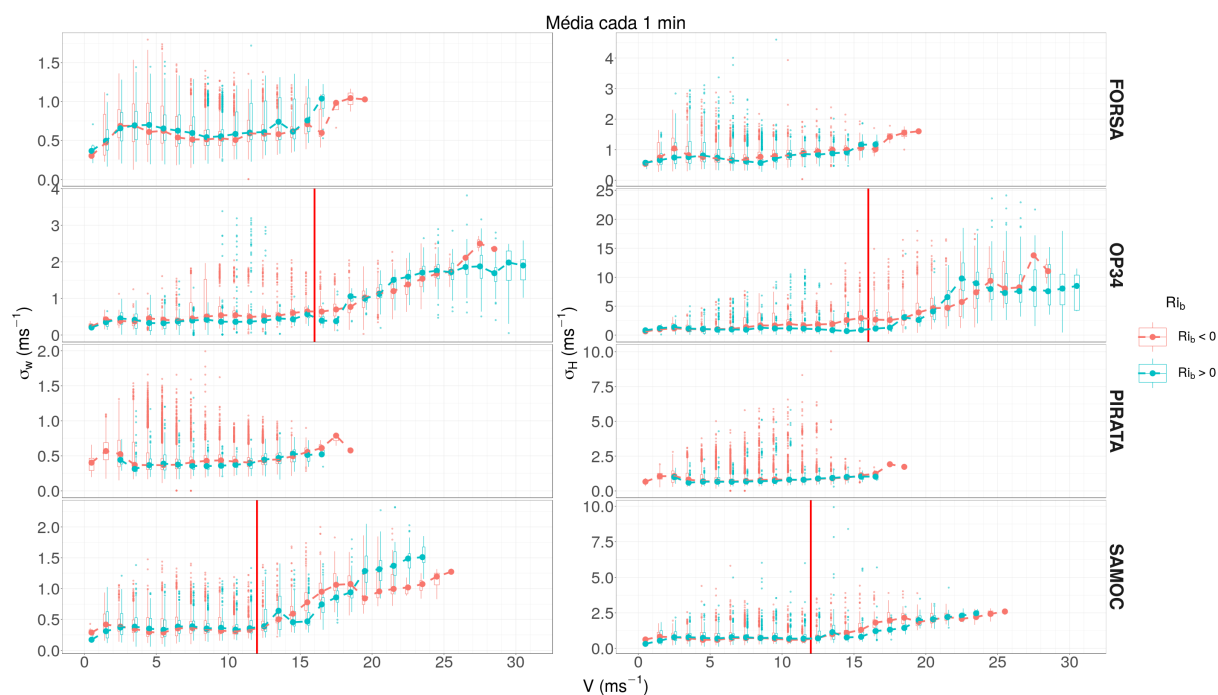
Ri_b (positivos e negativos). Estes resultados mostram a transição entre os dois regimes em ambas as classes de Ri_b . Em condições estáveis ($Ri_b > 0$) a transição entre os dois regimes ocorre de uma forma mais abrupta. Nessa condição de estabilidade, devido a presença da estratificação térmica o empuxo atua como um sumidouro da energia turbulenta vertical, a turbulência é gerada horizontalmente e tendo apenas uma pequena parcela distribuída na vertical. Sendo assim, nessa condição de estabilidade a intensidade de σ_W é sempre menor que a de σ_H . Por outro lado, em condições instáveis ($Ri_b < 0$) a transição ocorre de forma mais suave, pois a turbulência pode ser gerada tanto mecanicamente (cisalhamento) quanto termicamente (empuxo) e tendo apenas a dissipação molecular como um sumidouro de turbulência.

Figura 4.42 – Relação (esquerda) entre a escala de velocidade turbulenta (V_{TKE}) e a velocidade do vento (V), (direita) velocidade de fricção (u_*) e a velocidade do vento (V). A velocidade do vento limite em cada cruzeiro é marcada com uma reta vertical vermelha para os cruzeiros OP34 e SAMOC. Valores negativos de Ri_b são mostrados em vermelho, enquanto valores positivos de Ri_b em azul.



Fonte: (do próprio autor).

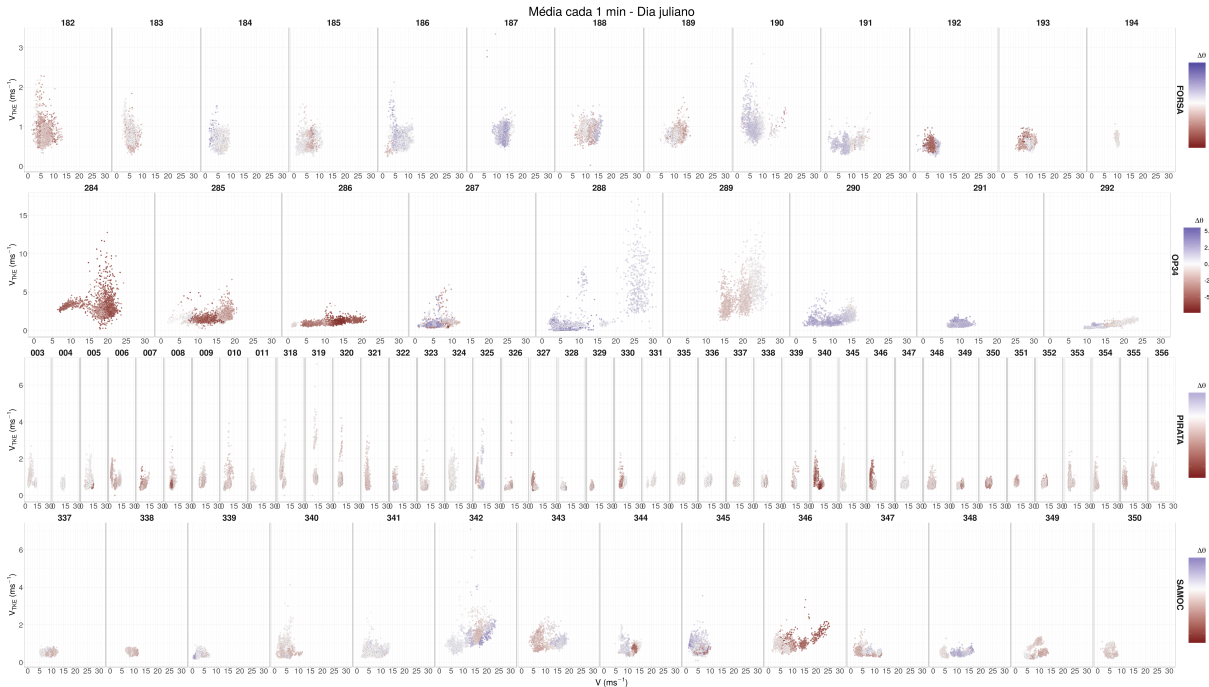
Figura 4.43 – Relação (esquerda) entre a turbulência vertical (σ_W) e a velocidade do vento (V), (direita) turbulência horizontal (σ_H) e a velocidade do vento (V). A velocidade do vento limite em cada cruzeiro é marcada com uma reta vertical vermelha para os cruzeiros OP34 e SAMOC. Valores negativos de Ri_b são mostrados em vermelho, enquanto valores positivos de Ri_b em azul.



Fonte: (do próprio autor).

Até o momento foi realizado uma análise através da teoria do *Hockey Stick* para todo o conjunto de dados. Acevedo et al. (2018) observaram para um sítio na região costeira do Brasil no estado de Espírito Santo, a transição do regime pouco estável no início da noite e o regime muito estável do meio para o fim da noite. A Figura 4.44 apresenta a relação $V_{TKE} \times V$ para todos os dias dos 4 cruzeiros. Em apenas 3 dias foi encontrado a coexistência dos dois regimes, no dia 19 de outubro de 2015 (dia do ano 292) da OP34 e nos dias 7 e 11 de dezembro de 2012 (dias do ano 342 e 346) do cruzeiro SAMOC. Os dias 292 e 346 foram utilizadas como casos de estudo, na seção 4.2.3 será apresentado uma análise co-espectral dessas datas.

Figura 4.44 – Relação entre a escala de velocidade turbulenta (V_{TKE}) e a velocidade do vento (V) para cada dia dos cruzeiros FORSA, OP34, PIRATA e SAMOC. Os pontos em azul representam o gradiente de temperatura $\Delta\theta$ positivo e os pontos em vermelho o gradiente de temperatura $\Delta\theta$ negativo.



Fonte: (do próprio autor).

O fluxo de calor sensível ($\overline{w'\theta'}$) na CLE apresenta uma ordem de magnitude menor que os termos de dissipação e produção mecânica de turbulência (ACEVEDO et al., 2016) com um papel importante no balanço da energia cinética turbulenta principalmente no regime muito estável.

A Figura 4.45 mostra a relação entre as componentes u , v e w da dissipação turbulenta molecular ϵ_u . Estes valores foram calculados através de um ajuste linear no sub intervalo inercial do espectro de energia (representado na figura 2.8). A relação entre as componentes de dissipação mostrou que existe uma boa correlação entre elas, sendo que a dissipação turbulenta do escoamento ocorre de maneira quase isotrópica e melhor observado no cruzeiro SAMOC. Esta relação entre as componentes da taxa de dissipação mostraram-se muito semelhantes à observada no continente, suprimindo que o movimento do navio não compromete a avaliação do ϵ .

Além disso estudos recentes (ACEVEDO et al., 2019; MARONEZE et al., 2019) mostram que o fluxo e calor sensível tem um papel fundamental na transição entre os regimes. Sendo assim, o comportamento de ($\overline{w'\theta'}$) e da dissipação em função da velocidade do vento foram investigados e apresentados nas Figuras 4.46 e 4.47 para os quatro cruzeiros.

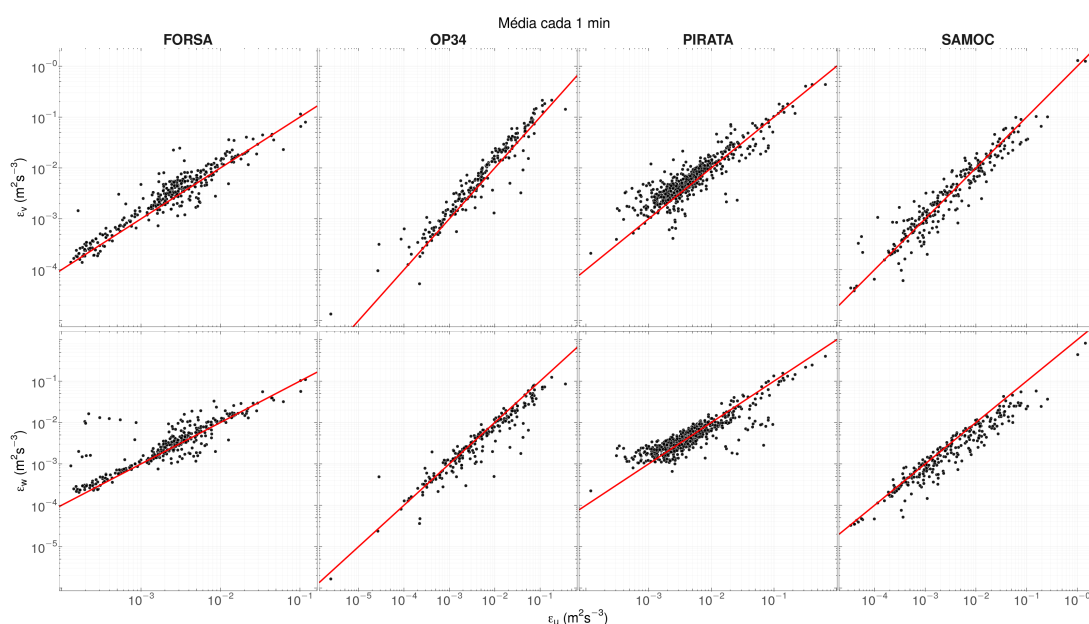
De acordo com Wiel et al. (2012) há um valor máximo para o fluxo de calor sensível, este valor máximo possível é dado por:

$$H_{max} = \frac{4}{27} \frac{\rho C_p \theta}{\alpha g z} \frac{\overline{V^3}}{\ln(z/z_0)^2}$$

onde $k=0,4$ é a constante de *von karman* e $\alpha=400$ é uma constante dependente do decaimento da energia cinética turbulenta com a estabilidade (HOOIJDONK et al., 2015).

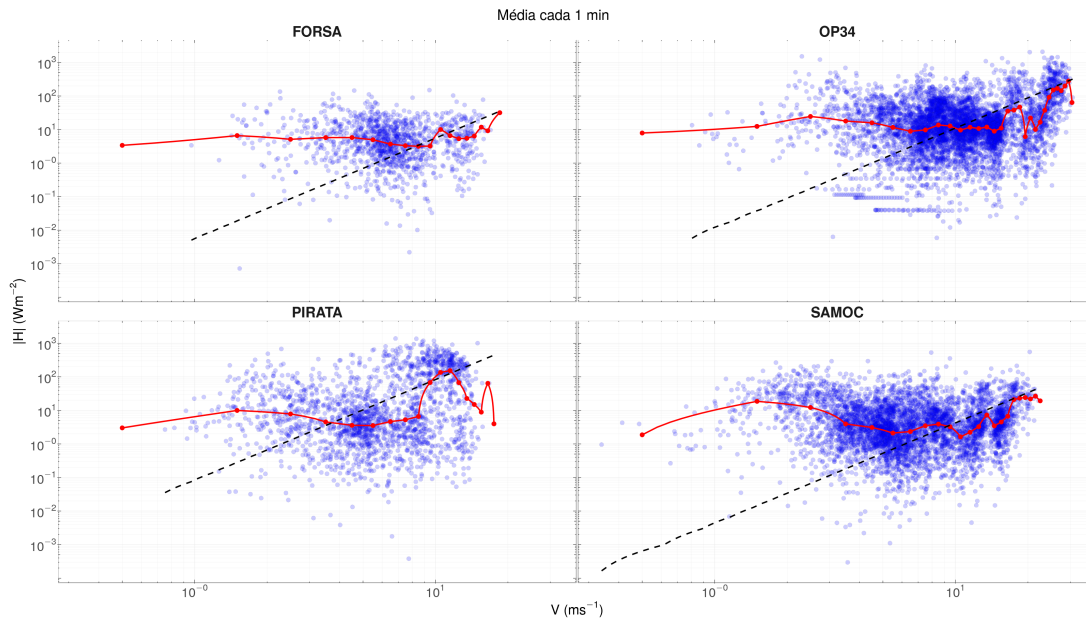
No regime pouco estável, o módulo do fluxo de calor sensível médio (linha vermelha da Figura 4.46) tende a crescer com $(\overline{V^3})$, de acordo com a teoria de fluxo máximo (H_{max}), nesse regime o fluxo de calor sensível é suficiente para deslocar uma parcela de ar resfriada pela radiação dos níveis inferiores para os superiores. Assim, o fluxo de calor aumenta a uma taxa menor que a cúbica.

Figura 4.45 – Relação entre a dissipação molecular da turbulência na componente u (ϵ_u) e a dissipação molecular da turbulência nas componentes v (ϵ_v) e w (ϵ_w).



Fonte: (do próprio autor).

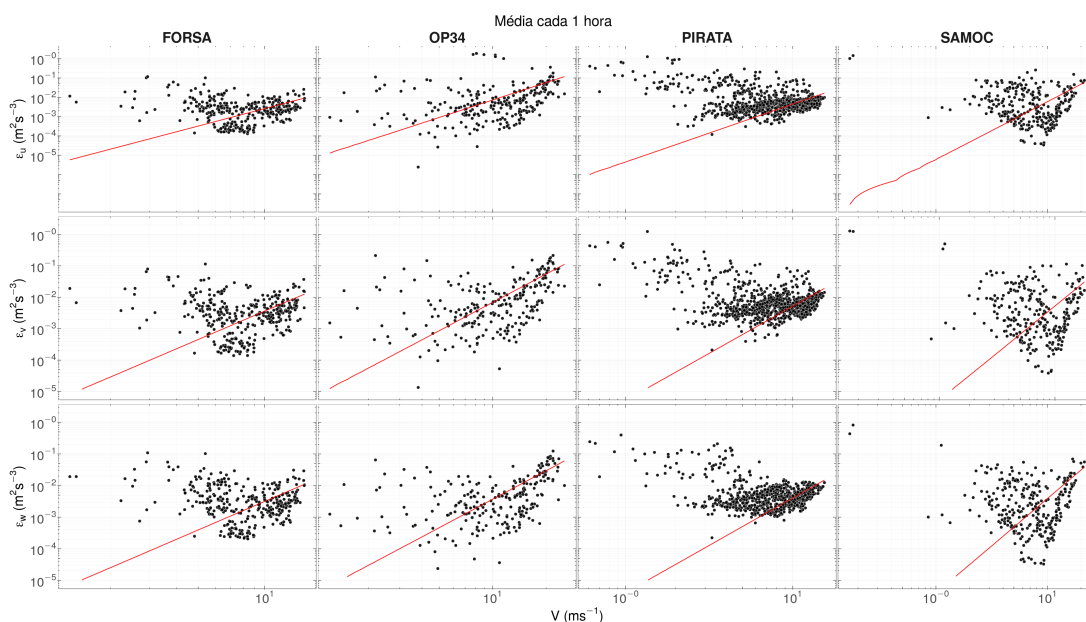
Figura 4.46 – Relação entre fluxo de calor sensível $|H|$ e a velocidade média do vento V . A linha tracejada é para $\alpha = 400$ e a linha vermelha é o valor médio.



Fonte: (do próprio autor).

Tanto ϵ quanto o fluxo de calor sensível em função da velocidade do vento apresentam um comportamento (qualitativamente) semelhante, no regime pouco estável, tanto ϵ quando H tendem a crescer com V^3 . Esse resultado é um indicativo que a taxa de dissipação de energia cinética turbulenta pode ser dependente do fluxo de calor sensível.

Figura 4.47 – Relação entre a dissipação molecular da turbulência nas componentes u (ϵ_u), v (ϵ_v) e w (ϵ_w) e a velocidade média do vento V . Para os cruzeiros FORSA, OP34, PIRATA e SAMOC.



Fonte: (do próprio autor).

4.2.1 Detecção de movimentos de submeso.

Os movimentos de escala submeso podem interagir de forma não linear com a turbulência, podendo estar associados à ocorrência de eventos intermitentes. Além disso, podem influenciar os fluxos verticais, gerando contribuições imprevisíveis e aleatórias de larga escala. O meandro do vento horizontal representa uma parte importante dos movimentos de submeso. Este fenômeno tem sido observado com maior frequência durante períodos noturnos, sob condições de intensa estabilidade e em menor frequência durante períodos diurnos.

Para identificar a ocorrência de movimentos de submeso e investigar as escalas de tempo características desses movimentos, foi usada a técnica da função de autocorrelação e a análise espectral (ANFOSSI et al., 2005; MORTARINI; ANFOSSI, 2015).

Na presença de fenômenos tipo onda a função de autocorrelação para as componentes horizontais do vento e temperatura apresentam um lóbulo negativo característico, associado a um pico energético na região das baixas frequências do espectro.

A função de autocorrelação dos dados experimentais podem ser ajustadas e bem representadas pela seguinte equação matemática (ANFOSSI et al., 2005):

$$R(t) = e^{-pt} \cos(qt)$$

O parâmetro p está associado com a escala de tempo turbulenta enquanto q está associado com período do meandro:

$$T_* = \frac{2\pi}{q}$$

A razão entre p e q é um parâmetro importante para avaliar a presença de movimentos oscilatório no escoamento:

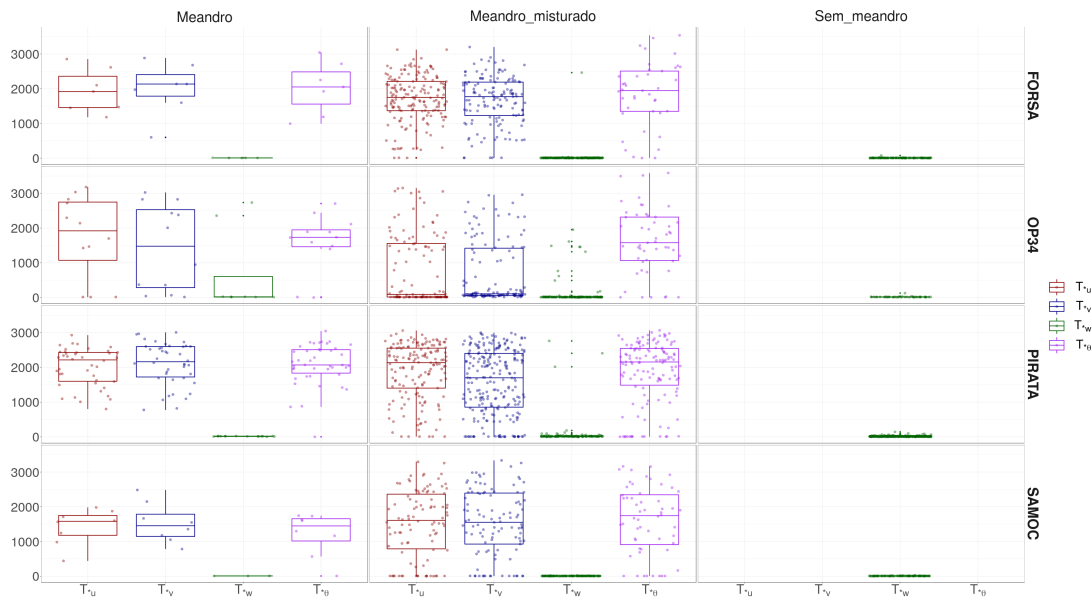
$$m = \frac{q}{p}$$

Os valores de $m > 1$ indicam que movimentos de submeso desempenham um papel dominante na dinâmica do escoamento.

As Figuras 4.48 e 4.49 apresentam o período do meandro, calculado com a equação $T_* = 2\pi/q$ para as componentes horizontais do vento e temperatura. Nestas figuras, meandros representam os casos em que $m_{u,v,T} > 1$, meandros misturados os casos em que ao menos uma componente horizontal do vento ou temperatura apresenta $m > 1$ e sem meandros os casos em que a função de autocorrelação não se ajusta aos dados experimentais. O período de oscilação das componentes horizontais do vento e da temperatura variam entre ~ 1500 a 2300 s. Estes valores estão em concordância com os obtidos no continente por (MORTARINI et al., 2019; MORTARINI et al., 2016; ANFOSSI et al., 2005). A partir desta análise foi possível observar a presença de movimentos de submeso com

maior frequência durante o cruzeiro PIRATA.

Figura 4.48 – Diagrama de caixas Boxplot para o período do meandro para as componentes $u(T_{*u})$, $v(T_{*v})$ e $w(T_{*w})$ do vento e temperatura ($T_{*\theta}$), para os cruzeiros FORSA, OP34, PIRATA e SAMOC



Fonte: (do próprio autor).

Na literatura, oscilações na componente vertical concomitantes com oscilações nas componentes horizontais do vento e temperatura, são geralmente associados com ondas de Gravidade (CAVA et al., 2019). As ondas de gravidade na camada limite estável apresentam períodos da ordem de poucos minutos (CAVA et al., 2019). Os períodos da componente vertical do vento, na presente análise, apresentaram valores muito pequenos quando comparados ao período característico de uma onda de gravidade. Sendo assim, esses períodos não caracterizam a presença de meandros ou de ondas de gravidade, sendo assim eles podem estar relacionados com o movimento do navio conforme ilustrados com na Figura 4.50.

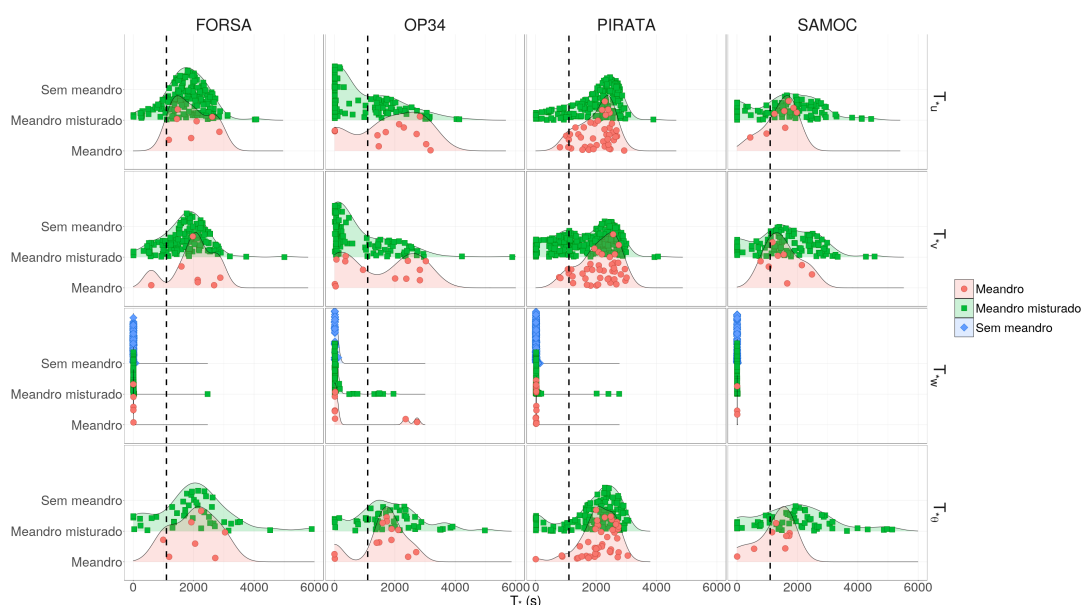
4.2.2 Análise do co-espectro

A análise do co-espectro fornece uma imagem de como a energia é distribuída pelos vórtices de diferentes tamanhos. Matematicamente o co-espectro para o fluxo de calor sensível é definido como:

$$C_{wT}(n) = F_w(n) \cdot F_T^*(n)$$

onde $F_T^*(n)$ é o complexo conjugado. A integral sobre todo o range de frequência é

Figura 4.49 – Relação entre o período do meandro para as componentes $u(T_{*u})$, $v(T_{*v})$ e $w(T_{*w})$ do vento e temperatura ($T_{*\theta}$) e a altura, para os cruzeiros FORSA, OP34, PIRATA e SAMOC.



Fonte: (do próprio autor).

igual ao fluxo de calor sensível:

$$\int_0^{\infty} C_{wt}(n)dn = \overline{w'\theta'}$$

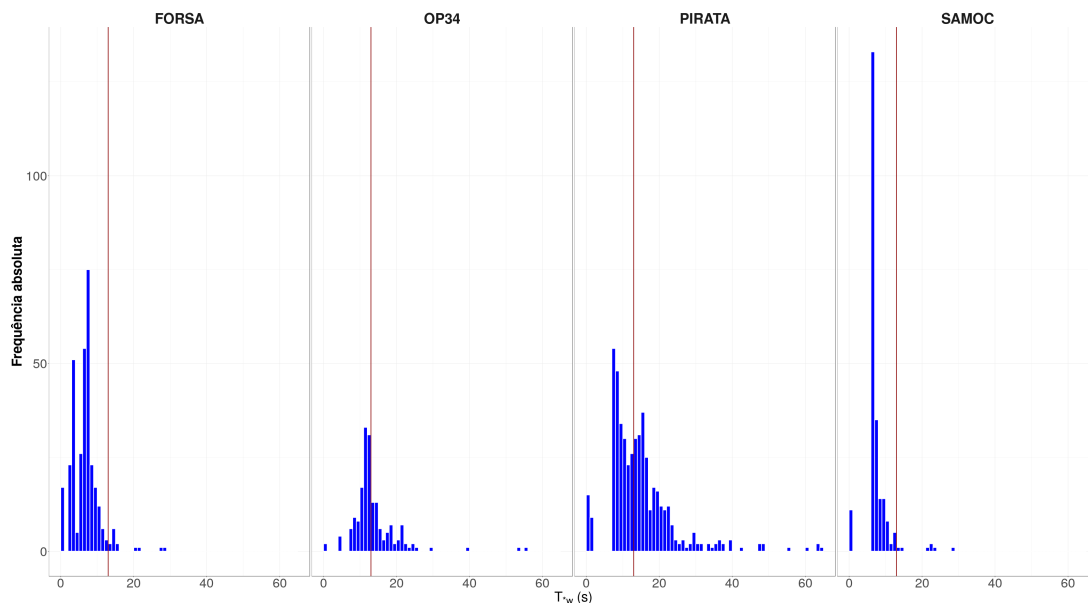
A evolução temporal diária da relação $V_{TKE} \times V$ para os dias 292 do cruzeiro OP34 e 356 do cruzeiro SAMOC são apresentadas nas Figuras 4.51 e 4.52.

Para calcular o co-espectro foi selecionado dois períodos de uma hora afim de avaliar as escalas presentes no fluxo de calor sensível. Estas horas são: - Dia 292 - 00:00 representando o regime muito estável e às 09:00 representando o regime pouco estável. -Dia 346 - 10:00 representando o regime muito estável e às 00:00 representando o regime pouco estável.

As Figuras 4.53 e 4.54 apresentam os co-espectros para os períodos descrito acima, os painéis da direita representam os casos muito estável enquanto os da esquerda representa os pouco estáveis. Cada co-espectro foi calculado com uma janela temporal de uma hora e normalizada pelo módulo do fluxo.

Todos os co-espectros apresentam um pico, na alta frequência associado com a turbulência. Os co-espectros relacionados com o regime pouco estável (painéis à esquerda das Figuras 4.53 e 4.54) tende a zero, em média, na faixa das altas frequência, exibindo um comportamento tipicamente turbulento. Por outro lado, os co-espectros relacionados ao regime muito estável (painéis à direita das Figuras 4.53 e 4.54) apresentam uma contribuição na região das baixas frequências. Esta contribuição pode estar relacionada com os

Figura 4.50 – Distribuição de frequência do período do meandro para a componente $w(T_{*w})$.

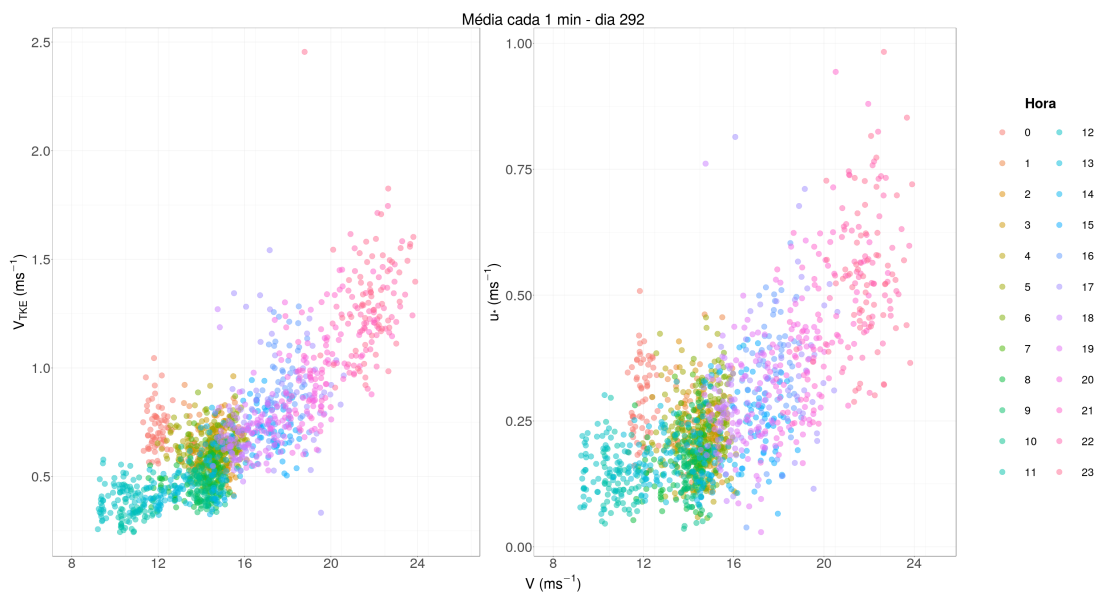


Fonte: (do próprio autor).

movimentos de submeso (VERCAUTEREN; MAHRT; KLEIN, 2016).

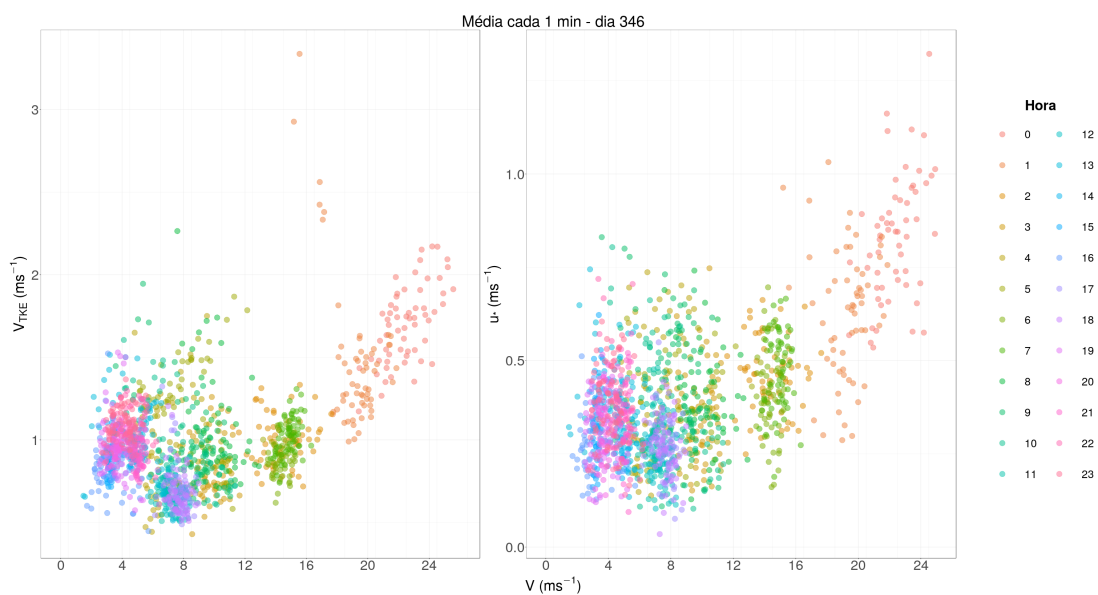
Para avaliar a influência dessas escalas no cálculo do fluxo de calor sensível, foram utilizadas diferentes janelas de tempo (1 hora e 5 minutos), comparando com os valores obtidos a partir da metodologia da Covariância de Vórtices com o EddyPro e pela parametrização de *bulk* (30 minutos). Esta comparação é apresentada nas Figuras 4.53 e 4.54. Os resultados mostram que quando a contribuição de grande escala é pequena na média, os fluxos verticais não apresentam uma diferença significativa quando calculados em janelas de 1 hora, 5 minutos e 30 minutos. Por outro lado, quando há presença de movimentos submeso, pode haver uma grande diferença entre os valores de H calculado. Além disso, o cálculo de H utilizando *Bulk*, na maioria dos casos apresentam divergência com os valores calculados pelos demais métodos, confirmando os resultados na seção 4.1.

Figura 4.51 – Relação entre a escala de velocidade turbulenta (V_{TKE}) e a velocidade do vento (V) (acima), velocidade de fricção (u_*) e a velocidade do vento (V) (abaixo). Para o dia 292 do cruzeiro OP34.



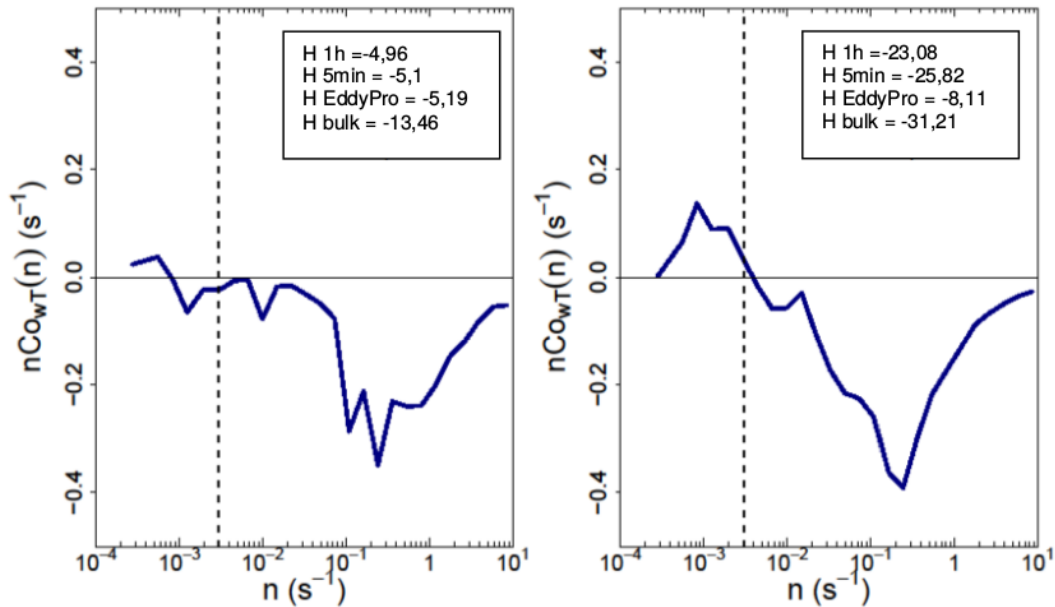
Fonte: (do próprio autor).

Figura 4.52 – Relação entre a escala de velocidade turbulenta (V_{TKE}) e a velocidade do vento (V) (acima), velocidade de fricção (u_*) e a velocidade do vento (V) (abaixo). Para o dia 346 do cruzeiro SAMOC.



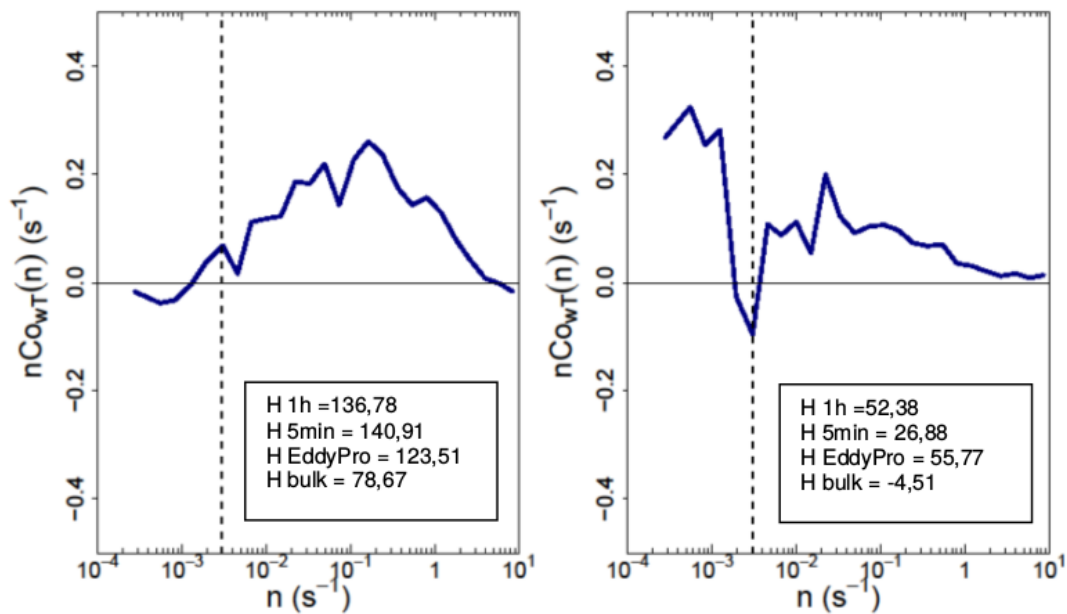
Fonte: (do próprio autor).

Figura 4.53 – Co-espectros para o dia 292 às 00:00, caso muito estável (direita) e às 09:00 pouco estável (esquerda), do cruzeiro OP34.



Fonte: (do próprio autor).

Figura 4.54 – Co-espectros para o dia 346 às 10:00, caso muito estável (direita) e às 00:00 pouco estável (esquerda), do cruzeiro SAMOC.



Fonte: (do próprio autor).

5 CONCLUSÃO

Neste trabalho apresentaram-se resultados sobre processos de interação oceano-atmosfera através de dados observacionais. Foram analisados e comparados os fluxos de calor obtidos a partir da metodologia da Covariância de Vórtices e da parametrização de *bulk* entre o oceano e a atmosfera a partir de dados coletados *in situ*. Um total de quatro cruzeiros foram analisados: o SAMOC durante dezembro de 2012, o FORSA durante julho de 2015, o OP34 durante outubro de 2015 e o PIRATA17 realizado entre novembro de 2017 e janeiro de 2018. Desta forma, foi realizada uma análise de grande escala das condições atmosféricas com base nos dados de reanálise de alta resolução do CFSv2, no período dos cruzeiros de pesquisa, observando as condições atmosféricas características da época e da região de estudo, como por exemplo, a atuação da ASAS, ZCIT e o desenvolvimento e passagem de ciclones extratropicais.

No cruzeiro SAMOC os fluxos de calor sensível e latente determinados através dos métodos CV e *bulk* foram semelhantes nos períodos em que houve predomínio da ASAS e ventos fracos. A maior diferença entre ambos os métodos foi observada após a passagem de sistemas de baixa pressão com ventos intensos associados. Nesse momento também foi observada a maior diferença entre a TSM e temperatura do ar. Em geral, *bulk* subestimou H e superestimou Le quando comparado com o CV.

Durante a realização da comissão FORSA a TSM foi maior do que a temperatura do ar, praticamente em todo o período do embarque. A maior diferença para H entre os dois métodos foi após a passagem de um ciclone. Já para Le foi nos instantes de maior diferença entre a TSM e temperatura do ar. Neste embarque o método *bulk* subestimou o H e Le em média.

No cruzeiro INTERCONF 34 as menores diferenças na determinação dos fluxos pelos dois métodos foi obtida quando o navio se deslocava sobre as águas frias da Corrente das Malvinas, sob a influência das altas pressões e com a TSM próxima à temperatura do ar. As maiores diferenças foram obtidas no início do embarque, quando o navio deslocava-se sobre a Corrente do Brasil, sendo a TSM até 5°C maior do que a temperatura do ar. O método *bulk* superestimou tanto H como Le .

Já no cruzeiro PIRATA a TSM foi maior do que a temperatura durante as três pernadas estudadas. Durante todo o período de análise não foi observada a passagem de sistemas transientes na região de estudo. Neste cruzeiro foram observadas as maiores diferenças entre os dois métodos quando comparados com os demais cruzeiros, tanto para H quanto para Le , principalmente na pernada P4.

Os resultados demonstram a importância das condições locais da superfície do oceano e das condições sinóticas de grande escala da atmosfera que influenciam a evolução da CLAM e a transferência de calor entre o oceano e a atmosfera.

No presente trabalho também foi apresentado, de forma detalhada, o comportamento do escoamento em cada um dos experimentos, sob diferentes condições de estabilidade. Foi possível observar que para o cruzeiro OP34, a turbulência não foi distribuída de forma homogênea nas três componentes, apresentando características anisotrópicas. Além disso, foram observadas as maiores magnitudes do vento quando comparado com os demais cruzeiros.

Utilizando a relação de número de *Richardson bulk* (Ri_b) com a velocidade do vento médio (V), foi observado para vento pouco intenso duas condições de estabilidade bem definidas, que tendem a uma condição de neutralidade à medida que a velocidade do vento tende a aumentar.

A transição entre os regimes pouco estável e muito estável, observados na camada limite estável marinha foi investigada a partir da teoria do *Hockey Stick*, com a escala de velocidade turbulenta (V_{TKE}), velocidade de fricção (u_*), turbulência vertical (σ_W), turbulência horizontal (σ_H) em função da velocidade média do vento (V). A ocorrência dos dois regimes foi observada apenas para os cruzeiros OP34 (torre ~ 18 m de altura) e SAMOC (torre ~ 15 m de altura), sendo as velocidades de transição de ~ 16 m.s $^{-1}$ e ~ 12 m.s $^{-1}$, respectivamente. Estes valores são mais elevados que os observados no continente (SUN et al., 2012), pois o oceano apresenta uma capacidade térmica superior à encontrada sobre o continente, sendo necessária uma quantidade maior de energia (ventos mais intensos) para que os níveis inferiores se mantenham acoplados ao superiores (regime pouco estável). Um fato importante a ser destacado é que os *Hockey Stick* apresentados até o momento na literatura, foram obtidos através dos dados provenientes de torres fixas. Este estudo identificou, pela primeira vez, um padrão de *Hockey Stick* na transição entre os regimes pouco estável e muito estável na CLEM, a partir dos dados coletados em navios em movimento.

Adicionalmente, foi realizada uma análise semelhante, com os conjuntos de dados divididos em duas classes distintas de Ri_b (positivos e negativos). Estes resultados mostram a transição entre os dois regimes em ambas as classes de Ri_b . Sendo que em condições estáveis ($Ri_b > 0$) a transição entre os dois regimes ocorre de uma forma mais abrupta. Também foi investigado a relação $V_{TKE} \times V$ diária. Somente em 3 dias foi encontrado a coexistência dos dois regimes, no dia 19 de outubro de 2015 (dia do ano 292) da OP34 e nos dias 7 e 11 de dezembro de 2012 (dias do ano 342 e 346) do cruzeiro SAMOC.

A técnica da função de autocorrelação e a análise espectral foi utilizada para investigar a presença de movimentos de submeso. O período de oscilação das componentes horizontais do vento e da temperatura variam entre ~ 1500 a 2300 s. Estes valores estão em concordância com os obtidos no continente por (MORTARINI et al., 2019; MORTARINI et al., 2016; ANFOSSI et al., 2005; MORTARINI et al., 2015). Neste estudo foi possível observar a presença de movimentos de submeso com maior frequência durante o cruzeiro PIRATA. Estes movimentos podem influenciar os fluxos verticais, gerando contribuições

imprevisíveis e aleatórias.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEVEDO, O. C. et al. Monitoring the micrometeorology of a coastal site next to a thermal power plant from the surface to 140 m. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 99, n. 4, p. 725–738, 2018.

_____. Contrasting structures between the decoupled and coupled states of the stable boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 142, n. 695, p. 693–702, 2016.

_____. The nocturnal boundary layer transition from weakly to very stable. part 1: Observations. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, 2019.

_____. Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the brazil-malvinas confluence, south atlantic ocean. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Wiley Online Library, v. 115, n. D22, 2010.

ANFOSSI, D. et al. An analysis of sonic anemometer observations in low wind speed conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 114, n. 1, p. 179–203, 2005.

ARSEGO, D. A. et al. Fluxos de calor e transferência de energia calorífica entre o oceano e a atmosfera sobre estruturas oceânicas de mesoescala no atlântico sul. Universidade Federal de Santa Maria, 2012.

ARYA, P. S. **Introduction to micrometeorology**. [S.l.]: Elsevier, 2001.

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

BOURASSA, M. A. et al. Ocean winds and turbulent air-sea fluxes inferred from remote sensing. **Oceanography**, JSTOR, v. 23, n. 4, p. 36–51, 2010.

BUSSAB, W. et morettin. **PA Estatística básica, Atual Editora, São Paulo**, 2013.

CAMARGO, R. de et al. Modulation mechanisms of marine atmospheric boundary layer at the brazil-malvinas confluence region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Wiley Online Library, v. 118, n. 12, p. 6266–6280, 2013.

CAMPOS. **Impact of the Southern Atlantic on the global overturning circulation (MOC) and climate (SAMOC)**. [S.l.]: Instituto Oceanográfico Universidade de São Paulo, 2011.

CAVA, D. et al. Interaction of submeso motions in the antarctic stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 171, n. 2, p. 151–173, 2019.

CLARK, P. U. et al. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. **Nature**, Nature Publishing Group, v. 415, n. 6874, p. 863, 2002.

CRAWFORD, T. L. et al. Spatial and temporal variability of heat, water vapor, carbon dioxide, and momentum air-sea exchange in a coastal environment. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Wiley Online Library, v. 98, n. D7, p. 12869–12880, 1993.

DEGOLA, T. Impactos e variabilidade do anticiclone subtropical do atlântico sul sobre o brasil no clima presente e em cenários futuros. **Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo**, p. 91, 2013.

DIAS, M.; SILVA, M. Para entender tempo e clima. **Tempo e clima no Brasil. São Paulo, Oficina de Texto**, p. 15–21, 2009.

EDSON, J. B. et al. Direct covariance flux estimates from mobile platforms at sea. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 15, n. 2, p. 547–562, 1998.

_____. On the exchange of momentum over the open ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 43, n. 8, p. 1589–1610, 2013.

FAIRALL, C. et al. Bulk parameterization of air–sea fluxes: Updates and verification for the coare algorithm. **Journal of climate**, v. 16, n. 4, p. 571–591, 2003.

_____. Integrated shipboard measurements of the marine boundary layer. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 14, n. 3, p. 338–359, 1997.

FAIRALL, C. W. et al. Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, Wiley Online Library, v. 101, n. C2, p. 3747–3764, 1996.

FUJITANI, T. Direct measurement of turbulent fluxes over the sea during amtex. **Papers in Meteorology and Geophysics**, Japan Meteorological Agency, v. 32, n. 3, p. 119–134, 1981.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over south america. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 5, p. 1293–1302, 1991.

GUERRA, V. S. et al. Small-scale horizontal variability of mean and turbulent quantities in the nocturnal boundary layer. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 169, n. 3, p. 395–411, 2018.

HOOIJDONK, I. G. van et al. Shear capacity as prognostic for nocturnal boundary layer regimes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 72, n. 4, p. 1518–1532, 2015.

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

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. **Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement**. [S.I.]: Oxford university press, 1994.

LENTINI, C. A. D.; SOUZA, R. B. d. Eddies e vórtices de mesoescala no oceano atlântico sudoeste medidos por satélites. **Oceanografia por Satélites. São Paulo: Oficina de textos**, p. 166–178, 2009.

LIU, W. T.; KATSAROS, K. B.; BUSINGER, J. A. Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 36, n. 9, p. 1722–1735, 1979.

MAHRT, L. Nocturnal boundary-layer regimes. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 88, n. 2, p. 255–278, 1998.

MAHRT, L. et al. Non-stationary generation of weak turbulence for very stable and weak-wind conditions. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 147, n. 2, p. 179–199, 2013.

MARION, J. R. **Providing the best turbulent heat flux estimates from eddy correlation and bulk methods using DYNAMO data**. 2014. Dissertação (Mestrado) — Oregon State University, 2014.

MARONEZE, R. et al. The nocturnal boundary layer transition from weakly to very stable. part 2: Numerical simulation with a second order model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, 2019.

MARTINS, L. G. N. **Usando a decomposição em modos empíricos para determinação de fluxos turbulentos entre oceano/atmosfera**. 2015. Tese (Doutorado) — Universidade Federal de Santa Maria, 2015.

MAUDER, M.; FOKEN, T. Impact of post-field data processing on eddy covariance flux estimates and energy balance closure. **Meteorologische Zeitschrift**, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, v. 15, n. 6, p. 597–609, 2006.

MELO, A. d.; CAVALCANTI, I. d. A.; SOUZA, P. Zona de convergência intertropical do atlântico. **Tempo e clima no Brasil. São Paulo: Oficina de textos**, 2009.

MILLER, S. D. et al. Platform motion effects on measurements of turbulence and air–sea exchange over the open ocean. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 25, n. 9, p. 1683–1694, 2008.

MILLER, S. D.; MARANDINO, C.; SALTZMAN, E. S. Ship-based measurement of air-sea CO₂ exchange by eddy covariance. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Wiley Online Library, v. 115, n. D2, 2010.

MÖLLER, O. O. et al. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern south america. **Continental Shelf Research**, Elsevier, v. 28, n. 13, p. 1607–1624, 2008.

MONCRIEFF, J. et al. Averaging, detrending, and filtering of eddy covariance time series. In: **Handbook of micrometeorology**. [S.l.]: Springer, 2004. p. 7–31.

MONCRIEFF, J. B. et al. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. **Journal of Hydrology**, Elsevier, v. 188, p. 589–611, 1997.

MONIN, A. S.; OBUKHOV, A. M. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR**, v. 151, n. 163, p. e187, 1954.

MORAN, J. M.; MORGAN, M. D. **Meteorology - The Atmosphere and the Science of Weather**. New York: Macmillan Publish, 1994. 520 p.

MORTARINI, L.; ANFOSSI, D. Proposal of an empirical velocity spectrum formula in low-wind speed conditions. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 141, n. 686, p. 85–97, 2015.

MORTARINI, L. et al. Horizontal meandering as a distinctive feature of the stable boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 76, n. 10, p. 3029–3046, 2019.

_____. Temperature auto-correlation and spectra functions in low-wind conditions. In: **EGU General Assembly Conference Abstracts**. [S.l.: s.n.], 2015. v. 17.

_____. Characterization of wind meandering in low-wind-speed conditions. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 161, n. 1, p. 165–182, 2016.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of climate**. New York, NY (United States); American Institute of Physics, 1992.

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. et al. Air-sea interaction at the southern brazilian continental shelf: In situ observations. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, Wiley Online Library, v. 121, n. 9, p. 6671–6695, 2016.

PEZZI, L.; SOUZA, R. d. Variabilidade de mesoescala e interação oceano-atmosfera no atlântico sudoeste. **Tempo e Clima no Brasil**, Oficina de Textos São Paulo, v. 1, 2009.

PEZZI, L. P. et al. Ocean-atmosphere in situ observations at the brazil-malvinas confluence region. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 32, n. 22, 2005.

_____. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Wiley Online Library, v. 114, n. D19, 2009.

PUHALES, F. **Parametrização do transporte de energia cinética turbulenta na camada limite convectiva**. 2011. 159 f. 2011. Tese (Doutorado) — Tese (Doutorado em Física)—Universidade Federal de Santa Maria, Avenida . . . , 2011.

RODWELL, M.; FOLLAND, C. Atlantic air–sea interaction and seasonal predictability. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography**, Wiley Online Library, v. 128, n. 583, p. 1413–1443, 2002.

ROSSATO, F.; SOUZA, R. B. de. Observações sobre a modulação da camada limite atmosférica marinha devida à passagem de um sistema frontal no atlântico sudoeste. **Ciência e Natura**, Universidade Federal de Santa Maria, v. 38, p. 388–393, 2016.

ROSSATO, F. et al. 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, 17., 2012, Gramado. **Anais eletrônicos...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2012. Disponível em: <<http://www.cbmet.com>>.

SAHA, S. et al. Ncep climate forecast system version 2 (cfsv2) 6-hourly products. **Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory**, 2011.

SANTINI, M. F. **Determinação dos fluxos turbulentos de calor e momentum entre o oceano e a atmosfera na região sudoeste do oceano Atlântico**. 2017. Tese (Doutorado) — Universidade Federal de Santa Maria, 2017.

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.

SEMPREVIVA, A. M. et al. Observed development of the vertical structure of the marine boundary layer during the lasie experiment in the ligurian sea. In: COPERNICUS GMBH. **Annales Geophysicae**. [S.l.], 2010. v. 28, n. 1, p. 17–25.

SILVEIRA, I. C. A. da et al. A corrente do brasil ao largo da costa leste brasileira. **Rev. Bras. Ocean**, SciELO Brasil, v. 48, n. 2, p. 171–183, 2000.

SOUZA, R. B. de; ROBINSON, I. S. Lagrangian and satellite observations of the brazilian coastal current. **Continental Shelf Research**, Elsevier, 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.

SUN, J.; FRENCH, J. R. Air–sea interactions in light of new understanding of air–land interactions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 73, n. 10, p. 3931–3949, 2016.

SUN, J. et al. Turbulence regimes and turbulence intermittency in the stable boundary layer during cases-99. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, n. 1, p. 338–351, 2012.

TOMCZAK, M.; GODFREY, J. Regional oceanography: an introduction pergamon. **New York**, 1994.

TRENBERTH, K. E.; CARON, J. M. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. **Journal of Climate**, v. 14, n. 16, p. 3433–3443, 2001.

TRENBERTH, K. E.; SOLOMON, A. The global heat balance: Heat transports in the atmosphere and ocean. **Climate Dynamics**, Springer, v. 10, n. 3, p. 107–134, 1994.

VERCAUTEREN, N.; MAHRT, L.; KLEIN, R. Investigation of interactions between scales of motion in the stable boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 142, n. 699, p. 2424–2433, 2016.

VICKERS, D.; MAHRT, L. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. **Journal of atmospheric and oceanic technology**, v. 14, n. 3, p. 512–526, 1997.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. [S.l.]: Elsevier, 2006.

WEBB, E. K.; PEARMAN, G. I.; LEUNING, R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 106, n. 447, p. 85–100, 1980.

WEBSTER, P. J.; LUKAS, R. Toga coare: The coupled ocean–atmosphere response experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, American Meteorological Society, v. 73, n. 9, p. 1377–1416, 1992.

WELLS, N. The atmosphere and ocean: a physical introduction. **Oceanographic Literature Review**, v. 6, n. 44, p. 652, 1997.

WIEL, B. J. Van de et al. Regime transitions in near-surface temperature inversions: a conceptual model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 74, n. 4, p. 1057–1073, 2017.

WIEL, B. Van de et al. The minimum wind speed for sustainable turbulence in the nocturnal boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, n. 11, p. 3116–3127, 2012.

WILCZAK, J. M.; ONCLEY, S. P.; STAGE, S. A. Sonic anemometer tilt correction algorithms. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 99, n. 1, p. 127–150, 2001.