



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/06.28.19.28-TDI

**FLUXOS DE CO₂ NA INTERFACE
OCEANO-ATMOSFERA NO OCEANO ATLÂNTICO SUL
SUBTROPICAL**

Raquel Renó de Oliveira

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Sensoriamento Remoto, orientada
pelos Drs. Luciano Ponzi Pezzi, e
Ronald Buss de Souza, aprovada
em 10 de julho de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3RCD5HH>>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

CEP 12.227-010

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/7348

E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Murilo Luiz Silva Gino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/06.28.19.28-TDI

**FLUXOS DE CO₂ NA INTERFACE
OCEANO-ATMOSFERA NO OCEANO ATLÂNTICO SUL
SUBTROPICAL**

Raquel Renó de Oliveira

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Sensoriamento Remoto, orientada
pelos Drs. Luciano Ponzi Pezzi, e
Ronald Buss de Souza, aprovada
em 10 de julho de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3RCD5HH>>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Oliveira, Raquel Renó de.
Ol4f Fluxos de CO₂ na interface oceano-atmosfera no Oceano Atlântico Sul subtropical / Raquel Renó de Oliveira. – São José dos Campos : INPE, 2018.
xxvi + 116 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/06.28.19.28-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

Orientadores : Drs. Luciano Ponzí Pezzi, e Ronald Buss de Souza.

1. Fluxos de CO₂. 2. Interface oceano-atmosfera. 3. Oceano Atlântico Sul. 4. Covariância de vórtices. I.Título.

CDU 551.588:551.51



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Raquel Renó de Oliveira**

Título: "FLUXOS DE CO₂ NA INTERFACE OCEANO-ATMOSFERA NO OCEANO ATLÂNTICO SUBTROPICAL"

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em
Sensoriamento Remoto

Dr. João Antonio Lorenzetti



Presidente / INPE / SJCampos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Dr. Luciano Ponzi Pezzi

Aprovado () Reprovado

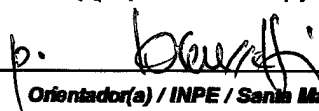


Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Dr. Ronald Buss de Souza

Aprovado () Reprovado

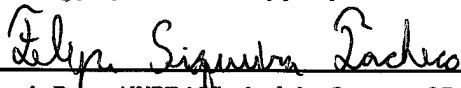


Orientador(a) / INPE / Santa Maria - RS

Participação por Vídeo - Conferência

Dr. Felipe Siqueira Pacheco

Aprovado () Reprovado



Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Dra. Leticia Cotrim da Cunha

Aprovado () Reprovado



Convidado(a) / UERJ / Rio de Janeiro - RJ

() Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado () Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 10 de julho de 2018

“Mar calmo nunca fez bom marinheiro”.

Autor desconhecido

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer aos meus pais, por sempre me darem apoio nas minhas escolhas e que torcem para o meu sucesso sempre. Aos meus irmãos e minha cunhada, por me darem força e acreditarem que eu sou capaz de tudo, até de fazer previsão meteorológica ou construir um satélite. Ao César, meu afilhado lindo, que veio para dar sentido a tudo isso, e a Bia que ainda nem chegou mas que já me motiva a continuar.

Aos meus orientadores Dr. Luciano Pezzi e Dr. Ronald Souza, por me darem as broncas necessárias e contribuírem de forma imensurável no meu amadurecimento acadêmico. Agradeço muito pelas oportunidades que me deram e que contribuíram para o meu crescimento como pesquisadora. Também agradeço imensamente pela experiência de campo no projeto PIRATA, abordo do NPqHo Vital de Oliveira tão citado neste trabalho.

Aos meus colegas de laboratório LOA, queria agradecer pelas ajudas até os momentos finais desse trabalho, pelas risadas, “cafés”, broncas, cervejas, plantas, e churrascos. Aos colegas do LAMOS, que me receberam tão bem em Santa Maria-RS e que me ajudaram muito apesar da distância.

Aos meus amigos da 2ª C e de INPE, queria dizer que a vida no INPE se tornou uma grande aventura com vocês! Cada um a sua maneira foi indispensável para realização deste trabalho e eu espero que a amizade continue mesmo com as nossas vidas tomando novos rumos.

Aos professores do INPE, gostaria de agradecer pelo conhecimento passado e dizer que foi uma honra estar perto de grandes cientistas. Aos demais funcionários do INPE, em especial a Marta, as secretarias da DPI e os seguranças noturnos, obrigada pelo carinho, cuidado e companhia.

Aos meus amigos da vida, obrigada pela paciência, pelas ajudas incríveis e por entenderem minha ausência em muitos momentos.

Por fim, gostaria de agradecer a CAPES e ao MCTIC pelos financiamentos que abrangem a minha bolsa e os projetos de pesquisa que tornaram possível a realização deste trabalho.

RESUMO

Neste trabalho foram estudados os fluxos de CO₂ na interface oceano-atmosfera e as variáveis meteorológicas e oceanográficas que os afetam a região subtropical do Oceano Atlântico, buscando entender os principais parâmetros que modulam o comportamento dos fluxos de CO₂ entre o oceano e a atmosfera. Para isso, foram utilizados dados de concentração de CO₂ atmosférico e oceânico medidos *in situ* por analisadores de gás infravermelho instalados em uma torre micrometeorológica de proa e no laboratório molhado do navio de Pesquisa Hidro-Oceanográfico Vital de Oliveira (H39). Os dados foram coletados entre os dias 27 de junho a 15 de julho de 2015, durante o cruzeiro oceanográfico FORSA (*Following Ocean Rings in the South Atlantic*). Os fluxos de CO₂ na interface oceano-atmosfera foram calculados a partir do método da Covariância de Vórtices (CV) e o de parametrizações *bulk* – utilizando as velocidades de transferência de Wanninkhof (1992 e 2014) e de Takahashi et al. (2009). Por se tratar de uma campanha oceanográfica transatlântica, onde as condições oceanográficas e de tempo foram muito distintas, a área de estudo foi subdividida em 4 sub-regiões (R1, R2, R3, R4). Os resultados dos fluxos de CO₂ por CV, de forma geral, mostram que a área de estudo ao longo da trajetória do navio se comportou como um sumidouro de CO₂. Porém, as sub-regiões responderam de formas diferentes: (i) R1, na costa da África, atuou como fonte de CO₂; (ii) R2 e R3, regiões de oceano aberto, se mostraram influenciadas pelos parâmetros oceanográficos e meteorológicos locais e sinóticos, apresentando tanto áreas sumidouras quanto fontes de CO₂; (iii) R4, na costa do Brasil, foi a única com condições ambientais ideais para agir como sumidouro de CO₂. Os fluxos de CO₂ calculados pelas parametrizações *bulk* também mostram que a área de estudo age como um sumidouro de CO₂. Comparando os resultados dos dois métodos foi encontrada uma diferença, que indica uma necessidade de entender melhor a contribuição oceânica nos métodos. Os resultados apresentados aqui são, ao nosso conhecimento, a primeira descrição dos fluxos de CO₂ entre o oceano e a atmosfera realizados através de medidas micrometeorológicas em navio, para o Oceano Atlântico Sul Subtropical. Sendo assim, uma contribuição significativa para o entendimento dos processos biogeoquímicos que ocorrem na interface oceano-atmosfera na escala de tempo sinótica.

Palavras-chave: Fluxos de CO₂. Interface oceano-atmosfera. Oceano Atlântico Sul. Covariância de Vórtices.

CO₂ FLUXES AT OCEAN AND ATMOSPHERE INTERFACE ON THE SUBTROPICAL SOUTH ATLANTIC OCEAN

ABSTRACT

In this work, we studied the CO₂ fluxes at the ocean-atmosphere interface and the meteorological and oceanographic variables that affect them in the subtropical region of the Atlantic Ocean, seeking to understand the main parameters that modulate the behavior of CO₂ fluxes between the ocean and the atmosphere. For this purpose, in situ atmospheric and oceanic CO₂ concentration data were measured by infrared gas analyzers installed in a bow's micrometeorological tower and in the wet laboratory of the Hydro-Oceanographic Vital de Oliveira (H39) research vessel. The data were collected between June 27th and July 15th of 2015, during the oceanographic cruise FORSA (Following Ocean Rings in the South Atlantic). The CO₂ fluxes at the ocean-atmosphere interface were calculated from the Eddy Covariance (EC) method and the bulk parameterization method - using Wanninkhof (1992 and 2014) and Takahashi et al. (2009) transfer velocities. Whereas it was a transatlantic oceanographic campaign, where oceanographic and time conditions were very different, the study area was subdivided into four sub-regions (R1, R2, R3, R4). The results of CO₂ fluxes by CV, in general, show that the study area along the ship's trajectory, behaved as a CO₂ sink. However, the sub-regions responded differently: (i) R1, on the coast of Africa, acted as a source of CO₂; (ii) R2 and R3, open ocean regions, were strongly influenced by local and synoptic oceanographic and meteorological parameters, presenting both sink and source areas of CO₂; (iii) R4, on the coast of Brazil, was the only one with the ideal environmental conditions to act as a CO₂ sink. The CO₂ fluxes calculated by bulk parameterizations also show that the study area acts as a CO₂ sink. The difference founded by comparing the results of the two methods, indicated a need to better understand the ocean contribution in those methods. The results presented here are, to our knowledge, the first description of the CO₂ fluxes between the ocean and the atmosphere from micrometeorological measurements in a ship, in the Subtropical South Atlantic Ocean. Thus, it is a significant contribution to the understanding of the biogeochemical processes that occur at the ocean-atmosphere interface in the synoptic time scale.

Keywords: CO₂ Fluxes. Ocean-Atmosphere Interaction. South Atlantic Ocean. Eddy Covariance.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 – Representação da Curva de Keeling.....	5
Figura 2.2 – Representação esquemática do ciclo do carbono e seus principais reservatórios.....	6
Figura 2.3 – Esquema da Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM).....	7
Figura 2.4 – Esquema que representa as camadas laminares da atmosfera (δg) e do oceano (δw) onde ocorrem os processos de difusão.	10
Figura 2.5 – Climatologia anual do fluxo de CO_2 ($g.C.m^{-2}.ano^{-1}$).	15
Figura 2.6 – Plataformas onde geralmente são instaladas torres micrometeorológicas.....	18
Figura 2.7 – Representação esquemática da circulação superficial do Atlântico Sul.....	24
Figura 2.8 – Principais sistemas de circulação na região sudeste do oceano Atlântico Sul e sudoeste do oceano Índico.....	26
Figura 2.9 – Representação da estrutura vertical de massas d'água da Corrente do Brasil.....	29
Figura 3.1 – Representação da área de estudo.	31
Figura 3.2 – Torre micrometeorológica instalada na proa do NPqHo Vital de Oliveira.....	33
Figura 3.3 – Representação do sistema de coordenadas do sensor <i>Motion Pack II</i>	34
Figura 3.4 – Sistema automático de medição de pCO_2 (UW- pCO_2) de medidas contínuas instalado no NPqHo Vital de Oliveira.....	36
Figura 3.5 – Os gráficos representam a componente vertical do vento (w) brutos (medidos) e corrigidos.	42
Figura 3.6 – Exemplificação das correções realizadas nos dados de fração molar (xCO_2) obtidos pelo UW- pCO_2	45
Figura 4.1 – Gráficos das variáveis oceanográficas, meteorológicas, e dos fluxos de CO_2 , para toda área de estudo.	50
Figura 4.2 – Representação média das condições oceanográficas físicas, para toda área de estudo.....	52

Figura 4.3 – Perfis de temperatura potencial virtual do ar e temperatura da água do mar, para toda área de estudo.	54
Figura 4.4 – Representação das condições médias de concentração de clorofila-a para área de estudo.	55
Figura 4.5 – Cartas sinóticas da PNM e vento ao nível do mar sobrepostas à TSM, para sub-região 1.	58
Figura 4.6 – Representação das condições oceanográficas físicas médias, para a sub-região 1.	60
Figura 4.7 – Representação das concentrações de clorofila-a médias, para a sub-região 1.	61
Figura 4.8 – Gráfico das variáveis oceanográficas, meteorológicas, e dos fluxos de CO ₂ , para a sub-região 1.	63
Figura 4.9 – Cartas sinóticas da PNM e vento ao nível do mar sobrepostas à TSM, para sub-região 2.	66
Figura 4.10 – Representação das condições oceanográficas físicas médias, para a sub-região 2.	67
Figura 4.11 – Gráfico das variáveis oceanográficas, meteorológicas, e dos fluxos de CO ₂ , para a sub-região 2.	69
Figura 4.12 – Perfis de temperatura potencial virtual do ar e temperatura da água do mar, na sub-região 2.	70
Figura 4.13 – Representação das concentrações de clorofila-a médias, para a sub-região 2.	71
Figura 4.14 – Cartas sinóticas da PNM e vento ao nível do mar sobrepostas à TSM, para sub-região 3.	73
Figura 4.15 – Perfis de temperatura potencial virtual do ar e temperatura da água do mar, da sub-região 3.	75
Figura 4.16 – Representação das condições oceanográficas físicas médias, para a sub-região 3.	76
Figura 4.17 – Gráfico das variáveis oceanográficas, meteorológicas, e dos fluxos de CO ₂ , para a sub-região 3.	77
Figura 4.18 – Representação das concentrações de clorofila-a médias, para a sub-região 3.	78
Figura 4.19 – Cartas sinóticas da PNM e vento ao nível do mar sobrepostas à TSM, para sub-região 4.	81

Figura 4.20 – Representação das condições oceanográficas físicas médias, para a sub-região 4.....	82
Figura 4.21 – Perfis de temperatura potencial virtual do ar e temperatura da água do mar, para a sub-região 4.	83
Figura 4.22 – Representação das concentrações de clorofila-a médias, para a sub-região 4.....	84
Figura 4.23 – Gráfico das variáveis oceanográficas, meteorológicas, e dos fluxos de CO ₂ , para a sub-região 4.	86
Figura 4.24 – Gráfico dos fluxos de CO ₂ calculados a partir dos métodos <i>bulk</i> e CV.....	88
Figura 4.25 – Gráficos da relação entre o erro absoluto e os parâmetros ambientais.	90
Figura A.1 – Histograma dos valores do fluxo de CO ₂ , para toda área de estudo.....	112
Figura A.2 – Histograma dos valores do fluxo de CO ₂ , para sub-região 1.....	112
Figura A.3 – Histograma dos valores do fluxo de CO ₂ , para sub-região 2.....	113
Figura A.4 – Histograma dos valores do fluxo de CO ₂ , para sub-região 3.....	113
Figura A.5 – Histograma dos valores do fluxo de CO ₂ , para sub-região 4.....	114
Figura B.1 – Histograma dos valores do fluxo de CO ₂ , para kw92.	115
Figura B.2 – Histograma dos valores do fluxo de CO ₂ , para kt09.....	115
Figura B.3 – Histograma dos valores do fluxo de CO ₂ , para kw14.	116
Figura B.4 – Histograma dos valores do fluxo de CO ₂ , por CV.....	116

LISTA DE TABELAS

Pág.

Tabela 3.1 – Quantidade de amostra medidas, a cada ciclo de 3h, pelo UW-pCO ₂ : Gases padrão (1, 2 e 3) e suas concentrações molares (mol/mol), fração molar do CO ₂ no ar (ATM), fração molar no Equilibrador (EQU) e o filtro.	37
Tabela 3.2 – Constantes A1, A2, A3, B1, B2 e B3, em mol/L.atm, utilizadas no cálculo do coeficiente de solubilidade do CO ₂ na água do mar.	47
Tabela 3.3 – Constantes A, B, C, D, utilizadas no cálculo do número de Schmidt (Sc).	47
Tabela 4.1 – Médias, desvios padrão, valores mínimos e máximos, dos fluxos de CO ₂ (FCO _{2CV}) (μmol/m ² s), pressão atmosférica ao nível do mar (PNM) (hPa), intensidade do vento (m/s), temperatura do ar (T _{ar}) (°C), Temperatura da Superfície do Mar (TSM) (°C), parâmetro de estabilidade (TSM-T _{ar}) (°C), salinidade e concentração de clorofila-a (mg/m ³), para toda a área de estudo.	49
Tabela 4.2. Médias, desvios padrão, valores mínimos e máximos, dos fluxos de CO ₂ (FCO _{2CV}) (μmol/m ² s), pressão atmosférica ao nível do mar (PNM) (hPa), intensidade do vento (m/s), temperatura do ar (T _{ar}) (°C), Temperatura da Superfície do Mar (TSM) (°C), parâmetro de estabilidade (TSM-T _{ar}) (°C), salinidade e concentração de clorofila-a (mg/m ³), para a sub-região 1.	57
Tabela 4.3. Médias, desvios padrão, valores mínimos e máximos, dos fluxos de CO ₂ (FCO _{2CV}) (μmol/m ² s), pressão atmosférica ao nível do mar (PNM) (hPa), intensidade do vento (m/s), temperatura do ar (T _{ar}) (°C), Temperatura da Superfície do Mar (TSM) (°C), parâmetro de estabilidade (TSM-T _{ar}) (°C), salinidade e concentração de clorofila-a (mg/m ³), para a sub-região 2.	64
Tabela 4.4. Médias, desvios padrão, valores mínimos e máximos, dos fluxos de CO ₂ (FCO _{2CV}) (μmol/m ² s), pressão atmosférica ao nível do mar (PNM) (hPa), intensidade do vento (m/s), temperatura do ar (T _{ar}) (°C), Temperatura da Superfície do Mar (TSM) (°C), parâmetro de estabilidade (TSM-T _{ar}) (°C), salinidade e concentração de clorofila-a (mg/m ³), para a sub-região 3.	74
Tabela 4.5. Médias, desvios padrão, valores mínimos e máximos, dos fluxos de CO ₂ (FCO _{2CV}) (μmol/m ² s), pressão atmosférica (PNM) (hPa), intensidade do vento (m/s), temperatura do ar (T _{ar}) (°C), Temperatura da Superfície do Mar (TSM) (°C), parâmetro de estabilidade (TSM-T _{ar}) (°C), salinidade e concentração de clorofila-a (mg/m ³), para a sub-região 4.	80

Tabela 4.6. Médias, desvios padrão, valores mínimos e máximos, dos fluxos de CO₂ em mmol/m²h, calculados pelo método que utiliza as parametrizações *bulk*, com as velocidades de transferência propostas por Wanninkhof (1992) (Fw92), Takahashi et al. (2009) (Ft09) e Wanninkhof 2014 (Fw14), e pelo método de Covariância de Vórtices (Fcv), para toda a área de estudo.88

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

- ACAS – Água Central do Atlântico Sul.
- ACEx – *Atlantic Carbon and Fluxes Experiment*.
- ACS – Água Circumpolar Superior.
- AFA – Água de Fundo Antártica.
- AIA – Água Intermediria Antártica.
- AOS – Água Oceânica Superficial.
- APAN – Água Profunda do Atlântico Norte.
- ARM – Água Ressurgida Modificada.
- ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul.
- AT – Água Tropical.
- BESM-OA – *Brazilian Earth System Coupled Ocean-Atmosphere Model*.
- CA – Corrente das Agulhas.
- CAS – Corrente do Atlântico Sul.
- CB – Corrente do Brasil.
- CBe – Corrente das Benguelas.
- CBM – Confluência Brasil-Malvinas.
- CCA – Corrente Circumpolar Antártica.
- CCE – Corrente de Contorno Equatorial.
- CCO – Corrente de Contorno Oeste.
- CI – Camada de Inversão.
- CLA – Camada Limite Atmosférica.
- CLAM – Camada Limite Atmosférica Marinha.
- CM – Corrente das Malvinas.
- CMEMS – *Copernicus Marine and Environmental Monitoring Service*.
- CMi – Camada de Mistura.
- CMio – Camada de Mistura Oceânica.

CNB – Corrente Norte do Brasil.

CRA – Corrente de Retorno das Agulhas.

CS – Camada Superficial.

CSE – Corrente Sul Equatorial.

CSM – Camada Superficial Molecular.

CV – Covariância de Vórtice.

ECMWF – *European Center for Medium-Range Weather Forecast.*

FORSA – *Following Ocean Rings in the South Atlantic.*

GOAL – Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes.

GPS – *Global Positioning System.*

GSAS – Giro Subtropical do Atlântico Sul.

H39 – Navio Vital de Oliveira.

HN – Hemisfério Norte.

HS – Hemisfério Sul.

INCT – Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia.

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

IO-USP – Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo.

LAMOS – Laboratório Meteorologia e Oceanografia por Satélites.

LIT – Laboratório de Integração e Testes.

LOA – Laboratório de Estudos do Oceano e da Atmosféra.

MAPE – Erro médio absoluto.

MEaSURES – *Making Earth Science Data Records for Use in Research Environments.*

MCTIC – Ministério da Ciência, Tecnologia, Inovações e Comunicações.

MLO – *Mauna Loa Observatory.*

MO – Matéria Orgânica.

MODIS - *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer.*

MUR SST – Multi-scale Ultra-high Resolution Sea Surface Temperature

NpqHo – Navio de Pesquisa Hidroceanográfico.

PIMC – Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas.

PNM – Pressão Atmosférica no Nível do Mar.

PPM – Produção Primária Marinha.

RA – Retroflexão das Agulhas.

SIMTECO – Sistema de Monitoramento de Tempo, Clima e Oceano.

SSM – Salinidade na Superfície do Mar.

T_{ar} – Temperatura do ar.

TOPAZ – *Tracers of Ocean Phytoplankton with Allometric Zooplankton*.

TSM – Temperatura da Superfície do Mar.

UW-pCO₂ – Automated Flowing pCO₂ Measuring System.

WPL – Correções Webb.

XBT – *Expendable BathyThermograph*.

LISTA DE SÍMBOLOS

$(\Delta f\text{CO}_2)_{\text{ar-mar}}$ – Variação da fugacidade de CO_2 , considerando a do oceano menos a da atmosfera.

$(\Delta p\text{CO}_2)_{\text{ar-mar}}$ – Variação da fugacidade de CO_2 , considerando a do oceano menos a da atmosfera.

ATM – Medidas na Atmosfera.

c – Razão de mistura.

CO_2 – Dióxido de Carbono.

EQU – Medidas no Equilibrador.

$f\text{CO}_2$ – fugacidade do CO_2 .

$\text{FCO}_{2\text{cv}}$ – Fluxo de CO_2 método de Covariância de Vórtice.

$\text{H}_2\text{O}_{(v)}$ – Vapor d'água.

k – Velocidade de transferência de CO_2 .

M_a – Peso Molecular do ar seco.

M_{CO_2} – Peso Molecular do CO_2 .

$M_{\text{H}_2\text{O}}$ – Peso Molecular do vapor d'água.

O_2 – Oxigênio.

P – Pressão.

$p\text{CO}_2$ – Pressão Parcial do CO_2 .

$p\text{H}_2\text{O}_{(v)}$ - Pressão Parcial do vapor d'água.

$p\text{H}_2\text{O}_{(v)}$ – pressão parcial do vapor d'água.

\vec{r} – Vetor posição do anemômetro.

S – Salinidade.

s – Solubilidade de CO_2 no oceano.

Sc – Número de Schmidt.

T – Temperatura.

T09 – Takahashi et al. (2009).

T_{ae} – Matriz de transformação das coordenadas do anemômetro para o sistema de coordenadas da Terra.

U_{10} – Velocidade zonal do vento a 10 m da superfície.

\vec{V}_n – Velocidade do navio.

\vec{V}_{obs} – Velocidade aparente.

\vec{V}_{real} – Velocidade real do vento.

\vec{V}_t – Velocidade de translação.

w – Velocidade Vertical do Vento.

$\vec{\omega}$ – Velocidade angular de rotação.

W14 – Wanninkhof (2014).

W92 – Wanninkhof (1992).

xCO_2 – Fração Molar do CO_2 .

ρ_a – Densidade de ar seco.

ρ_{CO_2} – Densidade de CO_2 .

ρ_{H_2O} – Densidade do vapor d'água.

σ – Desvio Padrão.

SUMÁRIO

Pág.

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	Introdução	1
1.2	Justificativa	2
1.3	Hipótese	3
1.4	Objetivos	3
1.4.1	Objetivo Geral	3
1.4.2	Objetivos específicos	3
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	4
2.1	Cenário geral do CO ₂ no ambiente	4
2.2	CO ₂ na atmosfera	6
2.3	CO ₂ nos oceanos	8
2.3.1	Processos de troca de CO ₂ na interface oceano-atmosfera	9
2.3.2	Solubilidade do CO ₂ na água do mar	11
2.3.3	Produtos da solubilização do CO ₂ na água do mar	12
2.4	Métodos de calcular os fluxos de CO ₂ na interface oceano-atmosfera	13
2.4.1	Parametrizações <i>bulk</i>	14
2.4.2	Método da Covariância de Vórtices	16
2.5	Condições ambientais na região subtropical do Oceano Atlântico Sul	21
2.5.1	Alta Subtropical do Atlântico Sul	21
2.5.2	Giro Subtropical do Atlântico Sul	23
2.5.3	A costa da África	25
2.5.4	A costa do Brasil	27
3	MATERIAIS E MÉTODOS	31
3.1	Área de estudo	31
3.2	Dados <i>in situ</i>	32
3.2.1	Torre micrometeorológica	33
3.2.2	Sistema automático de medição de pCO ₂	35
3.2.3	Radiossondagens e XBTs	37
3.3	Dados de satélite	37
3.3.1	TSM	38
3.3.2	Concentração de clorofila-a	38
3.3.3	Correntes geostróficas superficiais	39
3.4	Dados derivados de reanálises	39
3.4.1	Análise dos campos sinóticos atmosféricos e da variabilidade espacial da superfície do mar	39
3.4.2	Salinidade superficial	40

3.5 Métodos	40
3.5.1 Cálculo do fluxo de CO ₂ pela Covariância de Vórtices (FCO _{2CV})	40
3.5.2 Cálculo do fluxo de CO ₂ pelo método de parametrizações <i>bulk</i> (FCO _{2BK})	43
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	48
4.1 Descrição das condições meteorológicas e oceanográficas e dos fluxos de CO₂	48
4.1.1 Ao longo do trajeto total do navio	48
4.1.2 Região costeira da África do Sul (R1)	57
4.1.3 Região leste do oceano aberto (R2)	64
4.1.4 Região oeste do oceano aberto (R3)	72
4.1.5 Região da costa do Brasil (R4)	79
4.2 Comparação entre os métodos de cálculo dos fluxos de CO₂	87
5 CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS	93
5.1 Conclusões	93
5.2 Trabalhos futuros	97
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	98
APÊNDICE A – Distribuição dos fluxos de CO₂ na área de estudo e nas 4 sub-regiões	112
APÊNDICE B – Distribuição dos fluxos de CO₂ pelos diferentes métodos	115

1 INTRODUÇÃO

1.1 Introdução

O dióxido de carbono (CO₂) é um dos Gases de Efeito Estufa (GEE) mais abundantes no planeta, e seu equilíbrio é mantido basicamente devido as trocas entre a atmosfera e o oceano (SARMIENTO; GRUBER, 2006; FEELY et al., 2016). Com o incremento do consumo de combustíveis fósseis, aliados às mudanças de uso e cobertura da terra, a média anual da concentração de CO₂ na atmosfera, medida nas estações observacionais ao redor do globo, mostram que os valores de concentração vem aumentando a cada ano (FEELY et al., 2016). As consequências desse aumento podem ser vistas principalmente nas mudanças climáticas. Por isso, atualmente há um grande esforço, de diversas instituições e pesquisadores ao redor do mundo, em acompanhar os fatores que podem levar a uma intensificação ou redução dos efeitos do CO₂ no clima terrestre (LE QUÉRÉ et al, 2017).

A interação oceano-atmosfera é o principal mecanismo responsável pela transferência de calor, gases (por exemplo CO₂) e *momentum* entre os dois sistemas. Os oceanos contribuem, sobretudo, com vapor d'água, oxigênio e energia para atmosfera. Por outro lado, a atmosfera fornece água doce, *momentum*, gases e energia para os oceanos (PEZZI et al., 2016). Segundo Small et al. (2008), em grande escala, a atmosfera modula esses processos sobre os oceanos, enquanto, na mesoescala, os oceanos forçam a atmosfera. Assim, os resultados dessa interação podem ser vistos na formação das ondas, correntes geradas pelo vento e pelo gradiente termohalino, nas ciclogêneses, na composição dos gases da atmosfera, além das variações do tempo e do clima do planeta.

Realizar estudos de interação oceano-atmosfera baseados em dados *in situ* tem um alto custo associado, por ser necessária a utilização de navios e equipamentos oceanográficos, para realizar as medidas em campo (FARIAS, 2014). No entanto, utilizar uma combinação de produtos de sensoriamento

remoto, dados coletados *in situ* e saídas de modelos numéricos se torna uma alternativa eficiente, oferecendo dados de alta qualidade, com produtos de diferentes escalas espaciais e temporais a custo relativamente mais baixo. Essas combinações são indispensáveis para estudos de caso ou monitoramento das condições ambientais em áreas extensas como, por exemplo, o Oceano Atlântico Sul.

Desta forma, no presente, diversos estudos procuram realizar levantamentos sobre os fluxos de CO₂ na interface do oceano com a atmosfera em diferentes regiões do mundo, visando melhor entender o papel e a contribuição dos oceanos frente ao aumento exponencial do CO₂ na atmosfera e seus efeitos no clima. Em geral, esses trabalhos utilizam dados coletados *in situ*, produtos de satélites e reanálises (CHEN et al., 2011; FARIAS et al., 2013; TAKAHASHI et al., 2002, 2009). Porém, ainda existem muitas questões que precisam ser melhor compreendidas, relacionadas com o comportamento dos oceanos, que podem atuar como fontes ou sumidouros CO₂, e com os métodos de quantificação do CO₂ na interface oceano-atmosfera (HALL et al., 2002).

1.2 Justificativa

O Oceano Atlântico Sul é uma região de grande importância devido à troca de calor, sal, nutrientes, gases dissolvidos e demais propriedades físicas e biogeoquímicas com as outras bacias oceânicas. Porém, esse Oceano ainda permanece sub-amostrado, não havendo muitos estudos que descrevam seu comportamento em relação aos fluxos de CO₂ na interface oceano-atmosfera. Assim, este trabalho pretende contribuir para o entendimento de como a região subtropical do Oceano Atlântico Sul se comporta com respeito aos fluxos de CO₂ entre o oceano e a atmosfera no inverno austral de 2015, utilizando dados *in situ*, coletados durante o cruzeiro de pesquisa FORSA (*Following Ocean Rings in the South Atlantic*) (CMA, 2015), em conjunto com dados de sensoriamento remoto e reanálises.

1.3 Hipótese

As condições oceânicas e atmosféricas condicionam o comportamento da região subtropical do Oceano Atlântico Sul como sendo fonte e/ou sumidouro de CO₂ durante a campanha FORSA, no inverno de 2015.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo Geral

Estimar os fluxos de CO₂ entre o oceano e atmosfera e as regiões fontes ou sumidouros de CO₂, da porção subtropical do Oceano Atlântico Sul. Assim como, a relação desses fluxos de CO₂ com variáveis meteorológicas e oceanográficas ao longo da trajetória do NPqHo Vital de Oliveira, durante o início do inverno austral.

1.4.2 Objetivos específicos

1 – Descrever e analisar as condições atmosféricas sinóticas e de mesoescala oceânica que predominaram durante a campanha FORSA ao longo da trajetória do navio;

2 – Calcular os fluxos de CO₂ utilizando o método da Covariância de Vórtices (CV), utilizando os dados coletados *in situ* através de sensores instalados em uma torre micrometeorológica na proa do navio.

3 – Analisar a relação entre os fluxos de CO₂ e diversas variáveis meteorológicas e oceanográficas provenientes de diferentes conjuntos de dados, como dados *in situ*, dados de satélites e gerados por modelos numéricos (reanálises).

4 – Determinar os fluxos de CO₂ pelo método de parametrizações *bulk*, utilizando a diferença de fugacidade de CO₂ entre oceano e atmosfera, e comparar esses dados com aqueles calculados pelo método da Covariância de Vórtices.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Cenário geral do CO₂ no ambiente

O efeito estufa é um fenômeno natural decorrente do balanço de radiação. A radiação solar de onda curta que chega na superfície terrestre é absorvida e reemitida pelo planeta na forma de radiação de onda longa. Parte da radiação de onda longa emitida volta para o espaço e parte é absorvida pelos gases presentes na atmosfera. Esse fenômeno é responsável por manter o clima da Terra habitável (OLIVEIRA et al., 2009).

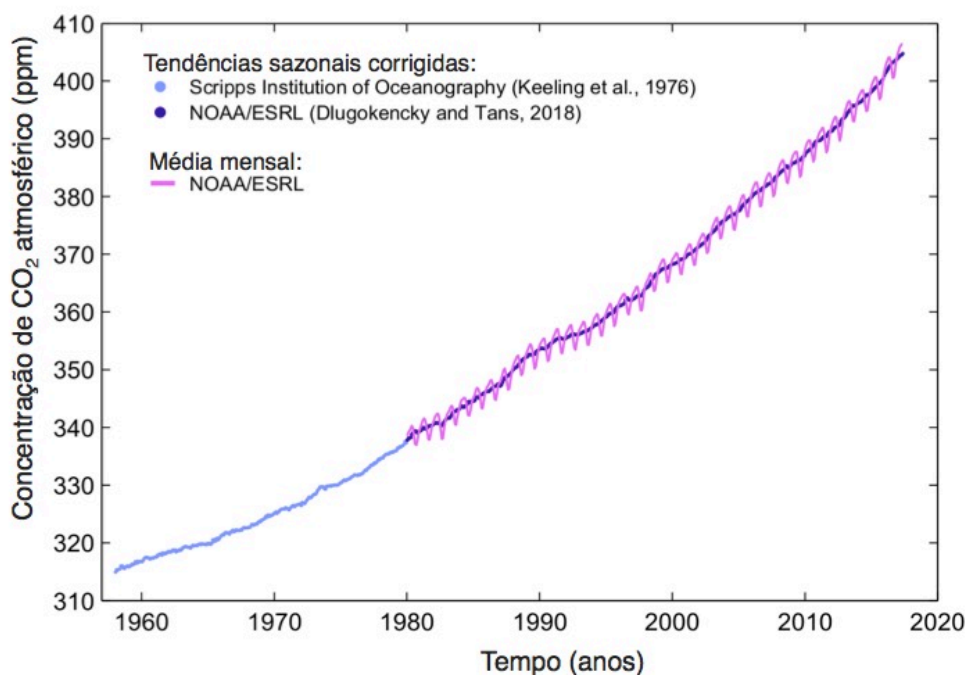
O CO₂ é um dos principais gases responsável pelo efeito estufa. Ele pode ser encontrado naturalmente na atmosfera proveniente das erupções vulcânicas, do produto da respiração aeróbica e da decomposição dos organismos orgânicos (OLIVEIRA et al., 2009). Porém, após a Revolução Industrial, o uso intensivo dos combustíveis fósseis, as queimadas, as mudanças de uso e cobertura do solo, entre outros, agem como uma fonte antrópica de CO₂. Como consequência dessa nova fonte, os níveis de concentração de CO₂ na atmosfera estão cada vez mais altos e, como resultado, seus efeitos podem ser sentidos pelas mudanças climáticas (PALES; KEELING, 1965; IPCC, 2014; LE QUÉRÉ et al., 2017).

Os impactos decorrentes dessa intervenção antrópica foram observados pela primeira vez por Pales e Keeling (1965) em análises da concentração de CO₂ na atmosfera no observatório de Mauna Loa (Mauna Loa Observatory - MLO), no Havaí (EUA). Os autores descreveram pela primeira vez uma tendência de aumento das concentrações de CO₂ na atmosfera entre os anos de 1958 e 1963. A partir desse estudo, foi criado um programa de monitoramento da concentração de CO₂ que disponibiliza as informações na forma da Curva de Keeling (Figura 2.1), um gráfico onde são representados os valores de concentração de CO₂ atmosférico desde 1958, ou de anos anteriores obtidos por dados paleoclimáticos, até os dias de hoje. No presente, um relatório sobre os estoques de carbono é apresentado todos os anos, com autoria de diversos

pesquisadores ao redor do mundo, pelo programa chamado “Global Carbon Project” (www.globalcarbonproject.org/; LE QUÉRÉ et al., 2017).

A rede de observação espalhada por todo o planeta (encontrada em www.esrl.noaa.gov/gmd/dv/iadv/) serve também como referência para os estudos de modelagem do clima futuro apresentados nos relatórios do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (PIMC e, no inglês, *International Panel on Climate Change* - IPCC). As informações também são usadas em outras comissões governamentais de clima para fornecer dados sobre as mudanças climáticas e auxiliar na elaboração das medidas de mitigação para os efeitos decorrentes dessas mudanças (IPCC, 2014).

Figura 2.1 – Representação da Curva de Keeling.



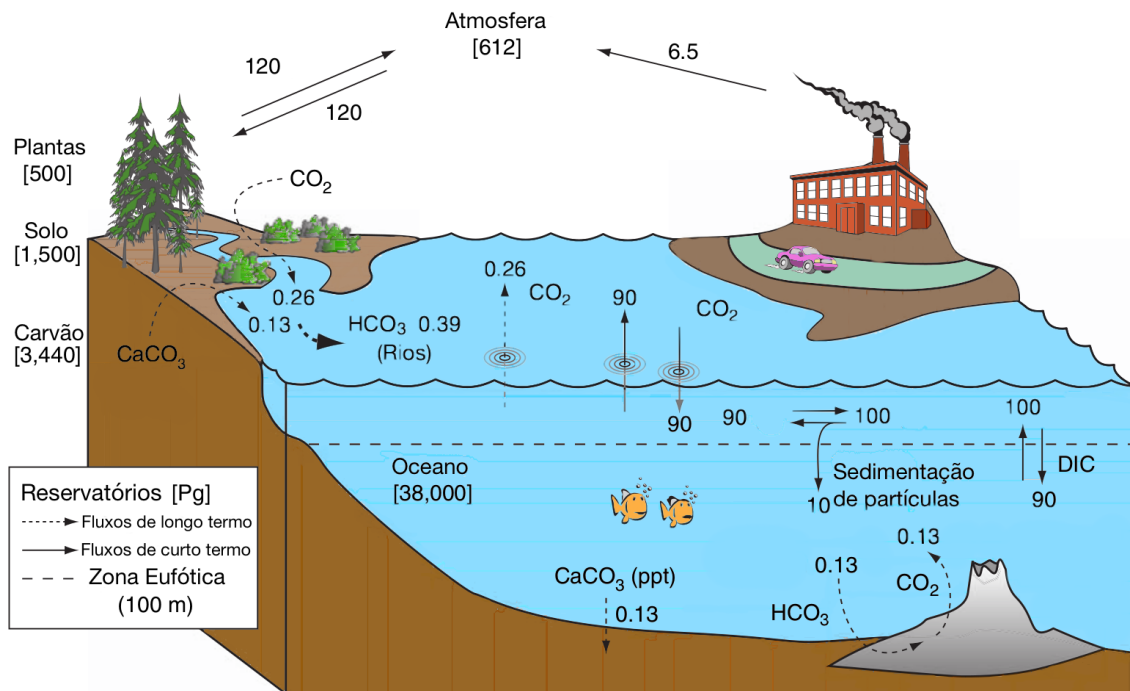
Estão representados o aumento da concentração de CO₂ atmosférico (ppm) de 1958 até os dias atuais. Dos anos 1958 a 1979, com as base de dados de Keeling et al. (1976) e de 1980 a 2017 de Dlugokencky e Tans (2018).

Fonte: Le Quéré et al. (2017).

Além disso, ao redor do mundo, diversos pesquisadores vêm estudando o ciclo do carbono e o comportamento desse gás nos ambientes os quais ele transita,

principalmente na atmosfera e no oceano, para compreender e prever seus efeitos na dinâmica dos sistemas da Terra (Figura 2.2).

Figura 2.2 – Representação esquemática do ciclo do carbono e seus principais reservatórios.



Os principais reservatórios representados na figura são: atmosfera, oceano, solo e vegetação. As setas indicam a direção dos fluxos de CO_2 de longo termo (linha tracejada) e de curto termo (linha cheia), em Pg/ano.

Fonte: Adaptado de Emerson e Hedges (2008).

2.2 CO_2 na atmosfera

O CO_2 possui uma massa molar relativamente pesada, de forma que esse gás é encontrado principalmente na troposfera onde acaba sendo advectado pelo vento, espalhando-se amplamente pelo globo (STULL, 1988; GARRISON, 2010).

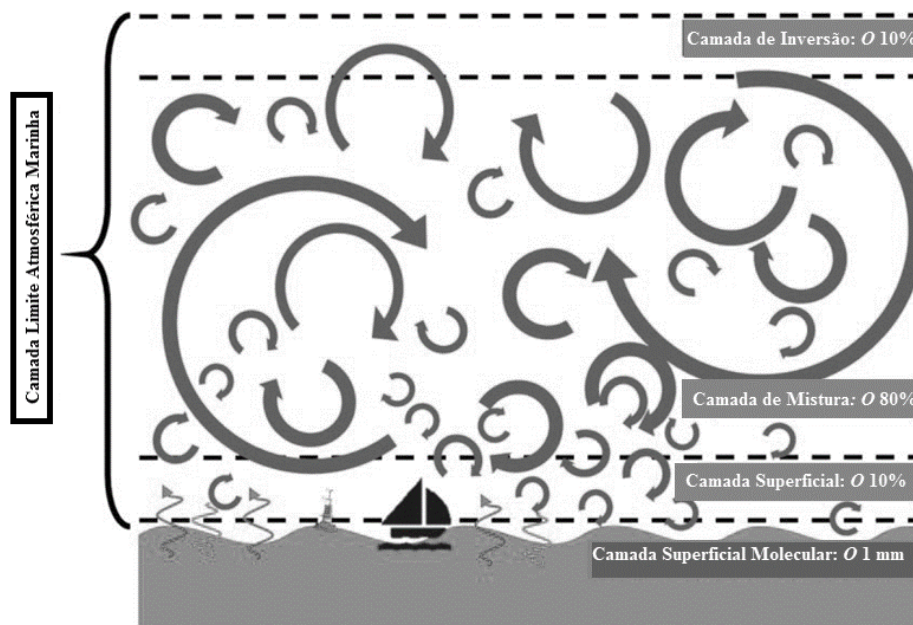
A troposfera pode ser dividida em duas partes principais: uma mais próxima à superfície, denominada de Camada Limite Atmosférica (CLA) e a parte restante considerada como atmosfera livre. Isso acontece porque a parte inferior da troposfera é influenciada pela superfície terrestre, e responde rapidamente aos

processos de evaporação, transpiração, trocas de calor, emissão de gases e poluentes e cisalhamento do vento com a superfície (STULL, 1988).

A CLA pode variar de espessura ao longo do tempo e do espaço entre 100 a 3000 m (STULL, 1988) e sua altura é determinada, principalmente, pela ocorrência de inversão térmica (SEIBERT et al., 2000; MARION, 2014). Sobre o oceano, a camada limite atmosférica marinha (CLAM) é bastante turbulenta. Isso se deve ao fato dos oceanos serem a maior fonte calor para atmosfera, que auxilia nos processos convectivos da CLAM, aliado ao processo de cisalhamento do vento (STULL, 1988; PEZZI et al., 2005, 2009, 2016).

Dessa forma, a CLAM ainda pode ser dividida em subcamadas (Figura 2.3). A mais próxima da superfície é conhecida como Camada Superficial Molecular (CSM). Com uma espessura da ordem de 1 mm, a CSM é onde a maior parte dos processos de troca ocorrem por difusão, pois nesse caso os processos turbulentos podem ser considerados nulos (FAIRALL et al., 1997; MARION, 2014).

Figura 2.3 – Esquema da Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM).



A CLAM pode ser subdividida em Camada Superficial Molecular (CSM), Camada Superficial (CS), Camada de Mistura (CMI) e Camada de Inversão (CI).

Fonte: Santini (2017), adaptado de Marion (2014).

Logo acima da CSM se encontra a Camada Superficial (CS), onde os processos turbulentos são mantidos graças à transferência vertical de *momentum* entre a atmosfera e o oceano (HOLTON, 2004). É nessa camada onde são realizadas as medidas *in situ* dos fluxos turbulentos de calor, *momentum*, vapor d'água e CO₂. Segundo a Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov, a dinâmica nessa camada da atmosfera pode ser padronizada e os fluxos podem ser considerados praticamente constantes com a altura, ou seja, independentes da altura de instalação dos equipamentos o valor estimado pelos fluxos turbulentos dentro dessa camada será sempre o mesmo (MONIN; OBUKHOV, 1954; SANTINI, 2017). A CS representa 10% da espessura da CLAM (MARION, 2014).

A camada seguinte em altura na CLAM é a Camada de Mistura (CMi). Essa é a mais espessa de todas, ocupando cerca de 80% da CLAM. Também é a camada mais convectiva, marcada por intensa mistura turbulenta. Como consequência, as emissões de CO₂ acabam permanecendo confinadas por mais tempo na CLAM, pois não tem capacidade de ultrapassar para as camadas mais estáveis (STULL, 1988; MARION, 2014). Por fim, no topo da CLAM tem-se a Camada de Inversão (CI). Essa camada representa apenas cerca de 10 % da espessura da CLAM, sendo a região onde ocorre a inversão térmica que caracteriza a altura da CLA (FAIRALL et al., 1997; MARION, 2014).

Desta forma, as duas primeiras camadas da CLAM mais próximas da superfície, são as mais importantes para os processos que envolvem os fluxos de CO₂ pois, são responsáveis, quase exclusivamente, pelas trocas difusivas e mecânicas do CO₂ entre a superfície do mar e a baixa atmosfera.

2.3 CO₂ nos oceanos

A entrada de CO₂ no oceano se dá principalmente pelas trocas que ocorrem na interface oceano-atmosfera. As condições ideais para que isso ocorra são quando há mistura das camadas superficiais de forma mecânica, principalmente pela ação dos ventos, e de forma difusiva, devido às condições

ideais de solubilidade desse gás na água, como baixa temperatura e baixa salinidade.

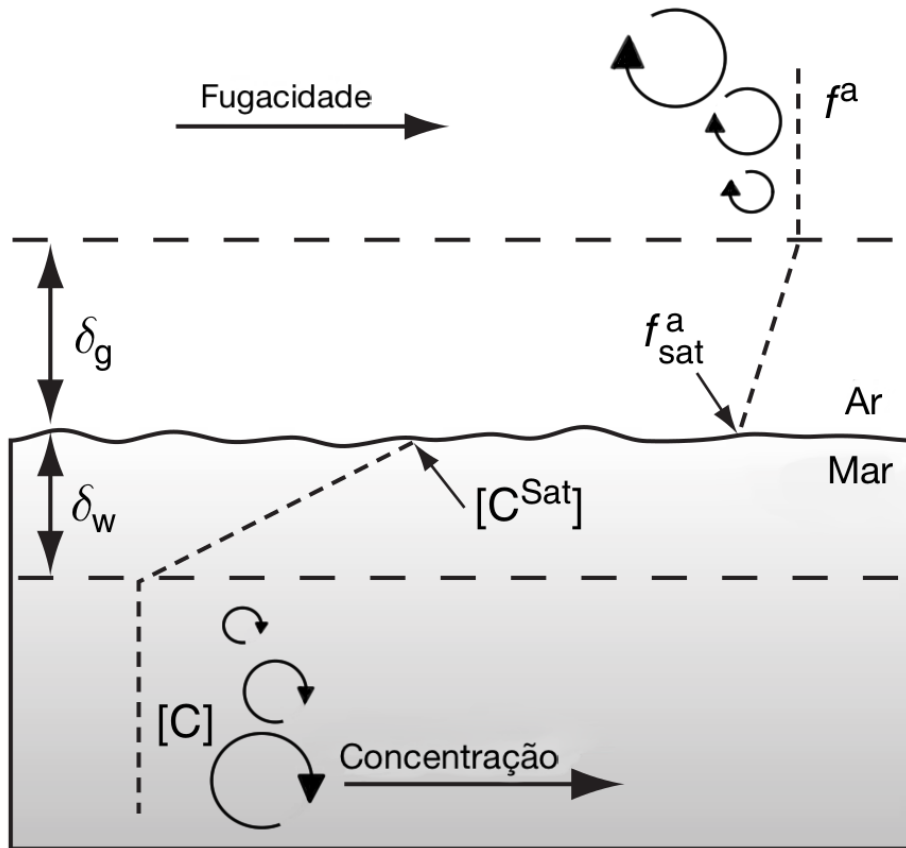
Os oceanos têm um papel de grande importância no ciclo do carbono (Figura 2.2), sendo responsáveis por retirar aproximadamente um terço do CO₂ antrópico da atmosfera (BORGES et al., 2005; SARMIENTO; GRUBER, 2006; FEELY et al., 2016). Isso se deve, em grande parte, ao fato do CO₂ ser muito reativo na água do mar, na qual participa dos principais processos biogeoquímicos, além de estar presente nos compostos orgânicos que sedimentam no fundo oceânico, permanecendo mais tempo nos oceanos (GARRISON, 2010).

2.3.1 Processos de troca de CO₂ na interface oceano-atmosfera

Como mencionado anteriormente, os processos de troca de gás na interface oceano-atmosfera acontecem continuamente, devido aos processos difusivos e turbulentos da CLAM e da superfície do oceano. Os processos de troca podem ser modificados pelos eventos atmosféricos e oceanográficos sinóticos e de mesoescala (STULL, 1988; SMALL et al., 2008; FARIAS, 2014; PEZZI et al., 2005, 2009, 2016).

Assim como na atmosfera, próximo da interface nos oceanos existe uma camada laminar onde os processos de troca de gás são regidos apenas pela difusão molecular. O modelo de transferência de gás que melhor descreve esse comportamento é o Modelo de Filme Estagnado (MFE) (Figura 2.4) (EMERSON; HEDGES, 2008; PILSON, 2013).

Figura 2.4 – Esquema que representa as camadas laminares da atmosfera (δ_g) e do oceano (δ_w) onde ocorrem os processos de difusão.



Na figura a concentração de um gás C qualquer é dada pela fugacidade (f^a) na atmosfera e por $[C]$ no oceano, indicando o local onde se encontram mais saturados (sat) na interface oceano-atmosfera, e onde começam as camadas turbulentas.

Fonte: Adaptado de Emerson e Hedges (2008) e Pilson (2013).

O MFE, leva em consideração que o efeito de difusão ocorre mais lentamente nos oceanos do que na atmosfera, portanto o lado oceânico é considerado o fator limitante para as trocas de gás entre os dois ambientes (EMERSON; HEDGES, 2008; PILSON, 2013). Com isso, é possível inferir que a concentração de CO_2 na camada laminar do oceano, é maior que nas demais profundidades, ficando mais próxima da concentração encontrada na atmosfera.

Nas demais profundidades ocorre o predomínio do efeito turbulento, decorrente da ação mecânica dos ventos que agem como fornecedores de

energia/*momentum* para os oceanos. Desta forma, o vento é um dos principais responsáveis por modular a agitação do mar, a formação de ondas, a presença de espuma e bolhas, sendo assim a principal forçante atmosférica nos processos de mistura entre oceano e atmosfera (MCGILLIS, 2001; EMERSON; HEDGES, 2008; PILSON, 2013).

A pressão atmosférica e a temperatura do ar contribuem de forma direta e indireta nos processos de mistura, pois são responsáveis por criar os gradientes que dão origem aos ventos, além de serem importantes moduladores da concentração do CO₂ no ar e na água (STULL, 1988; MCGILLIS, 2001).

2.3.2 Solubilidade do CO₂ na água do mar

A solubilidade de um gás em um meio é proporcional à sua pressão parcial. Desta forma, a partir da pressão parcial de CO₂ no ar (pCO_{2ar}) e na água do mar (pCO_{2mar}), pode ser estimada a quantidade de gás que está presente em cada ambiente. A diferença entre elas rege a direção dos fluxos de CO₂ entre os dois sistemas (FARIAS, 2014), assim como mostrado na equação 2.1.

$$\Delta p\text{CO}_2 = p\text{CO}_{2\text{mar}} - p\text{CO}_{2\text{ar}} \quad (2.1)$$

Desta forma, quando a pCO_{2ar} é maior que pCO_{2mar}, a transferência de CO₂ ocorre da atmosfera para o oceano (valores negativos) e, quando o contrário ocorre, há transferência de CO₂ dos oceanos para a atmosfera (valores positivos) (FARIAS et al., 2013; ITO et al., 2005, 2016).

Além disso, a solubilidade de CO₂ tem uma forte relação com a salinidade e temperatura da água, se comportando inversamente as condições desses parâmetros. Desta forma, quando há um aumento (diminuição) na Temperatura da Superfície do Mar (TSM), a solubilidade de CO₂ diminui (aumenta). O mesmo ocorre para a salinidade. Quando a salinidade aumenta (diminui) a solubilidade do CO₂ diminui (aumenta) (ZEEBE; WOLF-GLADROW, 2005).

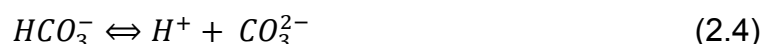
Essa característica faz com que o CO₂ seja absorvido em maiores quantidades nas regiões das altas latitudes. Esse fenômeno é conhecido como

bomba termodinâmica, o grande responsável pelos processos que estocam CO_2 nas águas de fundo oceânicas (ROY-BARMAN; JEANDEL, 2016).

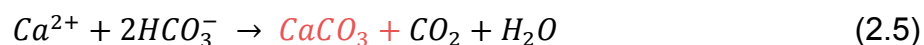
2.3.3 Produtos da solubilização do CO_2 na água do mar

Uma vez que o CO_2 está disponível na água do mar, sofre diversos processos biogeoquímicos, sendo um dos componentes mais importantes da bomba biológica.

Por ser muito solúvel, ao entrar em contato com a água do mar, o CO_2 é dissociado transformando-se em bicarbonatos (HCO_3^-) e carbonatos (CO_3^{2-}) (Equações 2.2, 2.3 e 2.4). Um dos produtos destas equações são os íons de hidrogênio (H^+), que diminuem o pH da água deixando ela mais ácida e, conseqüentemente, gerando um efeito que impede os carbonatos de se precipitarem.



O HCO_3^- se liga ao cálcio (Ca^{2+}), formando carbonato de cálcio (CaCO_3) (Equação 2.5) que é utilizado na formação de carapaças e estruturas dos organismos marinhos. Porém, um dos produtos dessa reação é o $\text{CO}_{2(\text{aq})}$, que fica disponível novamente na água, sendo dissociado novamente de acordo com as equações 2.2, 2.3 e 2.4 (ZEEBE; WOLF-GLADROW, 2005).



Em regiões de ressurgência quase permanentes (geralmente nas costas oeste dos continentes), onde a Produtividade Primária Marinha (PPM) se torna muito intensa aumentando a concentração de CO_2 na água do mar, devido ao “*bloom*” de organismos associado a água já ricas em CO_2 (ZEEBE; WOLF-GLADROW, 2005; BORGES et al, 2005; ROY-BARMAN; JEANDEL, 2016).

A parte do carbono que se mantém como $\text{CO}_{2(\text{aq})}$ é utilizada nos processos fotossintéticos, cujo resultado principal é a formação de matéria orgânica (MO) e oxigênio (O_2) (Equação 2.6) e acaba diminuindo a saturação do CO_2 na água em algumas regiões, onde a PPM ajuda no consumo do CO_2 (ZEEBE; WOLF-GLADROW, 2005; BORGES et al, 2005). Contudo, o CO_2 também é um produto da respiração dos organismos, contribuindo novamente para a saturação dos oceanos. Por conta disso, o CO_2 livre na água pode ser devolvido para a atmosfera através dos processos de mistura.



O carbono que se encontra nas carapaças dos organismos e na MO é, em grande parte, remineralizado ao longo da coluna d'água nos processos decorrentes da bomba biológica. Após se transformar novamente em C(dissolvido), se solubiliza nas massas d'água mais profundas devido as baixas temperaturas, e permanece nelas até chegar na superfície, devido aos fenômenos de ressurgência ou próximo ao Equador, onde volta a fazer parte dos ciclos biogeoquímicos (ROY-BARMAN; JEANDEL, 2016). A porção que não é remineralizada acaba sedimentando e se torna inativa no assoalho oceânico, até ser repostada na atmosfera devido ação antrópica pela queima de óleo e gás, voltando a fazer parte do ciclo do carbono como CO_2 e monóxido de carbono (CO) atmosféricos (ZEEBE; WOLF-GLADROW, 2005; SARMIENTO; GRUBER, 2006).

2.4 Métodos de calcular os fluxos de CO_2 na interface oceano-atmosfera

Atualmente, é possível destacar dois métodos utilizados para o cálculo dos fluxos de CO_2 na interface oceano-atmosfera. Um deles, que é considerado um método indireto, que utiliza parametrizações empíricas (fórmulas *bulk*). O outro, considerado um método direto, utiliza a metodologia da Covariância de Vórtices (CV). A seguir, ambos métodos são apresentados com maiores detalhes.

2.4.1 Parametrizações *bulk*

O método que utiliza as parametrizações *bulk* para a determinação dos fluxos de CO₂ é considerado indireto, e leva em conta os parâmetros relacionados à mistura e à solubilidade do gás na água do mar (MCGUILLIS et al., 2001). Desta forma, esse método se vale de coeficientes empíricos que não levam em consideração os fluxos turbulentos na camada mais superficial da atmosfera (WEISS, 2007).

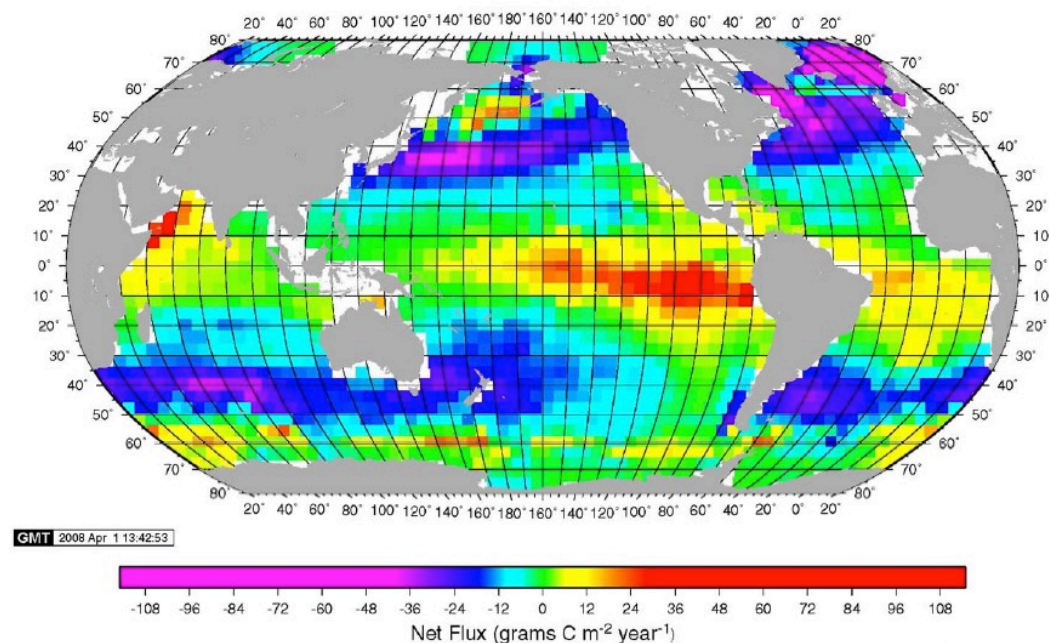
As parametrizações *bulk* se baseiam principalmente na diferença de pCO₂ entre o oceano e a atmosfera. É ela que determina a direção do fluxo, indicando se o local pode ser considerado uma fonte ou um sumidouro de CO₂, como mencionado anteriormente (FARIAS et al., 2013; ITO et al., 2005, 2016). Além disso, o método *bulk* leva em consideração o coeficiente de solubilidade do gás, descrito por Weiss (1974), e a velocidade de transferência do gás. Até os dias hoje não há consenso entre os autores quanto à melhor constante a ser utilizada para determinar a velocidade de transferência, sendo utilizadas, na maioria das vezes, as velocidades propostas por Wanninkhof (1992), Nightingale et al. (2000), Takahashi et al. (2009), Ho et al. (2011), Wanninkhof et al. (2014) entre outros.

Um cuidado que deve ser tomado é que quando o CO₂ entra em contato com a água do mar, seu comportamento não pode mais ser considerado como de um gás ideal (EMERSON; HEDGES, 2008; SOCAT, 2017). Dessa maneira, é preciso fazer correções na pCO₂ e transformá-la em fugacidade de CO₂ (fCO₂) (ITO et al., 2005; TAKAHASHI et al., 2009; LENCINA-ÁVILA et al., 2016).

Os estudos utilizando esse método foram amplamente difundidos e utilizados nas principais pesquisas relacionadas aos fluxos de CO₂ ao redor do mundo. Takahashi et al. (2009), por exemplo, utilizaram aproximadamente 3 milhões de medidas *in situ* de CO₂ do oceano global, coletadas desde 1970, em conjunto com dados derivados de satélite e de modelos numéricos (reanálises). Assim, os autores determinaram o fluxo de CO₂ global baseando-se na climatologia da pCO₂ da superfície do mar. Os resultados encontrados por Takahashi et al.

(2009) mostram a distribuição do fluxo de CO₂ no oceano global, apontando como regiões fonte aquelas próximas ao Equador e trópicos e como regiões sumidouro as regiões entre 40° e 60° de latitude no hemisfério Norte e Sul (Figura 2.5).

Figura 2.5 – Climatologia anual do fluxo de CO₂ (g.C.m⁻².ano⁻¹).



Os sentido do fluxo do CO₂ é determinado pelo seu sinal, os fluxos de valores positivos são no sentido dos oceanos para atmosfera e os de valores negativos são da atmosfera para os oceanos.

Fonte: Takahashi et al. (2009).

Farias et al. (2013) realizaram um estudo sobre a variação sazonal dos os fluxos de CO₂ na região tropical e nas latitudes médias do oceano Atlântico Sul para uma média de dez anos (2007-2016), utilizando o modelo acoplado BESM (*Brazilian Earth System Model*) na versão acoplada oceano-atmosfera 2.3 (BESM-OA 2.3) integrado ao modelo biogeoquímico TOPAZ (*Tracers of Ocean Phytoplankton with Allometric Zooplankton*).

Os autores encontraram, durante o inverno no hemisfério norte (HN), uma grande área no Oceano Atlântico Tropical com valores de fluxo de CO₂ negativos. Esses valores são associados à alta precipitação (P) em relação à evaporação (E) que modifica a salinidade local e, conseqüentemente, o fluxo de CO₂ na região. Para as regiões de médias latitudes, os autores encontraram fluxos negativos durante a estação de inverno do hemisfério sul (HS), devido às baixas TSM que ajudam na solubilidade do gás na água. Um aspecto importante do trabalho de Farias et al. (2013) é a clareza com que os autores descrevem a importância dos parâmetros meteorológicos e, principalmente, oceanográficos nos fluxos de CO₂.

Através de dados coletados durante um cruzeiro transatlântico realizado em 2011, Lencina-Ávila et al. (2016) realizaram os cálculos dos fluxos de CO₂ a partir da diferença de fCO₂ entre o oceano e a atmosfera. Os autores encontraram uma grande diferença de fugacidade de CO₂ (ΔfCO_2) para todas as regiões. Na plataforma continental da América do Sul e no oceano aberto, atribuíram às variações de salinidade e temperatura da água do mar. Para a plataforma continental da África do Sul, a maior influência ocorreu na fCO_{2mar} relacionada com a PPM. Para chegar a essas conclusões, os autores utilizaram dados complementares derivados de satélites e reanálises para descrever os parâmetros ambientais TSM, salinidade da superfície do mar (SSM), concentração de clorofila-a e velocidade do vento (a 10m de altura). Vale ressaltar que os dados de satélite e reanálises são de grande importância para a interpretação dos dados de fluxos de CO₂ entre o oceano e a atmosfera.

2.4.2 Método da Covariância de Vórtices

A CV é um método estatístico aplicado sobre as medidas diretas de parâmetros meteorológicos e concentrações de gás obtidos em alta frequência temporal na CS da CLAM. É um método versátil e pode ser utilizado para calcular os fluxos de calor, *momentum* e gases entre a superfície do oceano (ou do continente) e a atmosfera (MCGILLIS et al., 2001).

A CV se baseia no cálculo das flutuações turbulentas em relação à média de um determinado intervalo amostral, usualmente de 15 a 60 minutos. Assume-se que as flutuações de alta frequência conseguem medir pequenos vórtices atmosféricos, enquanto que as médias conseguem capturar os vórtices atmosféricos de grande escala (KAIMAL; FINNIGAN,1994; MILLER et al., 2010).

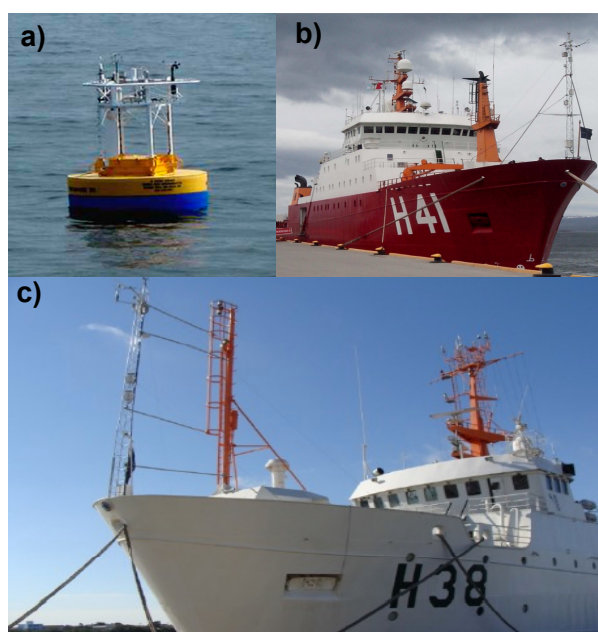
Por ser um método consolidado nas medidas de fluxos sobre o continente, muitas correções já foram inseridas na metodologia visando estimar um dado o mais fiel possível ao real do ambiente. Desta forma, é necessário que sejam corrigidas as interferências causadas pela umidade, temperatura do ar e da pressão atmosférica (WEBB et al., 1980; AUBINET et al, 2012).

No caso dos fluxos de CO₂, podem ser utilizando dois tipo de analisador de gás: de caminho aberto e de caminho fechado. O sensor de caminho aberto possui suas células óticas expostas diretamente ao ambiente, enquanto que o de caminho fechado a alíquota de gás a ser analisada é levada por tubos até a célula ótica que fica protegida dos efeitos adversos do ambiente (KOHSEK, 2000).

As principais vantagens de se usar um sensor de caminho aberto são que as concentrações são medidas simultaneamente com as componentes da velocidade do vento, obtendo um resultado sem a degradação ou atraso causados pelos tubos do caminho fechado (MILLER ET AL., 2010; KOHSEK, 2000). Porém, o sensor de caminho aberto está sujeito aos efeitos adversos do ambiente como deposição de partículas nas células, contaminação por poluição, chuva, orvalho, e no oceano o sal, sendo também mandatória a correção da umidade, temperatura e pressão (WEBB ET AL., 1980; KOHSEK, 2000). A vantagem de se usar o sensor de caminho fechado é minimizar o efeito dessas variáveis (umidade, temperatura e pressão), sendo mais indicado para medidas em ambientes aquáticos (KOHSEK, 2000). Porém, é mais sensível aos efeitos do movimento quando está em plataformas moveis (Miller et al., 2010).

Na interface oceano-atmosfera, as medidas diretas dos fluxos turbulentos de calor, *momentum* e gases podem ser realizadas por instrumentos instalados em torres micrometeorológicas instaladas em navios, ou em boias e outras plataformas flutuantes ou fixas (Figuras 2.6). Quando as plataformas são móveis, além das correções inerentes ao método CV, se faz necessária também a correção do movimento dessas plataformas (MILLER et al., 2008; FLÜGGE et al., 2016).

Figura 2.6 – Plataformas onde geralmente são instaladas torres micrometeorológicas.



As torres micrometeorológicas são utilizadas para aquisição de dados de fluxos de calor, *momentum* e gases na interface oceano-atmosfera.

Fonte: a) Flügge et al. (2016); b) Hackerott, (2017a); c) Pezzi et al. (2016).

Os primeiros estudos utilizando essa abordagem sugeriram com Mitsura e Fujitani (1974) e Fujitani (1985) no mar da China. Esses autores elaboraram uma equação do movimento para extrair os efeitos da velocidade e do movimento do navio da velocidade real do vento. Desde então, diversos autores vêm tentando melhorar as equações de correção do movimento das plataformas, tornando o método mais robusto.

Edson et al. (1998) propuseram novas correções de movimento aliadas à correção de distorção do vento, gerada devido às estruturas do navio. Os autores descobriram que estas causam uma superestimação de, aproximadamente, 15% nas medidas de fluxos de calor por CV.

McGillis et al. (2001) realizaram um experimento no Oceano Atlântico Norte conhecido por GasEx-98. Os autores utilizaram as parametrizações de Edson et al. (1998) e compararam fluxos de CO₂ calculados pelos métodos direto, (por CV) - utilizando um sensor de caminho fechado - e indiretos (por parametrizações *bulk* e pela fórmula *bulk* aerodinâmica). Eles encontraram uma boa relação entre os métodos, porém concluíram que as medidas indiretas não são boas para representar os processos físicos de superfície, sendo assim necessárias as medidas diretas.

Miller et al. (2008) acrescentaram às fórmulas de Edson et al. (1998) filtros digitais usados para calcular a matriz de transformação e para integrar as acelerações, destacando a importância de alinhar-se o sensor de movimento ao anemômetro sônico usado para medir as componentes tri-dimensionais do vento. Atualmente o método definido por Miller et al. (2008) é o mais consolidado, sendo aplicado em diversos estudos que utilizam o método CV em plataformas móveis.

Com o aperfeiçoamento das técnicas para minimizar o efeito do movimento das plataformas nas medidas de fluxos de CO₂, Miller et al. (2010) realizaram amostragens diretas (combinando sensores de caminho aberto e fechado) e indiretas de fluxos de CO₂. Os autores utilizaram dados obtidos a partir de dois cruzeiros transatlânticos a bordo do Navio de Pesquisa Knorr (Knorr-07a e Knorr-07b), realizados no Oceano Atlântico Norte. Eles compararam os métodos indiretos com o método CV (direto) e encontraram uma boa relação entre eles, levando-os a concluir que medidas diretas através da técnica CV poderiam ser realizadas em diversas partes do oceano global.

No Brasil, o projeto ACEX (*Atlantic Carbon and Fluxes Experiment*) e o Programa INTERCONF (Interação Oceano-Atmosfera na Região da

Confluência Brasil-Malvinas), atualmente fomentados pelo INCT da Criosfera no Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR), são os principais programas de pesquisa que se dedicam ao estudo dos fluxos de calor, *momentum* e gases entre oceano e atmosfera no Oceano Atlântico Sudoeste e Oceano Austral. Para isso, desde de 2012, diversas medidas *in situ* foram realizadas utilizando instrumentos montados em torres micrometeorológicas na proa de navios de pesquisa. Dentre esses navios incluem-se o Navio Hidroceanográfico (NHo) Cruzeiro do Sul, o Navio Polar (NPo) Almirante Maximiano e o NPqHo Vital de Oliveira, da Marinha do Brasil, assim como o Navio Oceanográfico (NOc) Alpha Crucis, do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IO-USP) (Figura 2.6) (PEZZI et al., 2015, 2016).

Farias (2014) estudou os fluxos de calor e CO₂ na região da plataforma continental sul brasileira. Para isso utilizou os dados coletados a bordo o NHo Cruzeiro do Sul em junho de 2012, no âmbito dos projetos ACEx e SIMTECO (Sistema de Monitoramento do Tempo, Clima e Oceano para a região Sul do Brasil). É possível afirmar que este foi o primeiro estudo sobre fluxos de CO₂ realizado no Oceano Atlântico Sul utilizando o método CV.

Pezzi et al. (2016) estimaram os fluxos turbulentos de calor na mesma região previamente estudada por Farias (2014), revisitando o método CV com dados do cruzeiro ACEX-SIMTECO e comparando as estimativas CV com parametrizações *bulk* para os fluxos de calor. Na comparação entre os dois métodos, os autores encontraram algumas discrepâncias, principalmente em relação aos fluxos de calor sensível.

Outros estudos utilizando o método CV foram realizados no Oceano Atlântico Sudoeste a partir de dados do Programa INTERCONF do INCT da Criosfera. Por exemplo, Hackerott et al. (2017b, 2018) descreveram pela primeira vez os fluxos de *momentum* medidos diretamente nessa região do oceano global. Os autores encontraram resultados satisfatórios que encorajam a aplicação do método CV a partir de torre micrometeorológica instalada no NPo Almirante Maximiano, destacando a importância de obterem-se medidas contínuas e

programas de monitoramento no Oceano Atlântico Sudoeste, devido aos intensos gradientes de TSM que estão presentes no Atlântico Sudoeste, especialmente sobre a região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM).

Santini (2017) utilizou os métodos de CV e *bulk* para estimar os fluxos de calor e *momentum* com dados do ACEx-SIMTECO e INTERCONF no Oceano Atlântico Sudoeste e Austral, durante o meses de junho de 2012, outubro de 2013 e outubro de 2014. O autor apresentou de forma inédita os resultados dos fluxos de *momentum* por CV, para a região da plataforma continental sul do Brasil, utilizando os dados obtidos pelo cruzeiro ACEx-SIMTECO. Além disso, na comparação entre os métodos, observou que os fluxos de *momentum* nas três regiões demonstraram ser mais dependentes da direção do vento do que da TSM, para os dois métodos. Em relação aos fluxos de calor, o autor afirma que as diferenças encontradas entre os métodos *bulk* e CV ocorreram principalmente como consequência das condições oceânicas e atmosféricas encontradas em seu estudo. O autor observou que o método *bulk*, por muitas vezes, subestimou os valores dos fluxos de calor sensível e latente, não conseguindo representar de forma correta as condições reais das suas áreas de estudo.

2.5 Condições ambientais na região subtropical do Oceano Atlântico Sul

Devido ao fato dos fluxos de CO₂ entre o oceano e a atmosfera serem dependentes das variabilidades dos parâmetros ambientais dos dois sistemas, o entendimento das condições meteorológicas e oceanográficas que dominam a área de estudo são muito importantes. A seguir será apresentada uma revisão das principais condições ambientais do oceano e da atmosfera na região subtropical do Oceano Atlântico Sul.

2.5.1 Alta Subtropical do Atlântico Sul

A circulação atmosférica gera células que são responsáveis por distribuir o calor do Equador para os polos. Entre o cinturão da célula de Hadley e da célula das latitudes médias, se encontram os centros de alta pressão de cada

hemisfério, localizados a cerca de 30° de latitude para norte ou para sul (WALLACE; HOBBS, 2006).

No HS, existe uma região de alta pressão que ocorre sobre a porção subtropical do Oceano Atlântico Sul, configurando um sistema anti-ciclônico que carrega o ar quente dos trópicos para os polos e o ar frio dos polos em direção aos trópicos. É um sistema semipermanente, que varia sazonalmente, deslocando-se para norte no inverno, quando fica mais próximo ao continente sul americano (a cerca de 27 °S - 10 °W) com a pressão no centro chegando a 1023 mbar (1 mbar = 1 hPa). No verão o sistema se desloca para sul, chegando cerca de 32 °S - 5°W, com a pressão central reduzindo-se para 1021 mbar (PETERSON; STRAMMA, 1991; PEZZI et al., 2009).

Além da variação sazonal, a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) pode ser alterada devido a eventos meteorológicos, principalmente sinóticos como, por exemplo, sistemas frontais, ciclones e cavados (PEZZI et al., 2009). Esses sistemas são provenientes, principalmente, das regiões próximas à 30°S do Oceano Atlântico Sul, que é considerada uma das mais ciclogênicas do mundo (HOSKINS; HODGES, 2005).

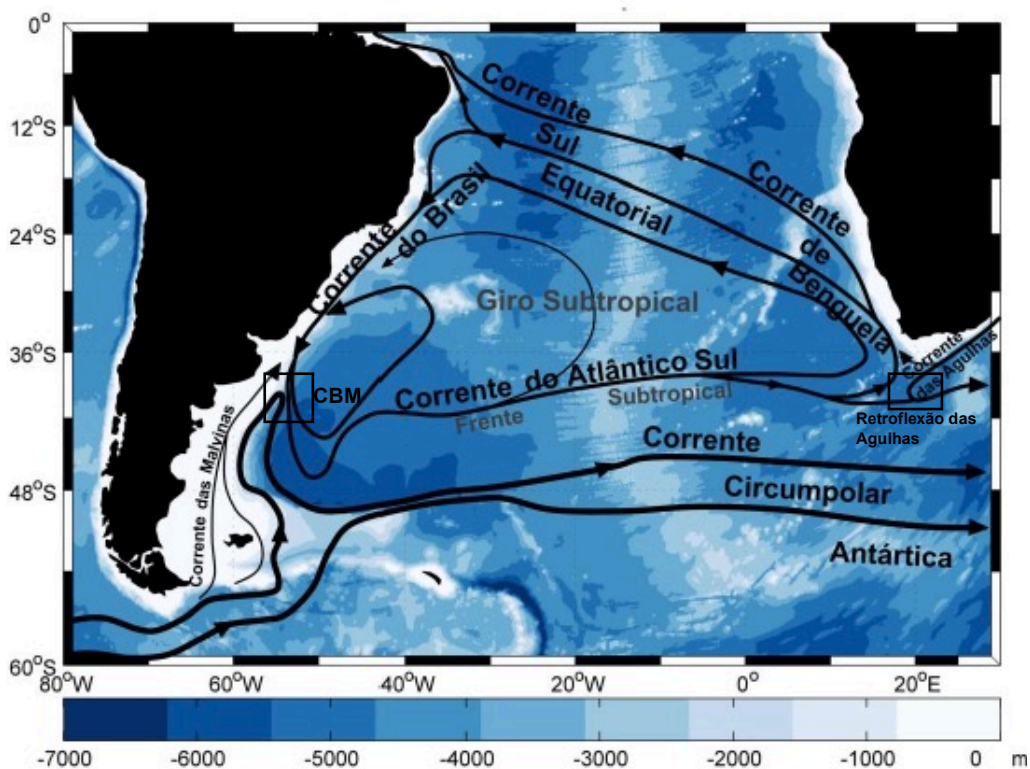
Em condições médias a ASAS apresenta tempo estável, com ventos fracos que reduzem os movimentos verticais inibindo a formação de nuvens e, com isso, diminuindo a precipitação (FARIAS, 2014). As variações sazonais da ASAS tem grande influência na direção dos ventos na costa da África e do Brasil. Os ventos do quadrante norte/nordeste predominantes na costa sul-sudeste brasileira ao longo do ano e especialmente durante o verão são responsáveis por eventos de ressurgência costeira em alguns locais específicos da costa brasileira, como em Cabo Frio (RJ) (CASTELAO et al, 2006). Os ventos de quadrante sul/sudoeste causam o mesmo efeito na costa sul africana sendo responsáveis pela manutenção da ressurgência de Benguela (REID, 1989).

2.5.2 Giro Subtropical do Atlântico Sul

O resultado do cisalhamento dos ventos gerados pela ASAS e pelo efeito da rotação da Terra (força de Coriolis) é denominado Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS) que determina a circulação superficial do Oceano Atlântico Sul. Esse é um sistema de correntes composto pelas: Corrente Sul Equatorial (CSE) (ao norte), que se bifurca em aproximadamente 10°S, o ramo que segue para norte dá origem a Corrente Norte do Brasil (CNB) e o que flui para sul à corrente do Brasil (CB). Do encontro da CB com a Corrente das Malvinas (CM) surge a Corrente do Atlântico Sul (CAS) (ao sul) e por fim a Corrente de Benguela (CBe) que fecha o GSAS (LUTJEHARMS, 1981; REID, 1989; PETERSON; STRAMMA, 1991; SILVEIRA et al., 2000).

Além disso o GSAS recebe águas de origens externas ao giro, trazidas pelas correntes das Malvinas (à sudoeste), das Agulhas (à sudeste), a Retroflexão das Agulhas (à sudeste) e pela Corrente Circumpolar Antártica (CCA) (ao sul) (GARFIELD, 1990). Um esquema do GSAS e suas principais correntes pode ser encontrado na figura 2.7.

Figura 2.7 – Representação esquemática da circulação superficial do Atlântico Sul.



Pode ser observado o Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS) e suas principais correntes, com adição da batimetria por dados ETOPO5.

Fonte: Adaptado de Carvalho (2014).

O centro do GSAS é a região com as principais características do oceano aberto. Por vezes, essa área coincide com o centro da ASAS, que é uma região de baixos ventos fracos, com pouco cisalhamento da CLAM que, como consequência, diminuindo os processos de mistura na coluna d'água que, por sua vez, se torna bem estratificada (STULL, 1988). Apesar da camada de mistura oceânica nessa região ser muito estável, algumas alterações nas condições atmosféricas e oceânicas podem ocorrer durante a passagem de eventos atmosféricos sinóticos que, no entanto, não são suficientemente persistentes para alterar o padrão dessa região.

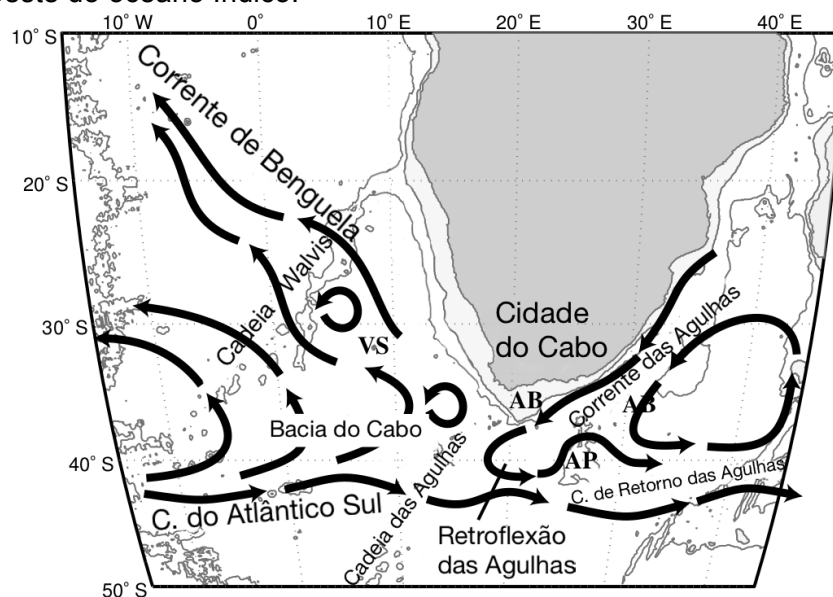
O centro do GSAS é uma área que tem baixa disponibilidade de nutrientes devido à sua estabilidade, à distância das regiões costeiras e devido às

correntes superficiais terem uma baixa capacidade de transporte nessa área. Assim sendo, essa região é considerada como uma região oligotrófica (OBATA et al., 1996; PIONTKOVSKI et al., 2003).

2.5.3 A costa da África

A Corrente das Agulhas (CA) é uma corrente de contorno oeste (CCO), gerada pelo Giro Subtropical do Oceano Índico, que flui ao longo da costa leste da África com um fluxo intenso em direção ao sul. Com isso, quando chega em 35°S, na porção mais ao sul do continente africano, ela se afasta da costa devido à inércia, e por conservação de vorticidade potencial forma uma alça que direciona a CA para leste, formando a Corrente de Retorno das Agulhas (CRA). A essa volta se dá o nome de Retroflexão das Agulhas (RA) (DE RUIJTER, 1982; LUTJEHARMS; VAN BALLEGOOYEN, 1988; BOEBEL et al., 2003) (Figura 2.8). O encontro das CAS com as águas que vazam da CA, na região do Cabo da Boa Esperança, dão origem à principal corrente da costa oeste da África, a CBe. Esta é uma corrente de águas frias que flui para norte bordejando a costa oeste do continente africano, confinada entre duas correntes quentes, a Corrente da Angola (a norte) e a CA (ao sul) (HARDMAN-MOUNTFORD et al., 2003; SHILLINGTON et al., 2006).

Figura 2.8 – Principais sistemas de circulação na região sudeste do oceano Atlântico Sul e sudoeste do oceano Índico.



Estão representadas as principais feições da batimetria como as cadeias de montanha Walvis e das Agulhas, Bacia do Cabo e das Agulhas (AB), o Platô das Agulhas (AP) e o Monte Vema (VS).

Fonte: Adaptado de Boebel et al. (2003).

A RA é considerada uma região muito energética, de onde vórtices anticiclônicos (com aproximadamente 400 km de diâmetro) se desprendem levando as águas do Oceano Índico (quentes e salinas) para o Oceano Atlântico Sul, podendo chegar à costa do Brasil (OLSON; EVANS, 1986). Esse sistema é descrito como o Vazamento das Agulhas (LUTJEHARMS, 1981; BOEBEL et al., 2003; RICHARDSON, 2007). No entanto, em alguns momentos, uma pequena parte da CA acaba contornando o continente africano e se mistura com as águas da CAS, gerando uma região de mistura com formação de alguns vórtices ciclônicos e anticiclônicos, próxima à costa da África do Sul (LUTJEHARMS; VAN BALLEGOOYEN, 1988; RICHARDSON, 2007).

A coluna d'água dessa região de mistura na costa oeste da África é formada principalmente pelas águas do Oceano Atlântico Sul provenientes da CAS, frias e com baixa salinidade, porém ela recebe uma importante contribuição da CA

com águas do Oceano Índico, quentes e salinas (STRAMMA; PETERSON, 1989; GARZOLI et al, 1996). As principais massas d'água que compõem essa região são a Água Oceânica Superficial (AOS) na superfície, influenciada pela precipitação e pela descarga dos rios, as Águas Central do Atlântico Sul (ACAS), mais salinas a norte do que ao sul, a Água Ressurgida Modificada (ARM) que é formada pela ressurgência que ocorre próxima à costa, a Água Intermediária Antártica (AIA) que também apresenta diferença de salinidade entre a parte norte (mais salina) e sul (menos salina) e, por fim, as Água de Fundo Antártica (AFA) (SHILLINGTON et al., 2006).

A costa oeste da África é uma das regiões com a ressurgência costeira mais intensas do planeta. Isso se deve, principalmente à condição dos ventos quase permanentes da ASAS paralelos à costa africana. Assim, devido ao transporte de Ekman, a coluna d'água se move em direção ao oceano aberto, tornando possível que as massas d'água de fundo cheguem até próximo da superfície (REID, 1989). Por serem, também, ricas em nutrientes, quando alcançam a zona eufótica ocorre um aumento da PPM. Sendo assim, a região é de grande importância para a vida marinha e para os estoques pesqueiros (PIONTKOVSKI et al., 2003; LENCINA-AVILA et al., 2016).

2.5.4 A costa do Brasil

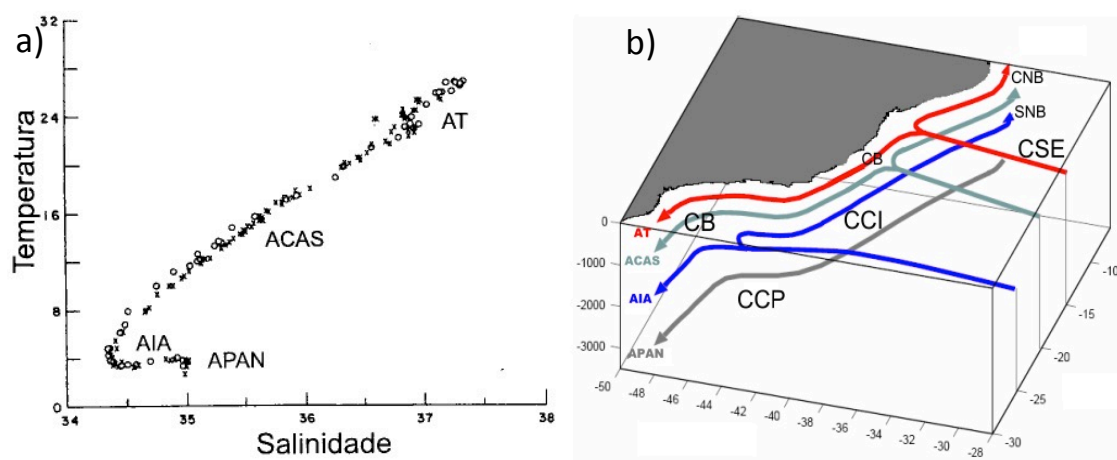
A CB também é uma CCO, mas que flui ao longo da margem continental leste da América do Sul, sendo encontrada ao largo costa do Brasil sobre a região de quebra de plataforma. Em aproximadamente 38°S, a CB se encontra com a CM configurando uma região de intensos gradientes térmicos, denominada de Confluência Brasil-Malvinas (PETERSON; STRAMMA, 1991).

Diferente da CA, a CB é considerada uma CCO fraca. Stommel (1965) atribuiu esse comportamento à diferença de sentido entre o transporte superficial gerado pelo vento, daqueles gerados pelos gradientes termohalinos, em profundidades maiores. Porém, esta observação vale apenas para parte inicial da CB pois, por volta de 25°S, o sentido das massas d'água que são transportadas pela CB rumam em direção ao sul, aumentando a intensidade do

transporte dessa corrente (SILVEIRA et al., 2000; SOUTELINO et al., 2008). Esse comportamento foi observado por Stramma et al. (1990) que afirmam que, em níveis superficiais, a CSE, transporta cerca de 16 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), chegando até a latitude de 10°S onde ela se bifurca. A parte da CSE que segue para norte dá origem à CNB, que recebe 12 Sv. Assim, apenas 4 Sv seguem para sul na CB. Stramma e England (1999) afirmam que entre 15°S e 20°S , a CB apresenta características de uma corrente rasa (200m) com um transporte de volume de 2 a 4 Sv. Próximo à latitude de 25°S , Campos et al. (1995) encontraram uma CB mais espessa, chegando a 750 m, com transporte de 7,3 Sv. De 25°S a 28°S , a CB começa a receber também uma contribuição de massas de água da AIA, chegando a 1000m e com um transporte de 10 a 12 Sv (STRAMMA; ENGLAND, 1999). A partir daí, com a entrada da Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), os fluxos aumentam chegando a um total de 23 Sv em 33°S , segundo Garzoli (1993). Uma síntese mais atualizada dos estudos sobre o transporte da CB pode ser encontrada em Carvalho (2014).

As massas d'água são determinadas por sua temperatura, salinidade, oxigênio dissolvido e região de formação (GERFIELD, 1990). As que configuram a CB, são encontradas nos primeiros 3000m de profundidade, sendo elas a Água Tropical (AT), a ACAS, a AIA, a Água Circumpolar Superior (ACS) e a APAN, ocorrendo em regiões diferentes da CB (SILVEIRA et al., 2000). A estrutura vertical das massas de água da CB, estão esquematizadas na figura 2.9.

Figura 2.9 – Representação da estrutura vertical de massas d'água da Corrente do Brasil.



(a) Diagrama T-S nas latitudes 19°S (círculos) e 22°S (cruzes) e (b) Correntes da costa do Brasil (Corrente Norte do Brasil (CNB), Sub-corrente Norte do Brasil (SNB), Corrente do Brasil (CB), Corrente de Contorno Intermediária (CCI), Corrente de Contorno Profunda (CCP) e Corrente Sul Equatorial (CSE), e suas respectivas massas d'águas (Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN)).

Fonte: a) SILVEIRA et al. (2000); b) SOUTELINO et al. (2008).

Devido às mudanças repentinas na batimetria e na orientação da linha de costa do Brasil, a CB sofre com variações de direção de escoamento ao longo de seu percurso, que alteram sua velocidade e por conservação de vorticidade, esses efeitos de instabilidade fazem com que ocorra a formação de meandros e vórtices (SIGNORINI, 1978; CAMPOS, 1995; RODRIGUES; LORENZZETTI, 2001; ASSIREU et al, 2005; SILVEIRA, 2006).

Apesar da ressurgência costeira ocorrer com maior intensidade nas bordas oeste dos continentes, o recorte da linha de costa do Brasil permite que, num determinado período, os ventos da borda oeste da ASAS se encontrem paralelos à costa por períodos de tempo suficientes para que ocorra uma ressurgência costeira amena, principalmente entre as regiões de Cabo de São Tomé e Cabo Frio (no estado do Rio de Janeiro) (CASTELÃO et al., 2006). Esse comportamento é mais frequente no verão, devido à posição da ASAS, acarretando num aumento da PPM devido à intrusão da ACAS e AIA, que são

massas d'água frias e ricas em nutrientes (CAMPOS et al., 1995; METZLER et al., 1997; CASTRO; MIRANDA, 1998; CASTRO et al., 2006A; GAETA; BRANDINI, 2006; CAMPOS et al., 2013; MENDONÇA et al., 2016).

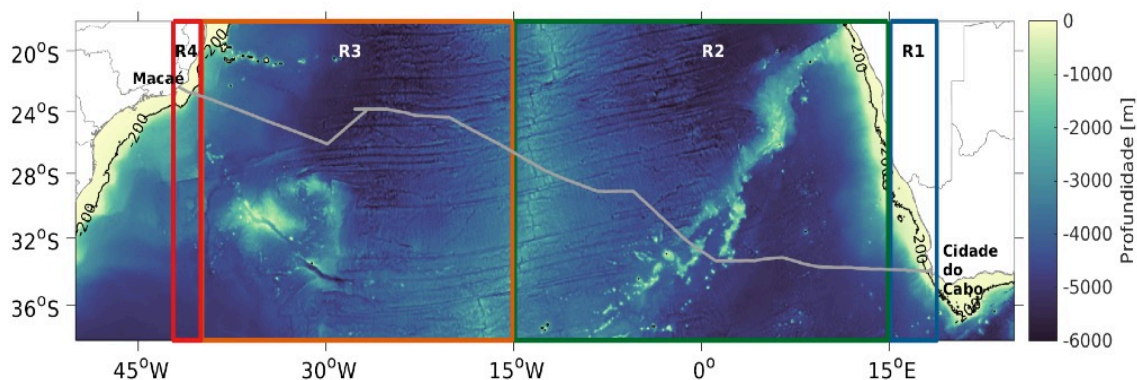
3 MATERIAIS E MÉTODOS

Nesse capítulo serão apresentados: (i) a área de estudo onde foram realizadas as coletas de dados utilizados nesse trabalho, (ii) os materiais, que foram divididos em dados oceanográficos e atmosféricos coletados *in situ*, por satélite e reanálises e, por fim, (iii) a metodologia utilizada nos cálculos dos fluxos de CO₂ por CV e pelas parametrizações *bulk*.

3.1 Área de estudo

A área de estudo está compreendida na região subtropical do Oceano Atlântico Sul, entre os continentes africano e sul-americano, e foi determinada de acordo com a trajetória do NPqHo Vital de Oliveira (H39), durante a campanha FORSA (Figura 3.1).

Figura 3.1 – Representação da área de estudo.



A linha cinza representa a trajetória do navio de pesquisas H39 e os retângulos são as quatro sub-regiões determinadas no sentido da costa da África para a costa do Brasil, respectivamente, R1 (azul), R2 (verde), R3 (laranja) e R4 (vermelho), utilizando dados de batimetria do ETOPO1.

Fonte: Produzido pelo autor.

Conforme explicado anteriormente, a região subtropical do Oceano Atlântico Sul é de grande relevância para estudos de interação oceano-atmosfera, especialmente devido às características atmosféricas que incluem a frequente passagem de sistemas atmosféricos transientes e pela grande atividade de mesoescala oceânica (STRAMMA; ENGLAND, 1999; HOSKINS; HODGES, 2005). Portanto, descrever as condições sinóticas atmosféricas e as

características oceanográficas da área de estudo durante o cruzeiro FORSA é fundamental para compreender a variabilidade dos fluxos de CO₂ na interface oceano-atmosfera. Dessa forma, além do entendimento da área como um todo, foram selecionadas quatro sub-regiões (R1, R2, R3 e R4), definidas de acordo com suas características sinóticas e oceanográficas predominantes (Figura 3.1).

3.2 Dados *in situ*

Os dados *in situ* utilizados para a realização deste trabalho foram coletados durante o cruzeiro FORSA a bordo NPqHo Vital de Oliveira. As medidas foram realizadas desde a partida do navio, na Cidade do Cabo (África do Sul), até Macaé (estado do Rio de Janeiro, Brasil), entre os dias 27 de junho e 14 de julho de 2015. Esta viagem marcou a inauguração do navio que havia sido recentemente comissionado junto à Marinha do Brasil.

O principal objetivo do cruzeiro FORSA foi investigar os vórtices de sub superfície, contendo Água Modal Subtropical do Índico, ao longo do Corredor de Vórtices das Agulhas. Em complemento às medidas oceanográficas em águas superficiais, sub superficiais, intermediárias e profundas, foram realizadas diversas medidas meteorológicas pelo Laboratório de Meteorologia e Oceanografia por Satélites (LAMOS) do INPE, de maneira contínua e discreta durante todo o curso do navio. Essas medidas incluíram o lançamento de radiossondas em localidades específicas, a coleta automática e contínua de dados meteorológicos pela Estação Meteorológica Automática do navio e através de sensores instalados numa torre micrometeorológica na proa do NPqHo Vital de Oliveira. O financiamento do INPE para essa campanha de campo foi obtido junto ao Ministério da Ciência, Tecnologia, Inovações e Comunicações (MCTIC) através do Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes (GOAL), coordenado pela Universidade Federal do Rio Grande (FURG).

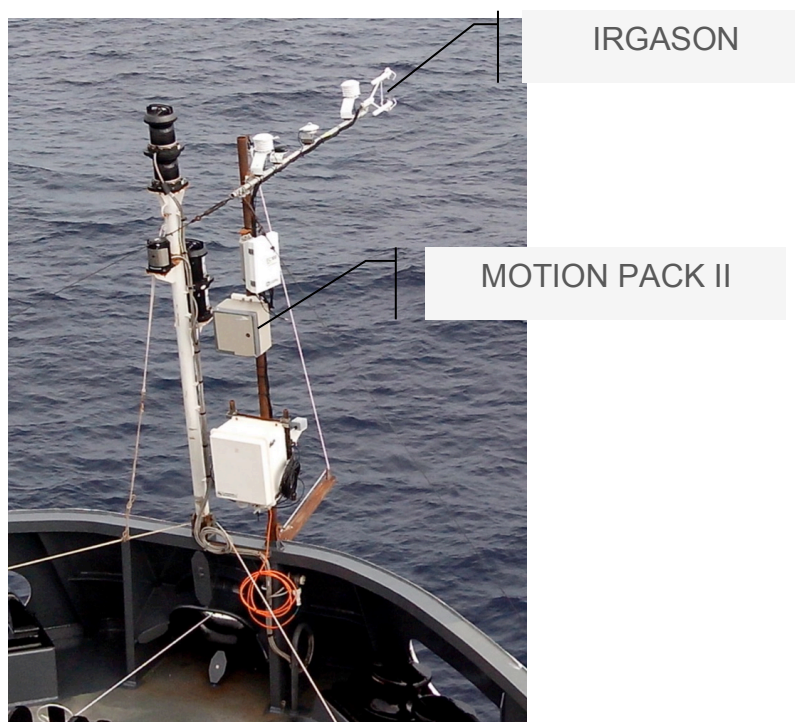
Os materiais e métodos apresentados aqui são referentes somente aqueles utilizados para alcançar os objetivos deste trabalho. Portanto, os dados *in situ* coletados que serão explicitados aqui são aqueles utilizados para determinar

os fluxos de CO₂ pelo método da CV, utilizando os equipamentos instalados na torre micrometeorológica localizada na proa do navio. Para estimar os fluxos de CO₂ pelo método da parametrização *bulk*, foram utilizados os dados coletados pelo sistema de medidas automáticas de pCO₂ instalado no laboratório molhado do NPqHo Vital de Oliveira. Além disso, dados complementares de radiosodagens e perfis de XBTs foram utilizados para o melhor entendimento dos processos atmosféricos sinóticos que ocorreram em períodos específicos durante o a trajetória do navio.

3.2.1 Torre micrometeorológica

Para amostragem em alta frequência das variáveis atmosféricas utilizadas no cálculo dos fluxos de CO₂ por CV, foi fixada uma torre micrometeorológica na proa do navio NPqHo Vital de Oliveira, com uma haste secundária pronunciada à frente, objetivando a diminuição das interferências associadas aos efeitos de arrasto aerodinâmico causados pelas estruturas do navio (Figura 3.2).

Figura 3.2 – Torre micrometeorológica instalada na proa do NPqHo Vital de Oliveira.



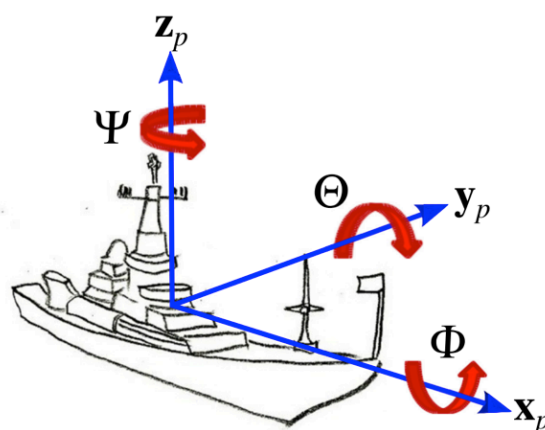
As marcações indicam da posição dos sensores IRGASON e *Motion Pack II*.

Fonte: Adaptado do relatório Projeto FORSA (CMA, 2015).

Na haste principal da torre foi instalado um acelerômetro (*MotionPack II*) a 1,55 m em relação à guarda frontal da proa do navio (Figura 3.2). Esse sensor é usado para determinar as acelerações e as taxas angulares nas direções ortogonais x_p , y_p e z_p do sistema de coordenadas da plataforma, na mesma frequência amostral de 20 Hz em que os dados dos fluxos turbulentos são medidos.

Segundo um experimento realizado no Laboratório de Integração e Testes (LIT) do INPE, Santini (2017) constatou que as direções indicadas no manual do equipamento são diferentes das medidas reais. Desta forma, para este estudo, com base no experimento realizado por Santini (2017) e também utilizado por Hackerott (2017a) no NPo Almirante Maximiano, foi definido que o sistema de coordenadas da plataforma segue a regra da mão direita, bem como o seus ângulos Eulerianos (roll (Φ), pitch (Θ) e yaw (Ψ)), que representam a rotação em torno de cada eixo, onde x_p e Φ apontam para a proa, y_p e Θ , apontam para estibordo e z_p e Ψ apontam para cima (Figura 3.3) (HACKEROTT, 2017a).

Figura 3.3 – Representação do sistema de coordenadas do sensor *Motion Pack II*.



O sistema de coordenadas do navio é descrita por x_p , y_p e z_p , e a dos ângulos Eulerianos por roll (Φ), pitch (Θ) e yaw (Ψ).

Fonte: Hackerott (2017a).

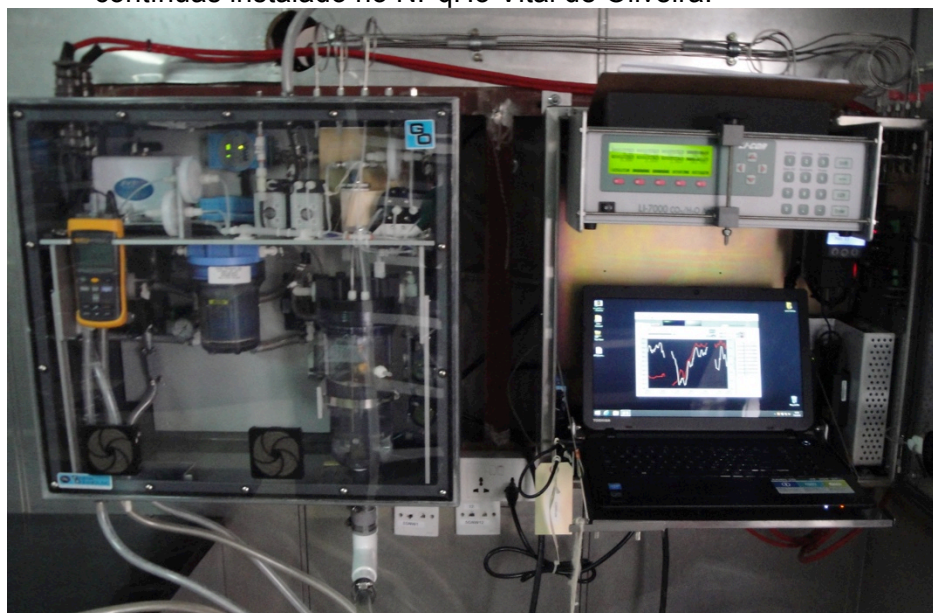
Também foram instalados um GPS (*Global Positioning System*) e uma bússola eletrônica a 2,6 m da guarda frontal da proa do navio, a fim de determinar a posição geográfica e a velocidade do navio. Esses dados foram utilizados nos cálculos de correção de movimento do navio sobre os parâmetros medidos, por se tratar de amostragens em alta frequência, por sensores em uma torre instalada sobre uma plataforma móvel. Essa correção é estritamente necessária, sobretudo para corrigir a componente vertical do vento que é utilizada no cálculo pelo método da CV, conforme descrito por Miller et al. (2008).

Na haste secundária da torre micrometeorológica foi instalado um sensor IRGASON (*Campell Scientific®*), fixado a 2,6 m de altura em relação ao extremo da proa do navio, programado para realizar medidas a 20 Hz (Figura 3.2). Este sensor é composto por um analisador de gás infravermelho de caminho aberto, para determinar as concentrações de vapor d'água e CO₂, concomitante a um anemômetro sônico tri-dimensional, que mede as três componentes vetoriais vento. Além disso, possui um termohigrômetro para medir a temperatura e a umidade do ar. Dados de pressão atmosférica e radiação incidente também foram coletados no mesmo instante e na mesma frequência que as demais medidas do IRGASON e do *Motion Pack II*.

3.2.2 Sistema automático de medição de pCO₂

Além das medidas realizadas pelos sensores na torre micrometeorológica, também foram realizadas medidas de fração molar do CO₂ (xCO₂), na atmosfera e no oceano, através de um sistema automático de medição denominado *Automated Flowing pCO₂ Measuring System* (UW-pCO₂ – *General Oceanics Inc.*, modelo 8050), que está permanentemente montado na altura do convés do NPqHo Vital de Oliveira (Figura 3.4).

Figura 3.4 – Sistema automático de medição de $p\text{CO}_2$ (UW- $p\text{CO}_2$) de medidas contínuas instalado no NPqHo Vital de Oliveira.



Fonte: Relatório Projeto FORSA (CMA, 2015).

O funcionamento do UW- $p\text{CO}_2$ pode ser explicado de forma simplificada pela realização de medidas de $x\text{CO}_2$ do ar e da água do mar em ciclos que duram aproximadamente 3h, da seguinte maneira: primeiro são medidas as concentrações de 3 gases padrão de CO_2 , com concentrações previamente conhecidas (Tabela 3.1) e que fazem a calibração do equipamento. Em seguida, são bombeadas amostras de ar que passam por um analisador de gás não dispersivo (LI-COR 7000), realizando 5 medidas a cada ciclo de 3h. Por fim, uma amostra de água do mar é bombeada para uma câmara equilibradora, onde a concentração de CO_2 contido na água se equilibra com a do gás dentro da câmara (*headspace gas*). Após atingir o equilíbrio na câmara, a $x\text{CO}_2$ é medida no LI-COR 7000, realizando 100 medidas de $x\text{CO}_2$ por ciclo de 3h. Uma explicação detalhada do método de coleta pode ser encontrada em Pierrot et al. (2009).

Na tabela 3.1 estão os valores das concentrações dos três gases padrão e o número de amostragens para cada parâmetro, em cada ciclo de 3h, coletados durante todo o percurso do cruzeiro FORSA.

Tabela 3.1 – Quantidade de amostra medidas, a cada ciclo de 3h, pelo UW-pCO₂: Gases padrão (1, 2 e 3) e suas concentrações molares (mol/mol), fração molar do CO₂ no ar (ATM), fração molar no Equilibrador (EQU) e o filtro.

	Concentração de CO ₂	Medidas
Gás Padrão 1	202.1	1
Gás Padrão 2	403.2	1
Gás Padrão 3	596.5	1
ATM	---	5
EQU	---	100
Filtro	---	1

Fonte: Produzido pelo autor.

3.2.3 Radiossondagens e XBTs

Ao todo, foram realizadas 20 radiossondagens da atmosfera visando especialmente determinar as características físicas da CLAM a partir da análise de perfis verticais de temperatura do ar, umidade, intensidade e direção do vento, pressão atmosférica. Para esse fim utilizou-se o sistema de recepção de dados de radiossondagem DIGICORA.

Além disso, foram realizados 118 lançamentos de XBTs (*Expandable Bathy-Thermographs*), para a construção dos perfis térmicos da coluna d'água e para a determinação da profundidade da camada de mistura oceânica (CMO). A profundidade da CMO foi determinada utilizando o critério em que a diferença de temperatura (ΔT) entre a superfície e a base da CMO deve ser igual a 0,5 °C, seguindo o que foi proposto por Obata et al. (1996), Spall et al. (2000) e Foltz et al. (2003).

3.3 Dados de satélite

Os dados obtidos por satélite foram utilizados a fim de melhor entender as características superficiais de mesoescala do oceano na região de estudo durante a campanha FORSA. Dados de TSM, concentração de clorofila-a e de correntes geostróficas oceânicas foram obtidos de diversos satélites e sensores. A TSM também foi utilizada no cálculo dos coeficientes de

solubilidade e de transferência do CO₂ na interface oceano-atmosfera pelo método *bulk*. Após a aquisição dos dados e posteriores processamentos, foram extraídos os valores referentes a cada período e cada longitude do cruzeiro FORSA, utilizando para isso o programa RStudio®, que é um programa livre, de análise estatística de dados.

3.3.1 TSM

Os valores de TSM foram obtidos do produto *Multi-scale Ultra-high Resolution Sea Surface Temperature* (MUR SST) desenvolvido pelo programa *Making Earth Science Data Records for Use in Research Environments* (MEaSURES) da NASA. Estes dados são gerados a partir da combinação de diferentes sensores orbitais, como MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* - Infravermelho), AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer* - Infravermelho), AMSR2 (*Advanced Microwave Scanning Radiometer* - Micro-ondas), WindSat (Micro-ondas), e outros, com dados *in situ* coletados de bóias e navios. Com isso, esse produto possui uma maior resolução temporal e espacial, com o menor erro possível (JPL MUR MEaSURES Project, 2015). Para este trabalho foram usados os dados de TSM com 1 km de resolução espacial e 1 dia de resolução temporal (<https://mur.jpl.nasa.gov>).

3.3.2 Concentração de clorofila-a

A estimativa de concentração de clorofila-a provém de dados obtidos pelo sensor MODIS, a bordo do satélite Aqua, com nível de processamento 3, resolução espacial de 4 km e resolução temporal de 8 dias (NASA, 2017). A presença de nuvens na região e período do cruzeiro FORSA impossibilitou a utilização do produto MODIS em nível 2, o qual possui melhor resolução temporal (1 dia) e espacial (1 km) que o nível 3 e que, teoricamente, seria mais adequado para o presente estudo (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>).

A maior parte da área de estudo abrange uma região de oceano aberto e, portanto, foram utilizados os dados de concentração de clorofila calculados

pelo algoritmo color index (CI) (HU et al., 2012), ideal para regiões com concentração de clorofila-a abaixo de 0,15 mg/m³.

Para este trabalho os dados de concentração de clorofila-a foram utilizados como indicadores da PPM.

3.3.3 Correntes geostróficas superficiais

Para a construção de mapas com velocidades das correntes geostróficas superficiais foram utilizados dados adquiridos pela Missão Múltipla de Altimetros do Oceano Global (*Global Ocean Multimission Altimeter Satellite*), padronizada pela missão Ocean Surface Topography Mission (OSTM) com satélite Jason 2, com resolução temporal diária e espacial de 25 km. O produto é produzido e distribuído pela Comissão Europeia através do CMEMS (*Copernicus Marine and Environmental Monitoring Service*) (<http://www.marine.copernicus.eu>).

3.4 Dados derivados de reanálises

Desta forma, para complementar algumas análises deste estudo, foram utilizados resultados de reanálise, obtidos a partir da combinação de saídas de modelos, dados de satélite e *in situ* (KALNAY et al., 1996). As base de dados utilizadas foram: (i) ERA-Interim, utilizados na criação dos mapas atmosféricos sinóticos, com baixa resolução espacial (75 km) e (ii) GLORYS para os dados de salinidade superficial, que foram utilizados no cálculo do coeficiente de solubilidade, utilizado no método *bulk*.

3.4.1 Análise dos campos sinóticos atmosféricos e da variabilidade espacial da superfície do mar

A análise das condições sinóticas da atmosfera e da variabilidade espacial da superfície do mar da região de estudo foi feita com dados de pressão atmosférica no nível do mar (PNM), campo de vento e TSM. Os dados de reanálise foram obtidos do Era-Interim, disponibilizado pelo Centro Europeu de Previsão do Tempo ECMWF (*European Center for Medium-Range Weather*

Forecast), com 6h de resolução temporal e resolução espacial de 75 km (DEE et al., 2011) (<http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc/>).

3.4.2 Salinidade superficial

Apesar do NPqHo Vital de Oliveira ter um termosalinógrafo, problemas na aquisição do dados *in situ* tornaram impossível sua utilização nesse trabalho. Desta maneira, os dados de salinidade superficial usados aqui foram derivados da reanálise GLORYS, produzido e disponibilizado pela CMEMS (*Copernicus Marine and Environmental Monitoring Service*) na resolução temporal diária e espacial de 9 km (<http://www.marine.copernicus.eu>).

3.5 Métodos

Como mencionado anteriormente, os fluxos de CO₂ foram calculados de duas maneiras: pelo método direto de CV ou pelo método indireto com as parametrizações *bulk*, descritos a seguir.

3.5.1 Cálculo do fluxo de CO₂ pela Covariância de Vórtices (FCO_{2cv})

O método de CV determina os fluxos turbulentos pela covariância encontrada entre as flutuações da componente vertical do vento e da razão de mistura H₂O_(v)/CO₂, em relação a suas médias, e a média da densidade do ar seco (Equação 3.1).

$$FCO_{2cv} = \overline{\rho_a} \overline{w'c'} \quad (3.1)$$

Onde, FCO_{2cv} é o fluxo de CO₂ por CV em μmol/m²s, as barras correspondem às média e os apóstrofes indicam as variações turbulentas com relação à média. ρ_a é a densidade do ar seco (mmol/m³), w é a componente vertical da velocidade do vento (m/s), c é a razão de mistura (μmol/mol).

O sensor IRGASON mede apenas a densidade molar de CO₂ (ρ_{CO₂}) e H₂O (ρ_{H₂O}) e, a partir dessas medidas, a razão de mistura (c) pode ser inferida, levando em conta a Lei dos Gases Ideais (Equação 3.2).

$$c = (\rho_a / \rho_{CO_2}) M_a / M_{CO_2} \quad (3.2)$$

onde M_a e M_{CO_2} são os pesos moleculares do ar seco e do CO_2 respectivamente.

No entanto para obter-se uma estimativa mais acurada são necessárias algumas correções. Como reportado anteriormente aqui, os sensores de alta frequência usados nesse trabalho estavam instalados em uma plataforma móvel. Nesse caso, é necessário fazer uma correção nos dados de vento antes do processamento dos fluxos, para retirar a influência do movimento do navio sobre essa variável vetorial.

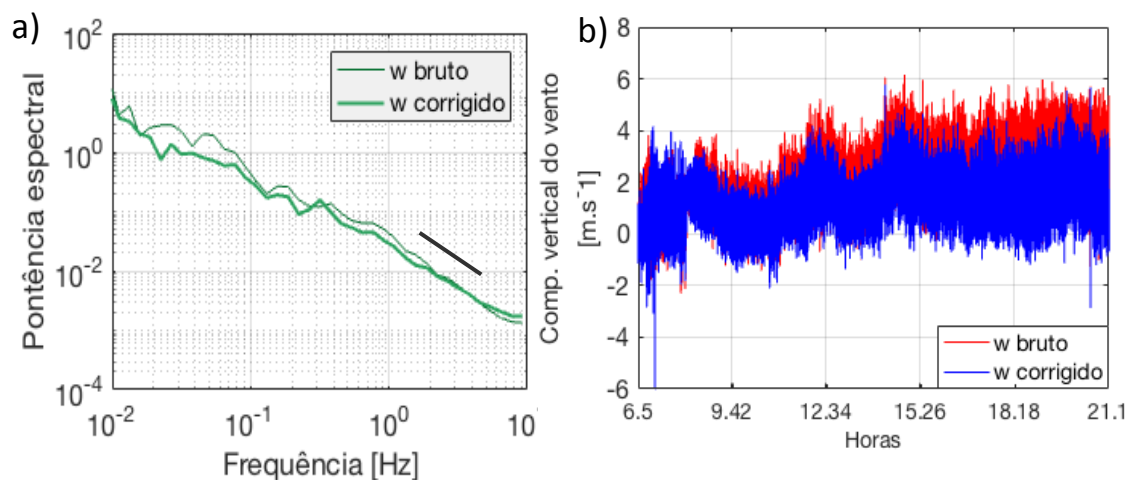
Para isso, foi utilizada a rotina de correção proposta por Miller et al. (2008) que se baseia na equação do movimento descrita por Fujitani et al. (1985) (Equação 3.3). Este é um procedimento que corrige a velocidade do vento nas três componentes (u, v e w), a partir das especificações de calibração dos sensores, utilizando os dados do acelerômetro (*MotionPack II*), da velocidade do navio e de filtragens espectrais, com filtros passa-baixa e passa-alta.

$$\vec{V}_{real} = T_{ae}\vec{V}_{obs} + T_{ae}(\vec{V}_t + \vec{\omega} \times \vec{r}) + \vec{V}_n \quad (3.3)$$

onde \vec{V}_{real} velocidade real do vento, T_{ae} é a matriz de transformação das coordenadas do anemômetro para o sistema de coordenadas da Terra, \vec{V}_{obs} velocidade aparente, \vec{V}_t é a velocidade de translação, $\vec{\omega}$ é a velocidade angular de rotação, \vec{r} é o vetor posição do anemômetro e \vec{V}_n é a velocidade do navio.

Com base na figura 3.5a, para este trabalho, foram selecionadas frequências espectrais, a serem utilizadas nos filtros passa-alta e no “*cut-off*”, em 5s para ambos os filtros, seguindo a teoria de -5/3 de inclinação para o gráfico de espectro da velocidade da componente vertical do vento (w). A figura 3.5b representa um exemplo da diferença entre os dados de w brutos e os dados de w corrigidos, para o dia 27 de julho de 2015 (dia 178 do ano).

Figura 3.5 – Os gráficos representam a componente vertical do vento (w) brutos (medidos) e corrigidos.



Onde (a) é o gráfico de potencia espectral para determinar as frequências do filtro complementar e do *cut-off*, a linha preta indica a inclinação de $-5/3$; e (b) representa a diferença entre os w para o dia 27 de junho de 2015.

Fonte: Produzido pelo autor.

Após a correção do movimento do navio nos valores do vento, os dados de alta frequência em 20 Hz foram inseridos no software EddyPro@v6.2.0 para o cálculo dos fluxos de CO_2 , utilizando o método da CV com uma média de 30 minutos para atingir a escala turbulenta maior. No software, também foram selecionadas a projeção dos eixos do vento em *Double Rotation*, e o ângulo de ataque, ou seja, a abertura máxima da visada do sensor, em 60° , para diminuir a interferência das estruturas do navio e da própria torre nas medidas de velocidade do vento (FOKEN et al., 2005; AUBINET et al., 2012).

Além disso, utilizando o software EddyPro@v6.2.0, foram corrigidas as interferências da umidade, da temperatura do ar e da pressão atmosférica na densidade de CO_2 , denominada de Correção Webb (WPL), desenvolvida por Webb et al. (1980) (Equação 3.4). Essa correção é necessária principalmente para o IRGASON de caminho aberto (MILLER et al., 2010; AUBINET et al., 2012), devido ao fato das condições naturais do ambiente, onde as medidas ocorrem, não obedecerem puramente as teorias da micrometeorologia.

$$FCO_{2CV} = \overline{w'\rho'_{CO_2}} + (1 + \mu\sigma) \frac{\overline{\rho_{CO_2}}}{\bar{T}} \overline{w'T'} + \mu \frac{\overline{\rho_{CO_2}}}{\overline{\rho_a}} \overline{w'\rho'_{H_2O}} + (1 + \mu\sigma) \frac{\overline{\rho_{CO_2}}}{\bar{P}} \overline{w'P'} \quad (3.4)$$

onde μ pode ser descrito por $\mu = M_a/M_{H_2O} - M$ é o peso molecular do ar seco e do vapor d'água, respectivamente –, σ pode ser descrito por $\sigma = \rho_{CO_2}/\rho_a$, T é a temperatura do ar (em K) e P é a pressão atmosférica (em Pa) (WEBB et al., 1980; MILLER et al., 2010).

Após o processamento dos fluxos de CO_2 , foram retirados os *outliers* utilizando o método dos quartis, e realizada uma filtragem com uma média móvel, com uma janela de tamanho 7 (sendo três medidas antes e três medidas depois de cada ponto amostrado). Desta forma, foi possível retirar as interferências de dados espúrios remanescentes e suavizar a frequência de amostragem. Por fim, os foi feita uma interpolação linear para minimizar a falta de dados na série temporal.

3.5.2 Cálculo do fluxo de CO_2 pelo método de parametrizações *bulk* (FCO_{2BK})

Outro método para o cálculo dos fluxos de CO_2 utiliza parametrizações baseadas em coeficientes empíricos e não leva em consideração os fluxos turbulentos (WEISS, 2007). Esse método utiliza a diferença de pCO_2 na interface oceano-atmosfera, o coeficiente de solubilidade do CO_2 e a velocidade de transferência do CO_2 entre os dois sistemas (Equação 3.5).

$$FCO_{2BK} = s.k.\Delta pCO_{2(mar-ar)} \quad (3.5)$$

onde, FCO_{2BK} é o fluxo de CO_2 pelo método bulk em $mmol/m^2h$, s é o coeficiente de solubilidade ($mol/Latm$), que vem a da relação da salinidade e TSM com a entrada de CO_2 na água do mar, descrita por Weiss (1974). k é a velocidade de transferência do CO_2 (cm/h), que é dependente da reação da difusão do gás, representado pelo número de *Schmit* (Sc), e da magnitude do vento, e ΔpCO_2 é diferença de pressão parcial do CO_2 (μatm) na água do mar e no ar.

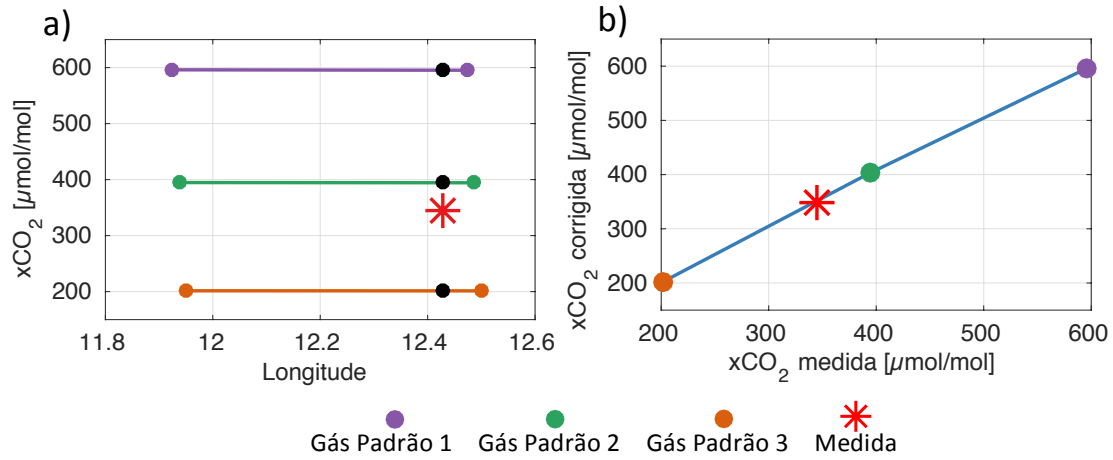
Como o CO₂ não é considerado um gás ideal quando em contato com a água do mar (EMERSON;HEDGES, 2008; SOCAT, 2017), a $\Delta p\text{CO}_2$ é expressa como a variação de fugacidade de CO₂ ($\Delta f\text{CO}_2$ (μatm)) na equação do fluxo (Equação 3.6). Contudo, isso não é consenso entre os autores e, por isso, é possível encontrar estudos de fluxos de CO₂ com ambas as fórmulas.

$$FCO_{2BK} = s.k.\Delta fCO_{2(mar-ar)} \quad (3.6)$$

Os dados coletados pelo UW-pCO₂ foram processados com esse método, em conjunto dos dados de TSM de satélite (MUR SST), dos dados de reanálise de salinidade superficial (GLORYS) e da intensidade do vento do IRGASON (corrigida).

Antes do cálculo dos fluxos de CO₂, Pierro et al. (2009) sugerem que sejam realizadas correções dos dados de xCO₂ medidos no equilibrador (EQU) e diretamente da atmosfera (ATM) em relação às medidas dos gases padrão do equipamento. O método proposto por esses autores se baseia numa interpolação linear dos valores dos gases padrão para obter um valor concomitante aos dados EQU e ATM. Para este trabalho, foi utilizada a longitude como forma de obter esses dados (Figura 3.6a). Após obter os valores interpolados dos gases padrão, eles foram utilizados para a obtenção dos valores corrigidos de xCO₂, a partir da equação da reta (Figura 3.6b).

Figura 3.6 – Exemplificação das correções realizadas nos dados de fração molar (xCO_2) obtidos pelo UW- pCO_2 .



Onde (a) representa a interpolação dos três gases padrão concomitante a media de uma amostra; (b) valores corrigidos da xCO_2 para os dados medidos, com base no valor dos gases padrão.

Fonte: Produzido pelo autor.

Com os dados corrigidos de xCO_2 foi possível determinar a pCO_2 na ATM e EQU, utilizando as equações 3.7 e 3.8 (ZEEBE; WOLF-GLADROW, 2005):

$$pCO_{2ATM} = xCO_{2ATM} \cdot [P_{ATM} - pH_2O_{(v)(ATM)}] \quad (3.7)$$

$$pCO_{2EQU} = xCO_{2EQU} \cdot [P_{EQU} - pH_2O_{(v)(EQU)}] \quad (3.8)$$

onde, P_{ATM} e P_{EQU} são as pressões atmosféricas (atm) na superfície do mar e no equilibrador, respectivamente. $pH_2O_{(v)(ATM)}$ e $pH_2O_{(v)(EQU)}$ são as pressões parciais de vapor d'água (atm), na superfície do mar e no equilibrador, respectivamente (WEISS; PRICE, 1980):

$$pH_2O_{(v)} = \exp(24,4543_67,4509(\frac{100}{T}) - 4,8489 \ln(\frac{T}{100}) - 0,000544S) \quad (3.9)$$

onde, T é considerado a temperatura do ar (T_{ATM} em K) para $pH_2O_{(v)ATM}$, e a temperatura no equilibrador (T_{EQU} em K) para $pH_2O_{(v)EQU}$.

Para determinar a fugacidade CO_2 na atmosfera ($f\text{CO}_{2\text{ATM}}$) e a fugacidade de CO_2 na célula de equilíbrio ($f\text{CO}_{2\text{EQU}}$), os valores de $p\text{CO}_2$ foram corrigidos para o comportamento não ideal do gás (Equação 3.10):

$$f\text{CO}_2 = \frac{p\text{CO}_2 \cdot e^{([B_{\text{CO}_2}(T) + 2(1-x\text{CO}_2)^2 \delta_{\text{CO}_2}(T)] \cdot P_{\text{eq}})}{RT} \quad (3.10)$$

onde, T considerado igual à TSM (K) para o cálculo da $f\text{CO}_{2\text{ATM}}$, e igual à T_{EQU} no cálculo da $f\text{CO}_{2\text{EQU}}$; $R = 82,0575 \text{ cm}^3 \cdot \text{atm}/\text{K} \cdot \text{mol}$; e $B_{\text{CO}_2}(T)$ e $\delta_{\text{CO}_2}(T)$ são os coeficientes viriais do CO_2 (cm^3/mol) (que definem o potencial de interação entre as partículas de um gás não ideal) e podem ser determinados pelas seguintes equações:

$$B_{\text{CO}_2}(T) = -1636,75 + 12,0408T - 0,0327957T^2 + 3,165810 \times 10^{-5}T^3 \quad (3.11)$$

$$\delta_{\text{CO}_2}(T) = 57,7 - 0,118T \quad (3.12)$$

Por fim, o cálculo da fugacidade para água do mar ($f\text{CO}_{2\text{mar}}$) pôde ser definido de acordo com a equação proposta por Takahashi et al. (2009):

$$f\text{CO}_{2\text{mar}} = f\text{CO}_{2\text{EQU}} \cdot e^{[(T_{\text{SM}} - T_{\text{EQU}}) \cdot 0,0423] - 4,35 \times 10^{-5} \cdot (T_{\text{SM}}^2 - T_{\text{EQU}}^2)} \quad (3.13)$$

Além do cálculo da variação de $\Delta f\text{CO}_{2(\text{mar-ar})}$ (μatm), o método *bulk* utiliza também o coeficiente de solubilidade de CO_2 na água do mar (s) e a velocidade de transferência de CO_2 entre os dois meios (k), para compor o coeficiente de transferência do CO_2 .

Weiss (1974) determinou a seguinte equação para o coeficiente de solubilidade:

$$\ln s = A_1 + A_2(100/T) + A_3 \ln(T/100) + S[B_1 + B_2(T/100) + B_3(T/100)^2] \quad (3.14)$$

A T é a TSM em Kelvin, e S é a salinidade. Os valores das constantes A1, A2, A3, B1, B2 e B3, específicas para o CO_2 , em mol/Latm, podem ser encontrados na tabela 3.2.

Tabela 3.2 – Constantes A1, A2, A3, B1, B2 e B3, em mol/Latm, utilizadas no cálculo do coeficiente de solubilidade do CO₂ na água do mar.

Constante	Valor	Constante	Valor
A1	-58,0931	B1	0,027766
A2	90.5069	B2	-0,025888
A3	22,2940	B3	0,0050578

Fonte: Weiss, 1974

Para o cálculo da velocidade de transferência ainda não há um consenso entre os autores. Portanto, nesse trabalho, foram utilizados os métodos propostos pelos seguintes autores: Wanninkhof (1992) – W92, Takahashi et al. (2009) – T09 e Wanninkhof (2014) – W14, descritos pelas seguintes equações:

- W92 $k_{W92} = 0,39U_{10}^2 \cdot (Sc/660)^{-1/2}$ (3.15)

- T09 $k_{T09} = 0,26U_{10}^2 \cdot (Sc/660)^{-1/2}$ (3.16)

- W14 $k_{W14} = 0,25 U_{10}^2 \cdot (Sc/660)^{-1/2}$ (3.17)

onde U_{10} é a velocidade vento (m/s) a 10m. Sc é o número de Schmidt, definido como a razão da viscosidade cinemática da água pelo coeficiente de difusão do gás, e que pode ser determinado utilizando a equação:

$$Sc = A + Bt + Ct^2 - Dt^3 \quad (3.18)$$

Onde t é a TSM em °C. A, B, C, D são as constantes específicas para o CO₂, sendo que seus valores podem ser encontrados na tabela 3.3.

Tabela 3.3 – Constantes A, B, C, D, utilizadas no cálculo do número de Schmidt (Sc).

Constante	Valor
A	2073,1
B	125,62
C	3,6276
D	0,043219

Fonte: Jähner et al., (1987).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados obtidos, de acordo com as metodologias empregadas nesse estudo, foram divididos em dois grandes grupos: (i) a descrição sinótica dos parâmetros oceanográficos e atmosféricos e suas relações com os fluxos de CO₂ entre o oceano e a atmosfera, apresentados de forma geral para toda área de estudo e de forma detalhada para as quatro sub-regiões escolhidas (R1, R2, R3 e R4) e (ii) a comparação entre os métodos da CV e *bulk*, utilizados para calcular os fluxos de CO₂.

4.1 Descrição das condições meteorológicas e oceanográficas e dos fluxos de CO₂

4.1.1 Ao longo do trajeto total do navio

Os principais eventos sinóticos atmosféricos foram determinados a partir dos padrões presentes nos campos de pressão atmosférica ao nível do mar. Observando a área de estudo como um todo, foi observado que a ASAS esteve presente na maioria dos dias, e o valor médio de PNM foi de 1023,07 hPa ($\pm 4,81\sigma$) (Tabela 4.1). Esse resultado corrobora com o descrito por Pezzi e Souza (2009), que afirmam que durante o inverno austral a ASAS se desloca para norte e para oeste, e se torna mais intensa, com valores médios de pressão em cerca de 1023 hPa.

Além disso, foram observados alguns sistemas meteorológicos transientes que acarretaram em eventuais reduções na PNM durante a campanha FORSA. Estes eventos ocorreram no começo da área de estudo, na região próxima à costa da África, e também quando o navio chegou próximo à metade do cruzeiro, na porção oeste Oceano Atlântico Sul. Esses, serão discutidos com mais detalhe na análise de cada uma das regiões em que ocorreram.

As diferenças de PNM foram decisivas na escolha das sub-regiões, principalmente na diferenciação entre a R2, que apresenta o valor máximo de 1032,32 hPa devido à presença persistente da ASAS, e a R3, com o valor

mínimo de 1008,04 hPa (Tabela 3.1) devido à passagem de um sistema transiente de baixa pressão (Figura 4.1f).

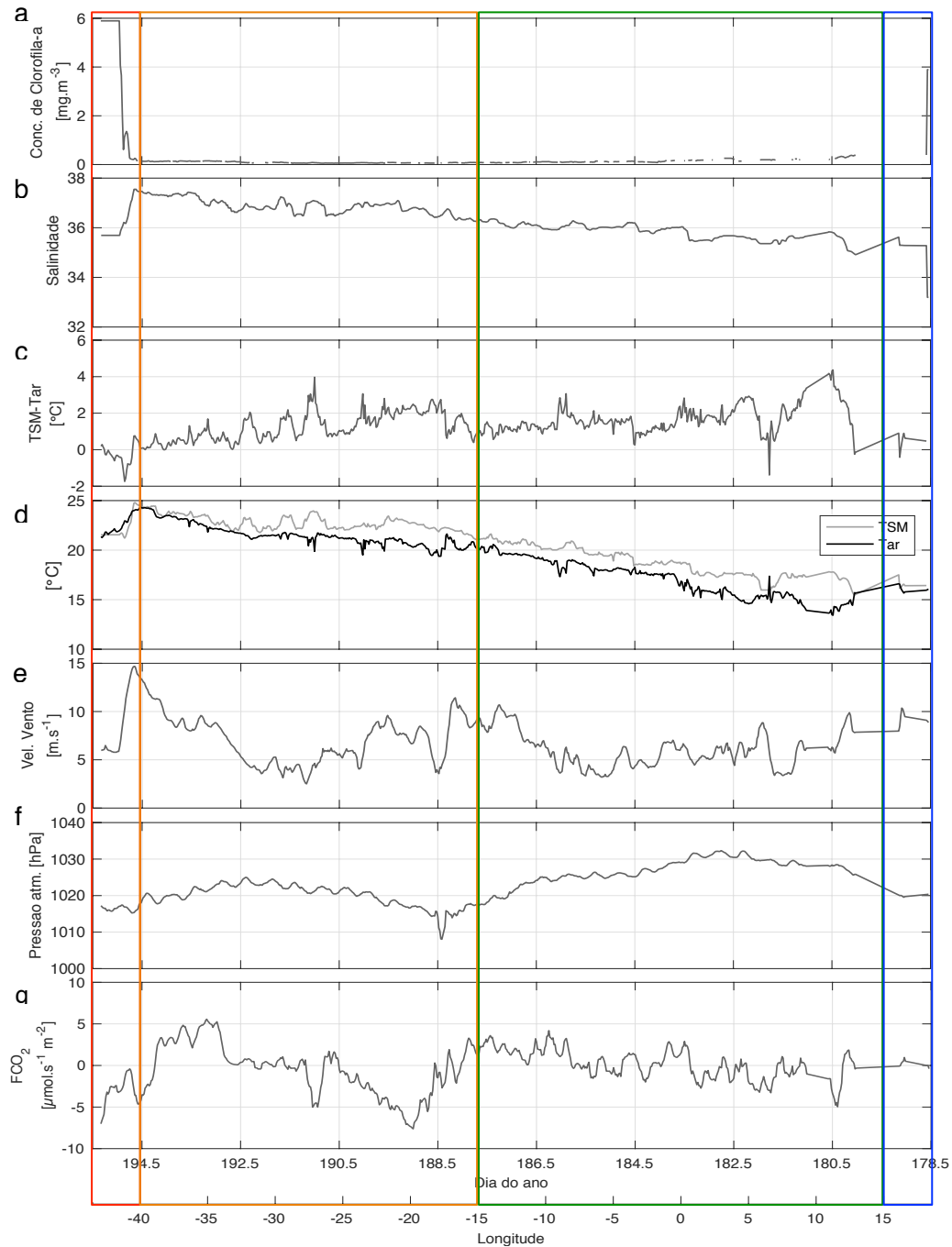
Tabela 4.1 – Médias, desvios padrão, valores mínimos e máximos, dos fluxos de CO₂ (FCO_{2cv}) (μmol/m²s), pressão atmosférica ao nível do mar (PNM) (hPa), intensidade do vento (m/s), temperatura do ar (T_{ar}) (°C), Temperatura da Superfície do Mar (TSM) (°C), parâmetro de estabilidade (TSM-T_{ar}) (°C), salinidade e concentração de clorofila-a (mg/m³), para toda a área de estudo.

	Média	Desv. pad.	Mínimo	Máximo
FCO_{2cv}	-0,29	2,55	-7,62	5,57
PNM	1023,07	4,81	1008,04	1032,32
Int. vento	6,71	2,37	2,51	14,68
T_{ar}	19,40	2,73	13,43	24,32
TSM	20,75	2,34	15,46	24,80
TSM-T_{ar}	1,34	0,87	-1,74	4,37
Salinidade	36,32	0,64	33,20	37,55
Conc. clorofila-a	0,35	1,08	0,05	5,89

Fonte: Produzido pelo autor.

O vento a 10 m apresentou uma intensidade média de 6,71 m/s (\pm 2,37 m/s) (Tabela 4.1) para toda a área, sendo influenciados principalmente pelos intensos gradientes de pressão gerados pela ASAS e pela passagem dos sistemas de baixa pressão que foram observados durante o cruzeiro FORSA. Essas condições coincidem com as regiões onde foram observados as maiores médias de intensidade do vento, na costa da África do Sul e do Brasil.

Figura 4.1 – Gráficos das variáveis oceanográficas, meteorológicas, e dos fluxos de CO_2 , para toda área de estudo.



Para (a) concentração de clorofila-a, (b) salinidade superficial, (c) parâmetro de estabilidade (TSM-Tar), (d) temperatura do ar (T_{ar}) e temperatura da superfície do mar (TSM) (MURSST), (e) intensidade do vento, (f) pressão atmosférica no nível do mar (P_{atm}) e (g) fluxos de CO_2 por Covariância de Vórtices (FCO_2), considerando toda a extensão da área de estudo, entre os dias 27 de junho a 14 de julho de 2015. Os retângulos azul, verde, laranja e vermelho representam as sub-regiões R1, R2, R3 e R4, respectivamente.

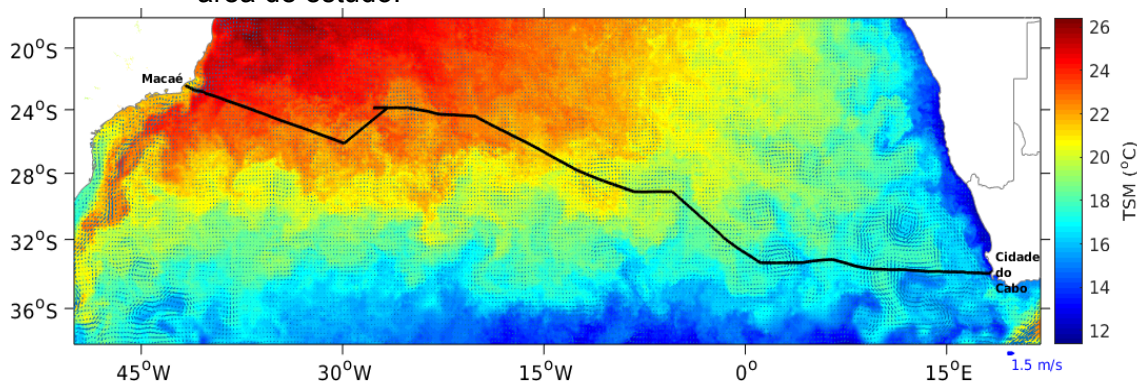
Fonte: Produzido pelo autor.

A TSM, a salinidade superficial e a T_{ar} apresentaram uma tendência de aumento, tomando como referência o sentido da costa da África do Sul para a costa do Brasil (Figuras 4.1b,d e 4.2).

Na figura 4.2 é possível observar que a TSM apresentou os menores valores (15,46 °C) na costa da África do Sul, e os maiores valores (24,8 °C) quando o navio esteve próximo da costa do Brasil (Tabela 4.1). Devido a essa diferença de aproximadamente 10 °C entre os dois extremos da área de estudo, a TSM também foi considerada como uma característica importante na escolha das sub-regiões.

De forma geral, na parte leste da região de estudo ocorre uma mistura de águas devido ao encontro da CAS que transporta águas relativamente mais frias e menos salinas, com as águas da CA que contornam o continente africano, mais quentes e mais salinas, provenientes do Oceano Índico. Além da influência dos vórtices anticiclônicos que se desprendem da retroflexão das Agulhas (Figura 4.2).

Figura 4.2 – Representação média das condições oceanográficas físicas, para toda área de estudo.



Estão representados os valores médios para todo o período do cruzeiro FORSA (de 27 de junho a 14 de julho de 2015), para a TSM (cores), derivados do MURSST e a velocidade geostrófica superficial (setas). A linha preta representa a trajetória do navio.

Fonte: Produzido pelo autor.

A tendência de aumento apresentada pela T_{ar} ao longo do trajeto do navio (Figura 4.1d) é em parte explicada pela posição da ASAS, que contribui com a entrada de ar frio carregado das altas latitudes na região leste e com ar quente vindo dos trópicos na porção oeste da área de estudo. Apesar do período do cruzeiro ser no inverno austral e das temperaturas do ar e da superfície do mar terem se mantido mais próximas, a TSM ainda é mais alta que a T_{ar} na maior parte da região de estudo no oceano aberto.

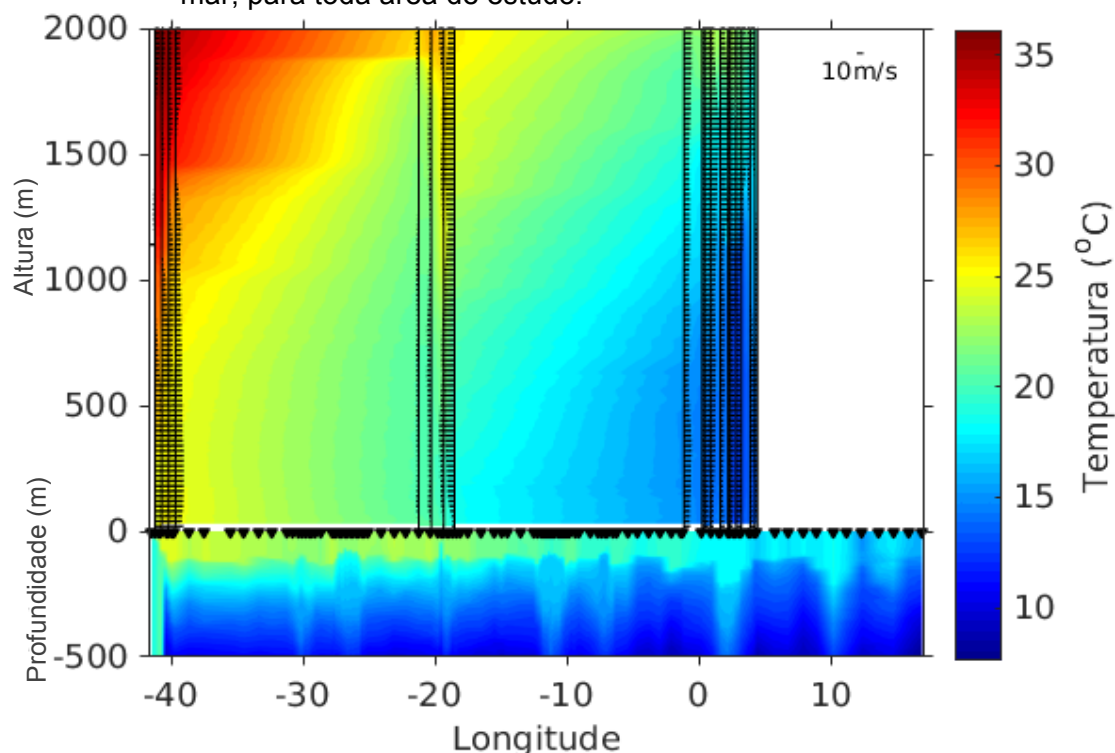
A diferença entre as temperaturas da superfície do mar e do ar ($TSM - T_{ar}$) pode ser entendida como parâmetro de estabilidade da CLAM, conforme sugerido por Pezzi et al. (2005; 2009). Desta forma, foi observada uma CLAM instável ($TSM > T_{ar}$) durante praticamente todo o cruzeiro, exceto em alguns locais isolados e nas regiões costeiras da África do Sul e do Brasil (Figura 4.1c). Essas são regiões de ressurgência costeira que, em geral, mantêm águas mais frias na superfície do mar.

Ao contrário do que se esperava para regiões sob influência de sistemas de alta pressão, como descrito em Stull (1988), a CLAM se manteve espessa para quase toda a região do cruzeiro. Entretanto, Hashizume et al. (2002) mostram que, em regiões em que a TSM é maior que T_{ar} , a CLAM se encontra mais

desenvolvida do que quando a TSM é menor que T_{ar} . Esse comportamento é similar aquele descrito anteriormente para a região da CBM, onde a CLAM é modulada pela advecção térmica gerada pela diferença na temperatura do ar entre as mais altas e as mais baixas latitudes durante a passagem de eventos atmosféricos transientes como, por exemplo, frentes frias.

Segundo Pezzi et al. (2005, 2009,) e Acevedo et al. (2010) sobre a CM, cujas águas superficiais são, em geral, mais frias que o ar, a CLAM é mais estável e menos desenvolvida. Por outro lado sobre a CB, cuja TSM é maior que T_{ar} , a CLAM é mais instável e bem desenvolvida. Desta forma, para esse estudo foi observado que nos locais em que a TSM é maior que T_{ar} ocorreu uma CLAM mais instável e mais desenvolvida, com o topo em aproximadamente 1200 m. Por outro lado, ao largo da costa brasileira, na qual a TSM e T_{ar} estão próximas, a CLAM permanece estável e menos desenvolvida, com seu topo em aproximadamente 300 m. De modo geral, uma representação da CLAM pode ser observada na figura 4.3, sendo apresentados os perfis térmicos dos dois ambientes durante todo o cruzeiro.

Figura 4.3 – Perfis de temperatura potencial virtual do ar e temperatura da água do mar, para toda área de estudo.



Os pontos e as linhas verticais representam os lançamentos de XBT e radiosondas, respectivamente. As linhas horizontais representam a intensidade da componente zonal do vento.

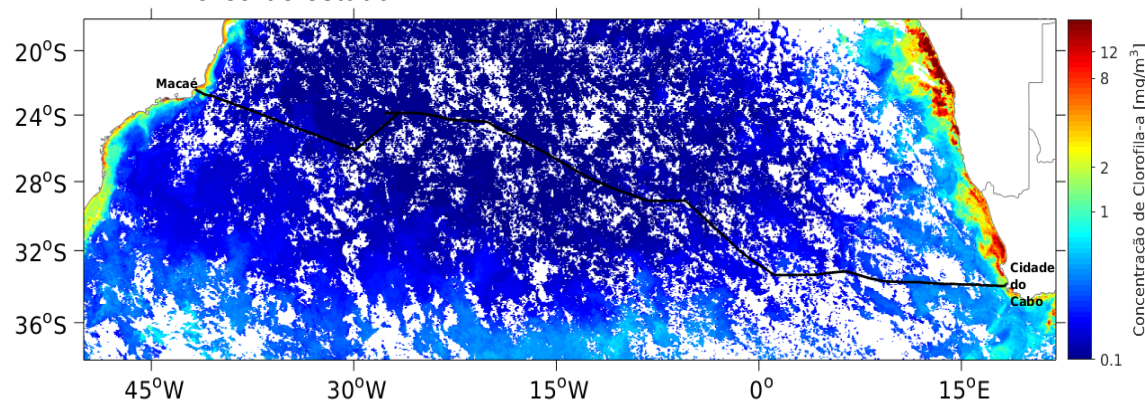
Fonte: Produzido pelo autor.

A CMO apresentou profundidade média de 114,27 m ao longo de toda a área desse estudo, em concordância com o observado por Obata et al. (1996), Spall et al. (2000) e Foltz et al. (2003). As maiores variações dessas profundidades ocorreram devido à presença de alguns vórtices anticiclônicos de mesoescala provenientes da RA, encontrados próximos às longitudes 15°E, 10°E, 2°E, 12°W, 26°W e 30°W e recentemente reportados por Freitas (2018). Esses vórtices, muitas vezes, geram uma região maior de mistura, levando águas quentes até profundidades maiores, e a CMO tende a ser mais rasa nas suas bordas (Figura 4.3).

Os valores de concentração de clorofila-a foram usados como indicadores da PPM para a região de estudo. Conforme o esperado, e com base nos dados do

sensor MODIS-Aqua (Figura 4.4), observou-se que as regiões costeiras apresentaram uma maior produtividade, principalmente devido ao aporte de nutrientes trazidos pelos rios e pelas condições de ressurgência que ocorrem na costas da África do Sul e do Brasil. Por outro lado, as baixas concentrações de clorofila-a no oceano aberto indicam um ambiente oligotrófico. Essa condição é mantida pelas características estáveis da coluna d'água e pela pouca mistura forçada pelo vento (PIONTKOVSKI et al., 2003, BORGES, et al. 2005). Na porção de oceano aberto, que representa a maior parte da área de estudo, a média de concentração de clorofila-a se manteve muito baixa com $0,35 \text{ mg/m}^3 (\pm 1,08 \text{ mg/m}^3)$ (Tabela 4.1). Desta forma, esta também foi uma das características levadas em consideração para a definição das 4 sub-regiões.

Figura 4.4 – Representação das condições médias de concentração de clorofila-a para área de estudo.



As cores representam as concentrações de clorofila-a média das composições de 8 dias (equivalentes ao período de 26 de junho a 19 de julho de 2015), do sensor MODIS-Aqua, utilizadas como indicadores da produtividade primária marinha. A linha preta representa a trajetória do navio.

Fonte: Produzido pelo autor.

De forma geral, os fluxos de CO_2 encontrados variaram conforme as características físicas e biológicas de cada região (Figura 4.1). Uma representação da distribuição dos fluxos pode ser encontrada na Figura A.1. O valor médio encontrado, levando em consideração toda a área de estudo, foi de $-0,29 \text{ } \mu\text{mol/m}^2\text{s} (\pm 2,55 \text{ } \mu\text{mol/m}^2\text{s})$ (Tabela 4.1). A partir disso, pode-se considerar que, durante alguns dias do inverno austral, a região subtropical do

Oceano Atlântico Sul se comporta mais como um sumidouro do que como uma fonte de CO₂ para a atmosfera. Por fim, o resultado médio dos fluxos de CO₂ para toda a área de estudo corrobora os resultados previamente apresentados por Farias et al. (2013). Nas regiões de oceano aberto, quando o oceano agiu muitas vezes como fonte de CO₂ para atmosfera, os resultados apresentados aqui concordam com aqueles descritos por Borges et al. (2005) e com a climatologia global de Takahashi et al. (2009).

Nas figuras 4.1d, 4.1e, 4.1f, 4.1g, é possível observar que o fluxo de CO₂ responde de forma regional às variações da PNM, e de forma local de acordo com a intensidade do vento, além de aparentemente ser modulado pela instabilidade da CLAM (representada pela diferença de TSM e T_{ar}), que tem relação com a capacidade de mistura de CO₂ entre o oceano e a atmosfera. Além disso, a diminuição súbita dos fluxos CO₂ em alguns pontos ao longo do curso do navio pode estar relacionada com a variabilidade de mesoescala encontrada no oceano, e com às variações da concentração de clorofila-a que ocorrem nos ambientes costeiros e de oceano aberto.

Os valores positivos dos fluxos de CO₂ encontrados, além de estarem diretamente relacionados às variáveis oceanográficas e meteorológicas analisadas, podem, eventualmente, ter sido causados pela deposição de sal e outros componentes no analisador de gás de caminho aberto do IRGASON durante o período do estudo. Isso é uma limitação do método de amostragem e não pode ser diretamente corrigida durante a fase de coleta de dados. Podem, também, haver erros relacionados às correções inerentes ao método da CV. Por exemplo, as correções de movimento do navio que, embora estejam cada vez mais precisas, ainda apresentam limitações sobre campanhas de longo termo sob grandes áreas geográficas, onde ocorrem diferentes dinâmicas do vento e, conseqüentemente, do estado do mar.

4.1.2 Região costeira da África do Sul (R1)

A sub-região 1 (R1), é a primeira a ser analisada separadamente da área total e foi selecionada de acordo com as características meteorológicas e oceanográficas da plataforma continental da África do Sul e adjacências. A R1 está compreendida entre as longitudes de 19°E a 15°E, aonde o navio esteve durante os dias 27 e 28 de junho de 2015.

Durante tais dias, foi observada uma situação atmosférica pré-frontal próxima à costa da África do Sul caracterizada pelo acentuado gradiente de PNM entre 1022 a 1016 hPa (Figura 4.5). Devido a isso, foram encontrados valores médios de pressão de 1020 hPa e ventos intensos com média de 9,44 m/s (\pm 0,64 m/s) (Tabela 4.2), gerando uma situação de instabilidade na região. No dia 28 de junho, o evento se intensificou com fortes rajadas de vento e chuva. Por estes motivos, a coordenação científica da campanha FORSA decidiu retirar a torre micrometeorológica da proa do navio a fim evitar qualquer dano e/ou perda dos equipamentos. Isso gerou uma lacuna de dados da manhã do dia 28 até o início do dia 29 de junho 2015.

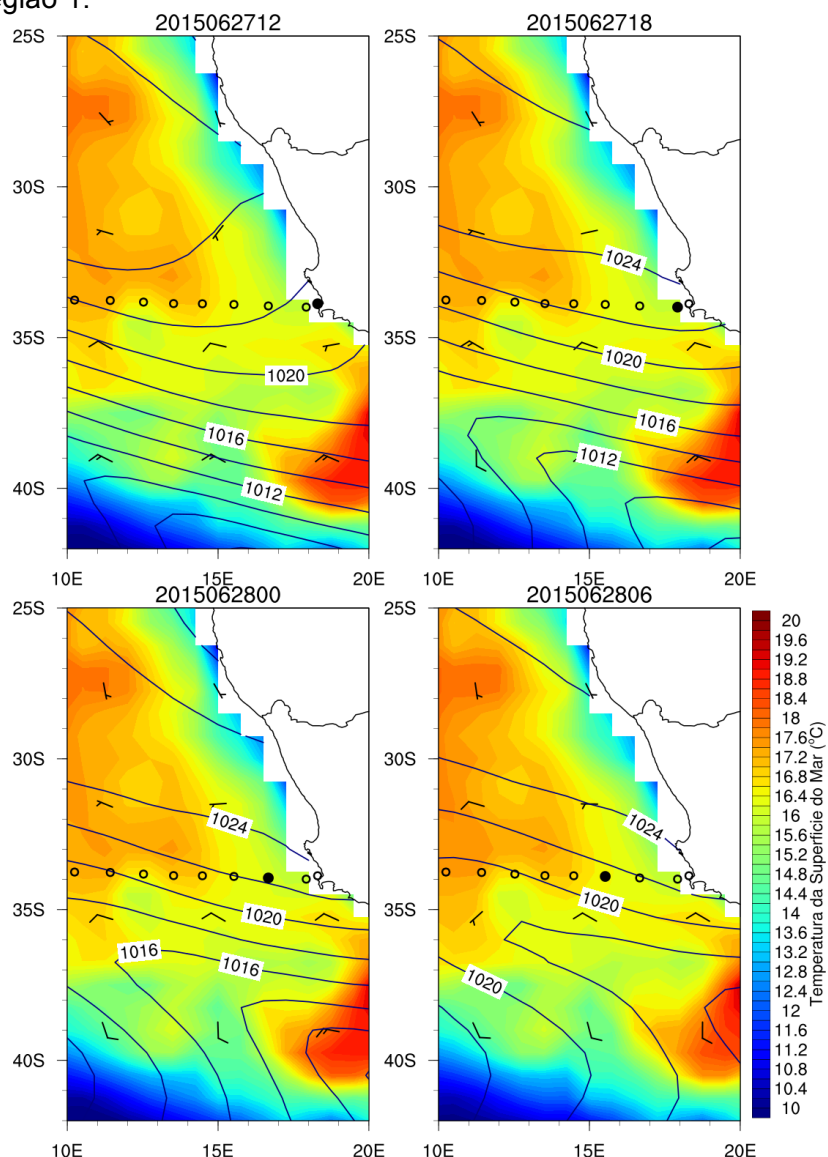
Tabela 4.2. Médias, desvios padrão, valores mínimos e máximos, dos fluxos de CO₂ (FCO_{2CV}) ($\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$), pressão atmosférica ao nível do mar (PNM) (hPa), intensidade do vento (m/s), temperatura do ar (T_{ar}) (°C), Temperatura da Superfície do Mar (TSM) (°C), parâmetro de estabilidade (TSM-T_{ar}) (°C), salinidade e concentração de clorofila-a (mg/m³), para a sub-região 1.

	Média	Desv. pad.	Mínimo	Máximo
FCO_{2CV}	0,24	0,4	-0,39	0,96
PNM	1020	0,3	1019,54	1020,38
Int. vento	9,44	0,64	8,47	10,36
T_{ar}	16	0,26	15,67	16,55
TSM	16,37	0,15	16,14	16,56
TSM-T_{ar}	0,38	0,45	-0,42	0,9
Salinidade	34,82	0,92	33,2	35,29
Conc. Clorofila-a	2,73	2,02	0,39	3,89

Fonte: Produzido pelo autor.

As médias de T_{ar} , TSM e salinidade superficial foram as mais baixas dentre as 4 sub-regiões, com valores médios de $16\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($\pm 0,26\text{ }^{\circ}\text{C}$) e $16,37\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($\pm 0,15\text{ }^{\circ}\text{C}$) e $34,82$ ($\pm 0,92$) (Tabela 4.2), respectivamente. Os baixos valores de T_{ar} podem ser explicados pela presença do evento transiente de baixa pressão vindo de sul, que carrega ar frio das altas latitudes (Figura 4.5).

Figura 4.5 – Cartas sinóticas da PNM e vento ao nível do mar sobrepostas à TSM, para sub-região 1.

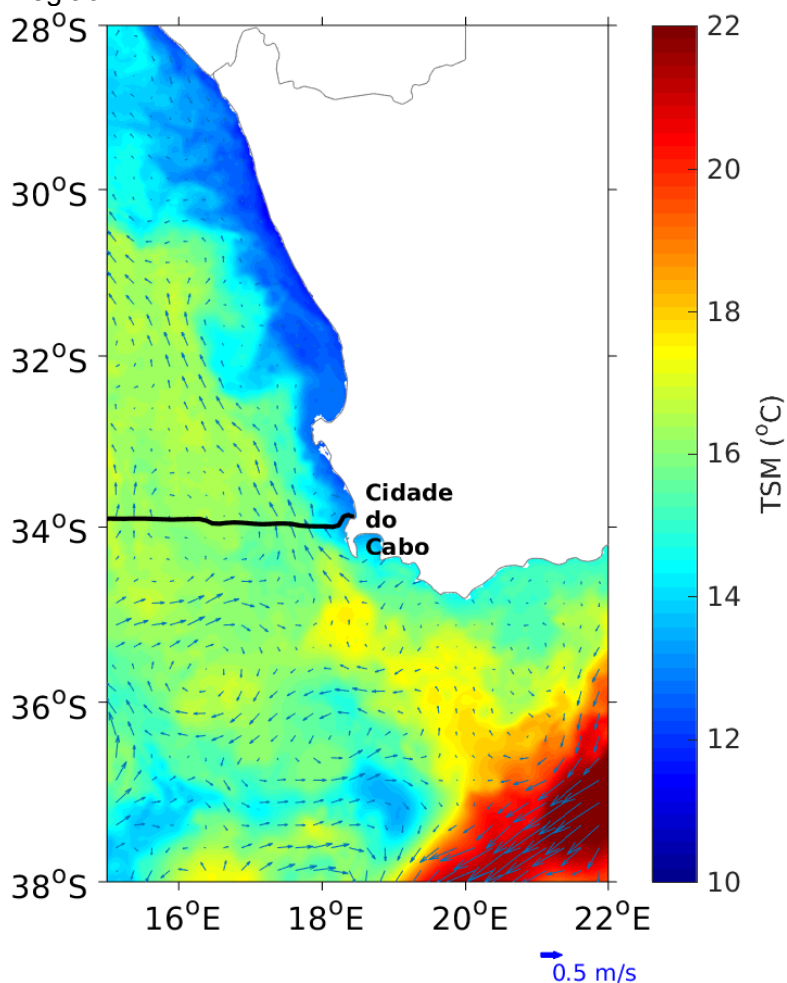


Com as condições médias da pressão atmosférica ao nível do mar (PNM) (linhas), TSM (escala de cores) e velocidade do vento a 10 m de altura, derivados da reanálise ERA-Interim. O ponto preto representa a posição do navio e os círculos a trajetória do navio, ambos a cada 6h.

Fonte: Produzido pelo autor.

Embora nos dias de cruzeiro a direção do vento não foi paralela à costa, é sabido que a região costeira a oeste da África do Sul integra a região da ressurgência de Benguela, que trazem para a superfície do mar as águas mais frias, menos salinas e ricas em nutrientes características da ACAS, da ARM e da AIA (Figura 4.6). Além disso, na figura 4.6 é possível observar que esta é uma região de encontro entre a CAS (com águas frias e pouco salinas) com uma pequena porção da CA (com águas mais quentes e mais salinas) que eventualmente conseguem atravessar a ponta da África do Sul em direção ao Oceano Atlântico Sul. Devido aos gradientes decorrentes dessa mistura de águas, podem ser observados vórtices ciclônicos e anti-ciclônicos. Durante os dias em que o navio esteve em R1, a presença de um vórtice ciclônico frio fez com que a TSM fosse menor que a T_{ar} , dessa forma a CLAM passou de uma camada instável para uma camada estável quando o navio estava quase no final da R1 (Figura 4.6). Por falta de dados de radiossondagem nessa região, não foi possível explorar melhor as condições presentes na CLAM, além de sua estabilidade.

Figura 4.6 – Representação das condições oceanográficas físicas médias, para a sub-região 1.



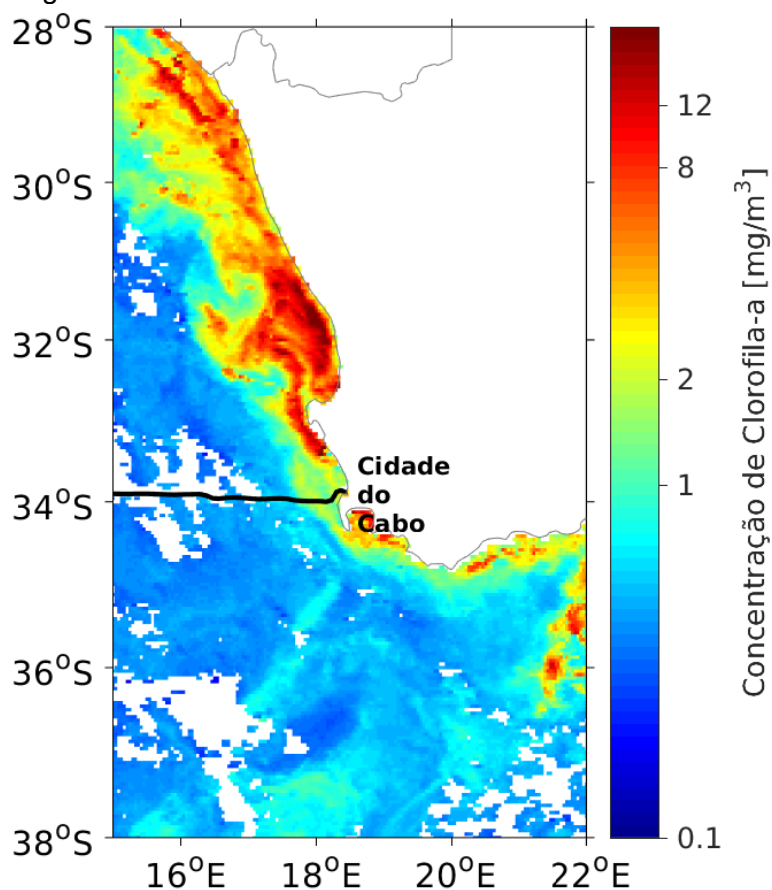
Estão representados os valores médios, entre os dias 27 e 28 de junho de 2015, de TSM (cores), derivada do MUR SST, e da velocidade geostrófica superficial (setas). A linha preta representa a trajetória do navio.

Fonte: Produzido pelo autor.

A R1 foi considerada uma das regiões mais produtivas, com valor médio de concentração de clorofila de $2,73 \text{ mg/m}^3$ ($\pm 2,02 \text{ mg/m}^3$). Isso possivelmente se deve à condição mistura causada pelo encontro entre as duas correntes marinhas superficiais, CAS e CA, que auxiliam no aumento da mistura entre as massas d'água, com maior disponibilidade de nutrientes para as comunidades planctônicas, mesmo sob condições de fraca ressurgência. Além disso, sua proximidade com a costa favorece o aporte de nutrientes que incrementam a

PPM (Figura 4.7), corroborando com as observações de Piontkovski et al. (2003) e Borges et al. (2005).

Figura 4.7 – Representação das concentrações de clorofila-a médias, para a sub-região 1.



As concentrações clorofila-a para a média de 8 dias (entre 26 de junho e 03 de julho de 2015) (cores), do sensor MODIS-Aqua. A linha preta representa a trajetória do navio.

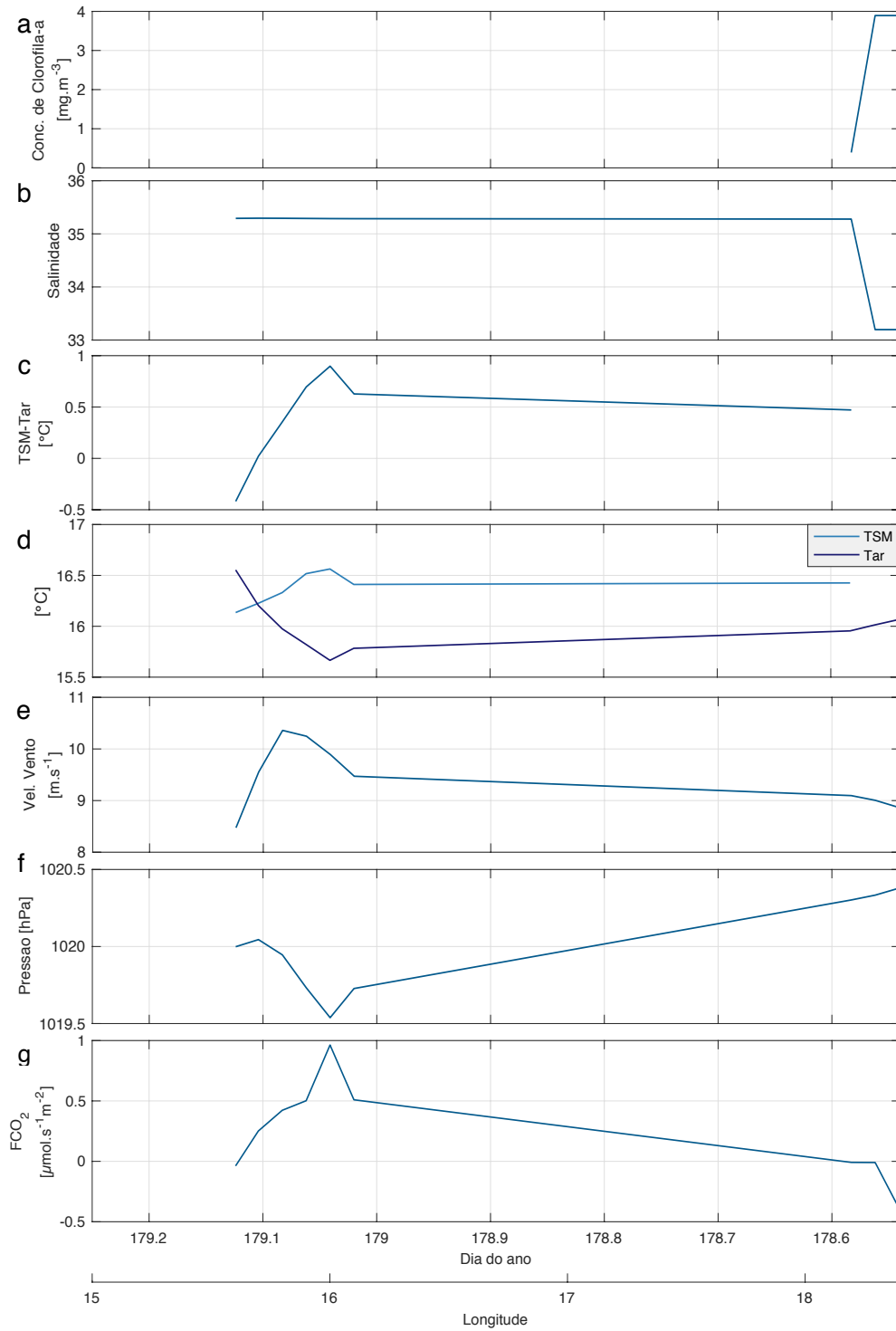
Fonte: Produzido pelo autor.

O valor médio dos fluxos de CO₂ encontrados em R1 foram 0,24 $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ ($\pm 0,4 \mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$) (Tabela 4.2). Portanto, durante o período de amostragem, a R1 pode ser considerada como uma região fonte de CO₂ para atmosfera, com valores de fluxo CO₂ predominantemente positivos (Figura 4.8g). Uma representação da distribuição dos fluxos pode ser encontrada na Figura A.2.

Esse comportamento vai no sentido contrário do que se esperava teoricamente para região devido as condições ideais encontradas em R1 no período de amostragem para a solubilidade do CO₂ na água do mar, como a baixa TSM e salinidade superficial e a alta PPM (Figuras 4.8a, 4.8b, 4.8d, 4.8g). Segundo Roy-Barman e Jeandel (2016), esse comportamento pode ser explicado pela ocorrência de massas d'água profundas, ricas em carbono, que afloram na região devido à ressurgência, deixando o ambiente saturado. Além disso, Borges et al. (2005) e Zeebe e Wolf-Gladrow (2003), atribuem essa condição à grande quantidade de nutrientes disponíveis em regiões de alto índice de ressurgência, favorecendo o aumento da PPM que, por sua vez, agrava a situação de ambiente saturado em CO₂ na água do mar.

Outro parâmetro que, aparentemente, pode estar influenciando os valores do fluxo de CO₂ é a pressão atmosférica. A PNM apresenta uma condição quase inversamente proporcional aos fluxos de CO₂, com isso é possível observar que onde ocorre uma queda de PNM, há um aumento dos valores dos fluxos de CO₂, que se tornam mais positivos. Essa relação da PNM com os fluxos de CO₂ indica uma diminuição da concentração de CO₂ atmosférico próximo a superfície e como consequência ocorre uma tendência de transferência do CO₂ do oceano para atmosfera (Figuras 4.8f e 4.8g).

Figura 4.8 – Gráfico das variáveis oceanográficas, meteorológicas, e dos fluxos de CO₂, para a sub-região 1.



Para (a) concentração de clorofila-a, (b) salinidade, (c) parâmetro de estabilidade (TSM-T_{ar}), (d) temperatura do ar (T_{ar}) e temperatura da superfície do mar (TSM), (e) intensidade do vento, (f) pressão atmosférica (P_{atm}) e (g) fluxos de CO₂ por Covariância de Vórtices (FCO₂).

Fonte: Produzido pelo autor.

4.1.3 Região leste do oceano aberto (R2)

A sub-região 2 (R2), compreende a porção leste do oceano aberto subtropical do Oceano Atlântico Sul. A R2 foi determinada principalmente pela presença bem marcada da ASAS durante todo o percurso do navio, e compreende a região entre as longitudes de 15°E a 15°W, aonde o navio esteve entre os dias 28 de junho e 06 de julho de 2015.

A R2 apresentou a maior média de PNM, com cerca de 1026,97 hPa ($\pm 3,28$ hPa) (Tabela 4.3). Isso se deve ao fato da ASAS ter permanecido bem marcada durante quase todos os dias, principalmente, nos dias 2 e 3 de julho de 2015 quando o navio passou bem próximo do seu centro (Figura 4.9). Como consequência, o valor médio da velocidade do vento foi o mais baixo entre todas as sub-regiões no período desse estudo, com 5,95 m/s ($\pm 1,77$ m/s) (Tabela 4.3).

Tabela 4.3. Médias, desvios padrão, valores mínimos e máximos, dos fluxos de CO₂ (FCO_{2cv}) ($\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$), pressão atmosférica ao nível do mar (PNM) (hPa), intensidade do vento (m/s), temperatura do ar (T_{ar}) (°C), Temperatura da Superfície do Mar (TSM) (°C), parâmetro de estabilidade (TSM-T_{ar}) (°C), salinidade e concentração de clorofila-a (mg/m^3), para a sub-região 2.

	Média	Desv. pad.	Mínimo	Máximo
FCO_{2cv}	0,1	1,72	-4,97	4,19
PNM	1026,97	3,28	1018,27	1032,32
Int. vento	5,95	1,77	3,2	10,69
T_{ar}	17,05	1,8	13,43	20,58
TSM	18,71	1,48	15,46	21,62
TSM-T_{ar}	1,66	0,75	-1,39	4,37
Salinidade	35,82	0,3	34,91	36,36
Conc. clorofila-a	0,15	0,07	0,07	0,38

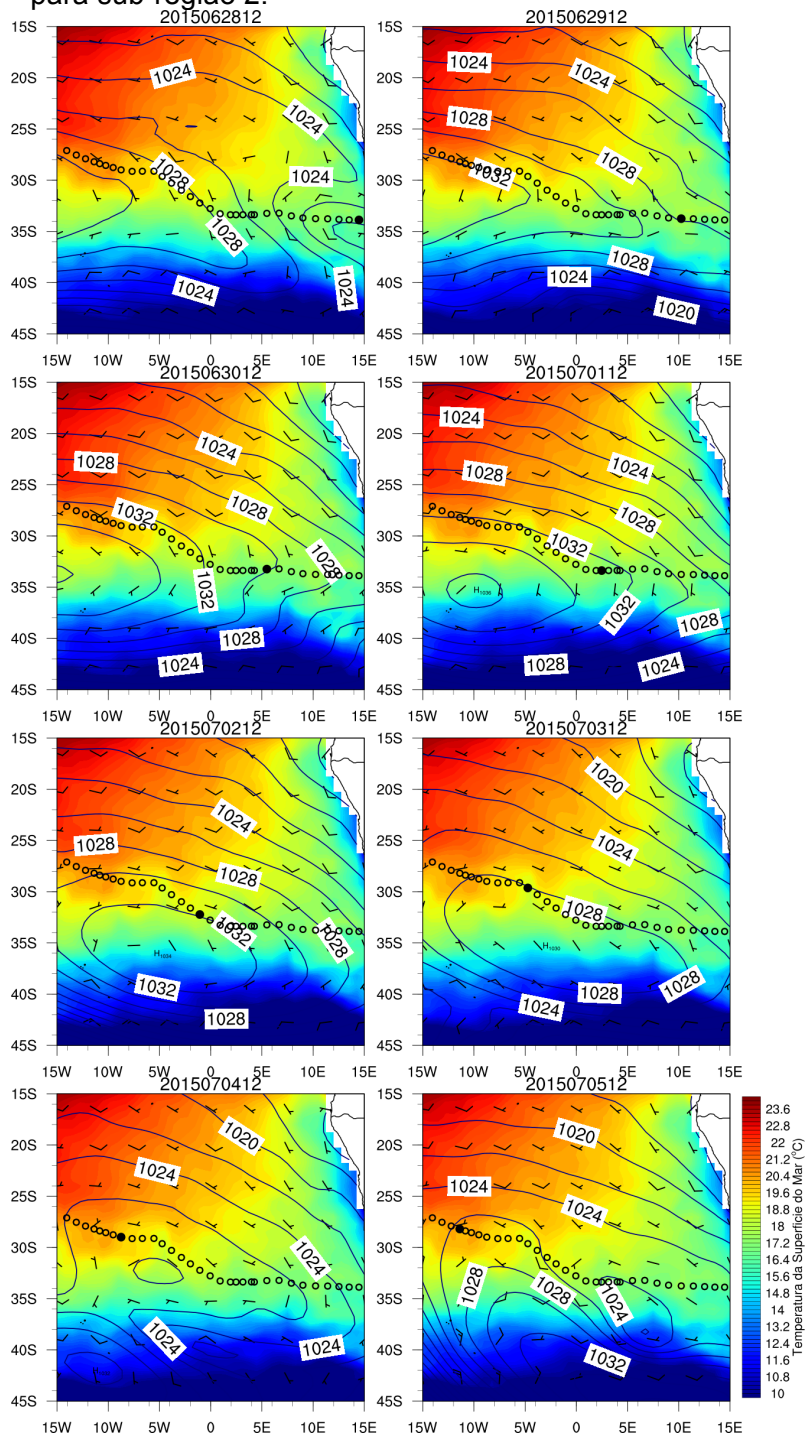
Fonte: Produzido pelo autor.

Ao longo da R2, a TSM apresentou uma grande variação, com valores mínimos de 15,46 °C e máximos de 21,62 °C (Tabela 4.3). Na figura 4.10 é possível observar que, na medida em que o navio se afastava da costa da África do Sul, a R2 deixava de ser influenciada pelo encontro das águas da CAS, da CA e da

RA, e passou a apresentar as características esperadas para a região subtropical do Oceano Atlântico Sul segundo Stramma e England (1999).

O mesmo pode ser observado na salinidade, apresentando a mesma tendência de aumento da TSM. Esse comportamento pode estar relacionado ao aquecimento da água de superfície associada aos baixos ventos e diminuição da precipitação no inverno, conforme reportado por Farias et al. (2013). A T_{ar} também apresentou uma tendência de aumento, conforme o navio seguiu em direção ao centro da ASAS (Figura 4.9). A média da T_{ar} foi de $17,05\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($\pm 1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$) (Tabela 4.3).

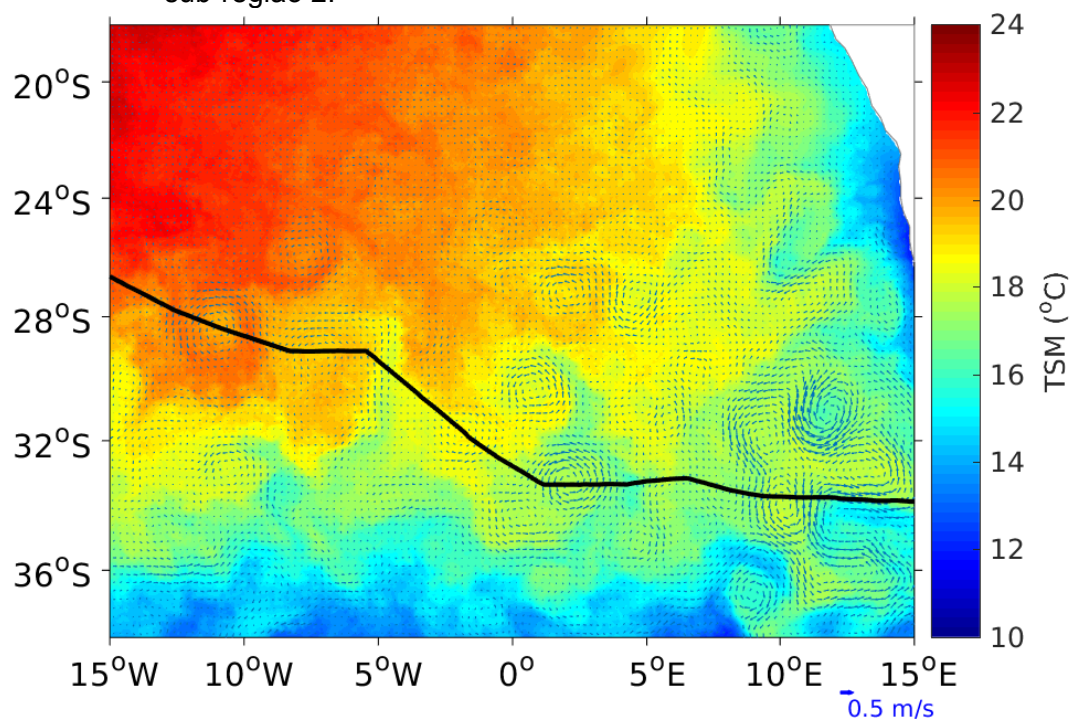
Figura 4.9 – Cartas sinóticas da PNM e vento ao nível do mar sobrepostas à TSM, para sub-região 2.



Com as condições médias da pressão atmosférica ao nível do mar (PNM) (linhas), TSM (escala de cores) e velocidade do vento a 10 m de altura, derivados da reanálise ERA-Interim. Os pontos pretos representam a posição do navio as 12h de cada dia, os círculos pretos a trajetória do navio a cada 6h.

Fonte: Produzido pelo autor.

Figura 4.10 – Representação das condições oceanográficas físicas médias, para a sub-região 2.



Estão representados os valores médios, entre os dias 28 de junho e 06 de julho de 2015, de TSM (cores), derivada do MUR SST, e da velocidade geostrófica superficial (setas). A linha preta representa a trajetória do navio.

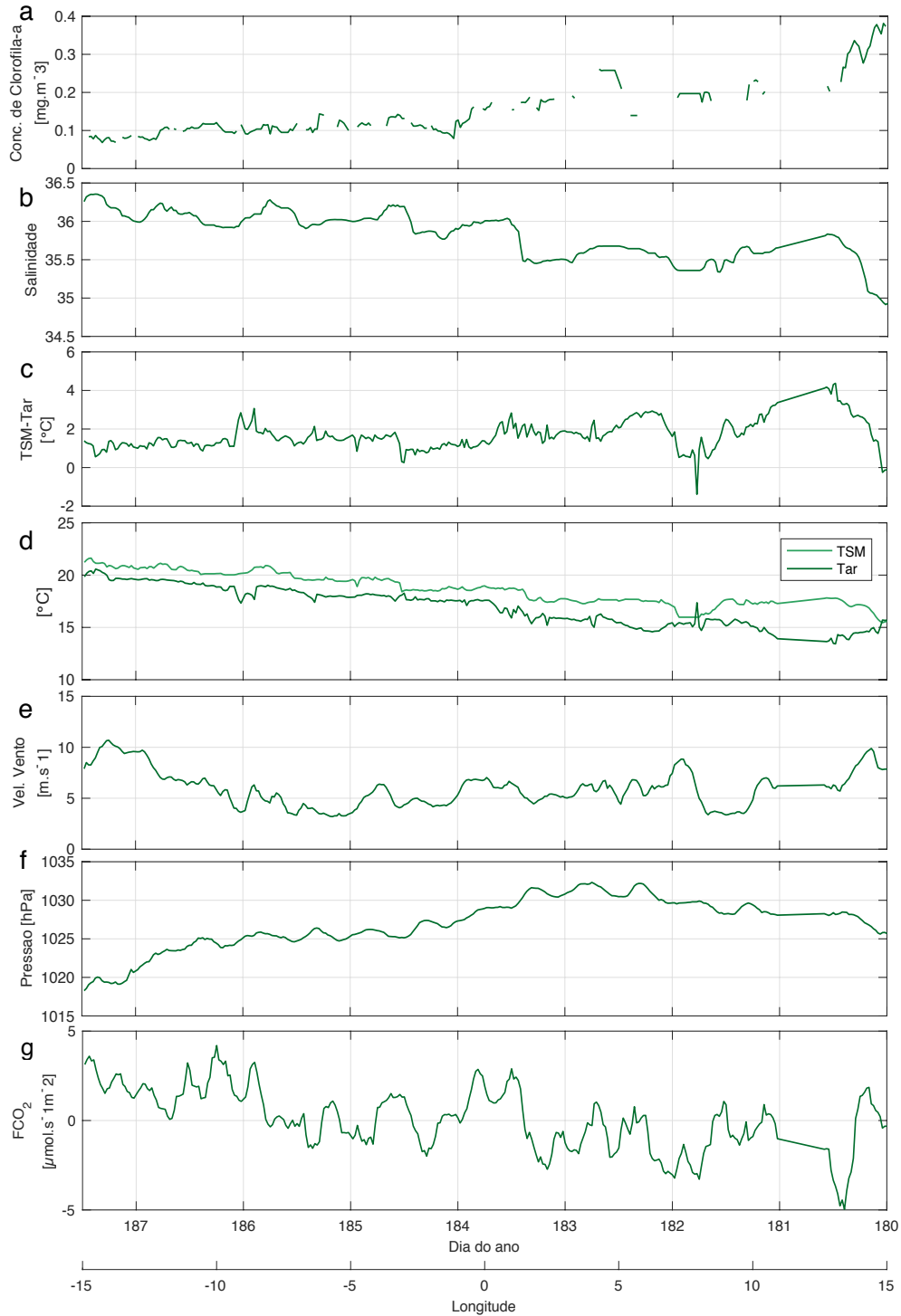
Fonte: Produzido pelo autor.

Desta forma, pela diferença $TSM - T_{ar}$, é possível observar na figura 4.11c que a CLAM apresentou maior instabilidade no início da R2 entre 15°E e 10°E, aproximadamente, e uma segunda zona de grande instabilidade entre 7°E e 4°E, aproximadamente. Nessa última, de acordo com os perfis de radiossondas, a CLAM alcançou 1200 m.

Nas demais regiões, a TSM e T_{ar} mantiveram uma diferença quase constante, com uma CLAM moderadamente instável por todo o resto da R2 (Figura 4.11c). Acredita-se que, além de ser influenciada pela diferença das temperaturas do ar e da superfície do mar, o comportamento da CLAM variou em função da presença da ASAS, que contribuiu para que esta fosse mais estável durante a passagem do navio pela R2.

Na figura 4.12, é possível notar a influência de vórtices na CMO em varias partes da R2. Durante a passagem do navio sob a borda de um vórtice frio, em aproximadamente 13°E (Figura 4.10), ocorreu uma redução da espessura da CMO (Figura 4.12) e uma redução abrupta dos fluxos de CO₂ (Figuras 4.11d e 4.11g). Da mesma forma, um aumento dos valores dos fluxos de CO₂ entre o oceano e a atmosfera podem estar relacionados à presença um vórtice de mesoescala quente, provavelmente proveniente da RA na longitude de aproximadamente 12°W (FREITAS, 2018). Nessa localidade a CMO chegou a 224 m de profundidade diminuindo, assim a solubilidade do gás na água, apesar de ser uma região de CLAM instável (Figura 4.11).

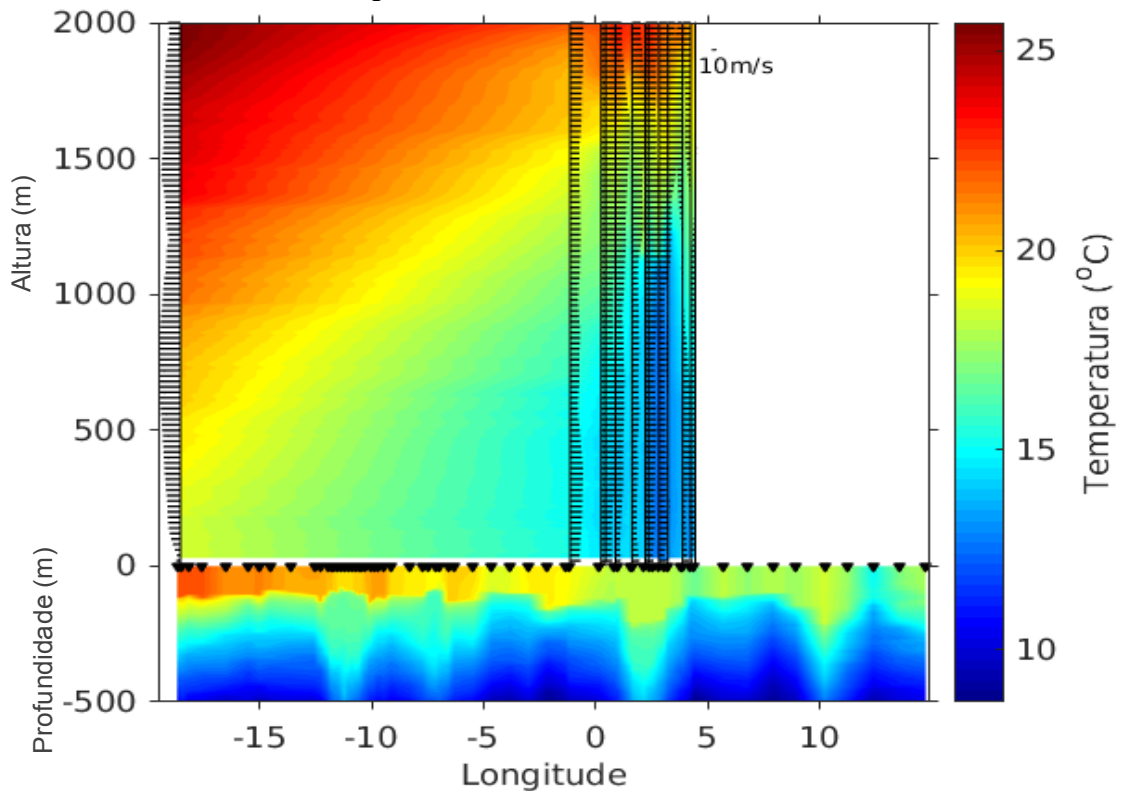
Figura 4.11 – Gráfico das variáveis oceanográficas, meteorológicas, e dos fluxos de CO_2 , para a sub-região 2.



Para (a) concentração de clorofila-a, (b) salinidade, (c) parâmetro de estabilidade (TSM-Tar), (d) temperatura do ar (Tar) e temperatura da superfície do mar (TSM), (e) intensidade do vento, (f) pressão atmosférica (Patm) e (g) fluxos de CO_2 por Covariância de Vórtices (FCO_2).

Fonte: Produzido pelo autor.

Figura 4.12 – Perfis de temperatura potencial virtual do ar e temperatura da água do mar, na sub-região 2.

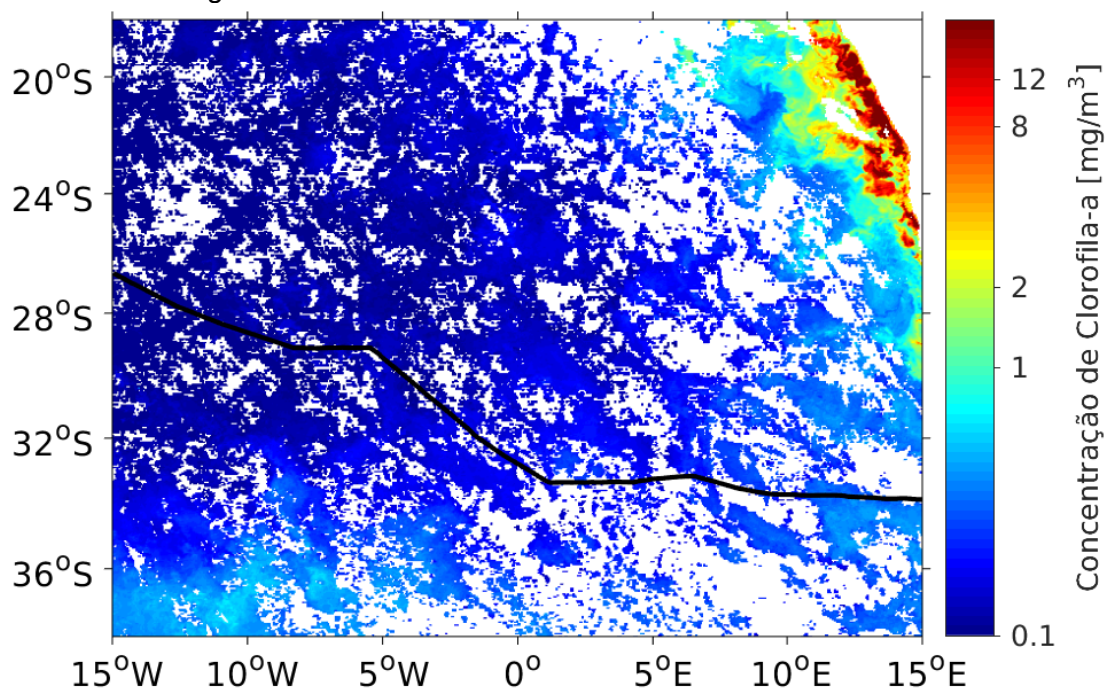


Os pontos e as linhas verticais representam os lançamentos de XBT e radiossondas, respectivamente. As linhas horizontais representam a intensidade da componente zonal do vento.

Fonte: Produzido pelo autor.

A R2 apresentou um decaimento dos valores de concentração de clorofila-a (Figuras 4.11a, 4.13). Isso ocorreu principalmente devido ao distanciamento do navio da região rica em nutrientes, na costa sul africana, em direção ao oceano aberto (Figura 4.13). O valor máximo de concentração de clorofila-a foi de 0,38 mg/m^3 e o mínimo foi de 0,07 mg/m^3 (Tabela 4.3). Com isso, o efeito biológico apresentou menos influência sobre os fluxos de CO_2 na R2.

Figura 4.13 – Representação das concentrações de clorofila-a médias, para a sub-região 2.



As concentrações clorofila-a para a média de 8 dias (entre 26 de junho e 11 de julho de 2015) (cores), do sensor MODIS-Aqua. A linha preta representa a trajetória do navio.

Fonte: Produzido pelo autor.

Os fluxos de CO₂ apresentaram um comportamento bem heterogêneo durante o percurso do navio nesta região. Uma representação da distribuição dos fluxos pode ser encontrada na Figura A.3. Os valores de fluxos de CO₂ variaram de -4,97 a 4,19 $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$ (Tabela 4.3) sendo regidos principalmente pelas variações dos parâmetros físicos na atmosfera e oceano (Figuras 4.11c, 4.11d, 4.11f e 4.11g). Assim, a leste da R2 foram observados os menores valores de fluxos de CO₂, coincidindo com os valores mais altos de PNM e uma CLAM mais instável. Com a diminuição da PNM e a aproximação dos valores de TSM e T_{ar}, ocorreu uma predominância de valores positivos dos fluxos de CO₂.

Portanto, não é possível afirmar que apenas um comportamento rege os fluxos de CO₂ em R2, mas sim que esta age mais como sumidouro de CO₂ na parte leste e como fonte de CO₂ na parte oeste, de acordo com as condições

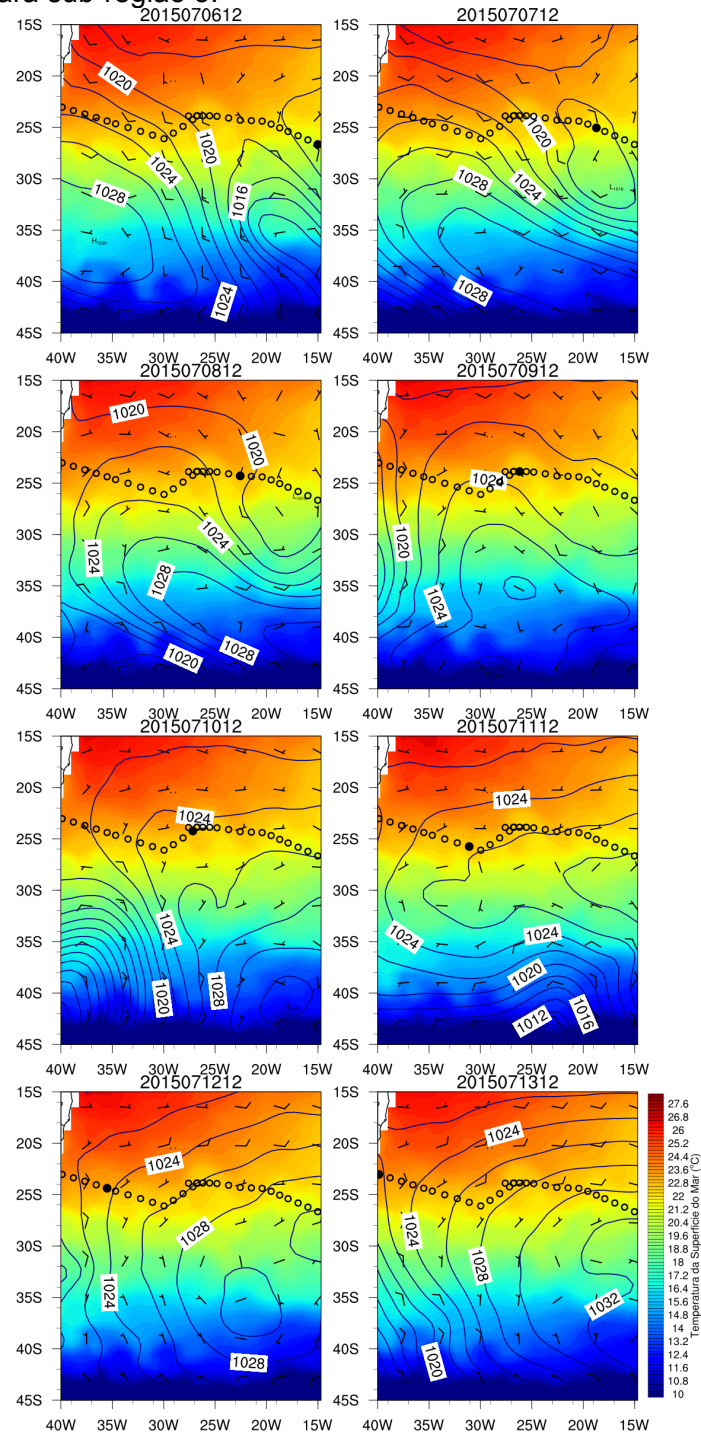
meteorológicas e oceanográficas encontradas ao longo da trajetória do NPqHo Vital de Oliveira pela região.

4.1.4 Região oeste do oceano aberto (R3)

A sub-região 3 (R3), na porção oeste do Oceano Atlântico Sul Subtropical, se diferencia da R2 pelos valores de baixa pressão atmosférica nos primeiros dias, causados pela passagem de um evento de baixa pressão. Além disso, a R3 representa melhor as condições oceanográficas esperadas para a região subtropical do Oceano Atlântico Sul, no centro do GSAS. Essa região está compreendida entre as longitudes de 15°W e 40°W, aonde o navio esteve de 06 a 13 de julho de 2015.

Como mencionado anteriormente, foi observada nessa região a formação de um cavado de baixa pressão atmosférica. Esse fenômeno ocorreu entre os dias dia 7 e 9 de julho (Figura 4.14), diminuindo a PNM até aproximadamente 1008 hPa (Tabela 4.4). Após a passagem desse evento, a ASAS se reestruturou novamente (Figura 4.14), elevando os valores da pressão atmosférica para próximos de 1025 hPa (Tabela 4.4). Devido a essas variações de PNM, foi possível observar uma grande amplitude entre os valores de intensidade do vento, entre cerca de 2,5 a 13 m/s (Tabela 4.4). Os ventos mais amenos foram observados na condição de alta, e os mais intensos quando o navio estava na borda da ASAS (Figura 4.14). Além disso, valores mais altos de intensidade de vento também foram encontrados na região e período de baixa pressão (Figura 4.14).

Figura 4.14 – Cartas sinóticas da PNM e vento ao nível do mar sobrepostas à TSM, para sub-região 3.



Com as condições médias da pressão atmosférica ao nível do mar (PNM) (linhas), TSM (escala de cores) e velocidade do vento a 10 m de altura, derivados da reanálise ERA-Interim. Os pontos pretos representam a posição do navio as 12h de cada dia, os círculos pretos a trajetória do navio a cada 6h.

Fonte: Produzido pelo autor.

Tabela 4.4. Médias, desvios padrão, valores mínimos e máximos, dos fluxos de CO₂ (FCO_{2CV}) (μmol/m²s), pressão atmosférica ao nível do mar (PNM) (hPa), intensidade do vento (m/s), temperatura do ar (T_{ar}) (°C), Temperatura da Superfície do Mar (TSM) (°C), parâmetro de estabilidade (TSM-T_{ar}) (°C), salinidade e concentração de clorofila-a (mg/m³), para a sub-região 3.

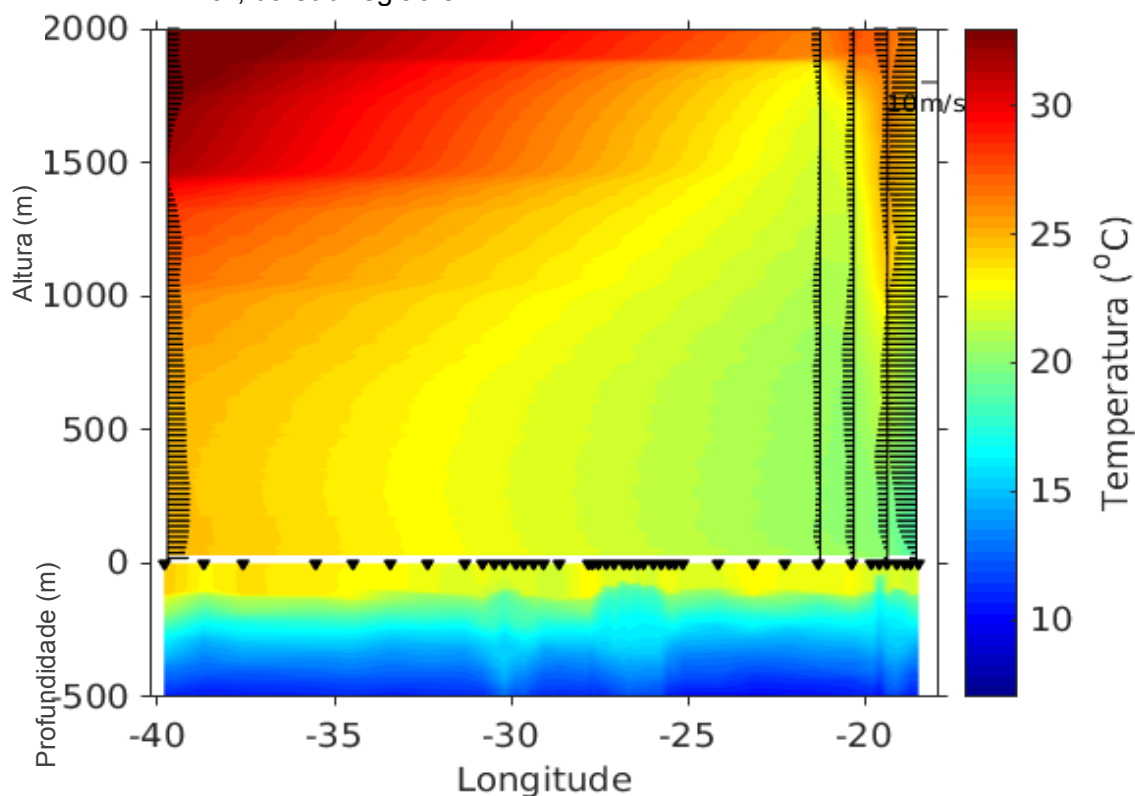
	Média	Desv. pad.	Mínimo	Máximo
FCO_{2CV}	-0,38	3,1	-7,62	5,57
PNM	1020,01	2,97	1008,04	1025,01
Int. Vento	7,1	2,39	2,51	13,39
T_{ar}	21,49	1,1	19,37	24,32
TSM	22,72	0,77	21,02	24,46
TSM-T_{ar}	1,23	0,75	0	3,97
Salinidade	36,86	0,32	36,23	37,47
Conc. clorofila-a	0,09	0,03	0,05	0,15

Fonte: Produzido pelo autor.

A TSM, T_{ar} e salinidade mantiveram a tendência de aumento, conforme o navio seguiu em direção à costa do Brasil, apresentando valores médios de 22,72 °C (± 0,77 °C), 21,41 °C (± 1,1 °C) e 36,86 (± 0,32 σ), respectivamente (Tabela 4.4).

Durante o período da ocorrência da passagem do sistema de baixa pressão, as T_{ar} foram as mais baixas e chegaram a um mínimo de, aproximadamente, 19 °C (Tabela 4.4). A partir do dia 10 de junho de 2015, a T_{ar} começou a aumentar associada aos ventos da ASAS vindos do quadrante norte trazendo ar quente dos trópicos (Figura 4.15).

Figura 4.15 – Perfis de temperatura potencial virtual do ar e temperatura da água do mar, da sub-região 3.

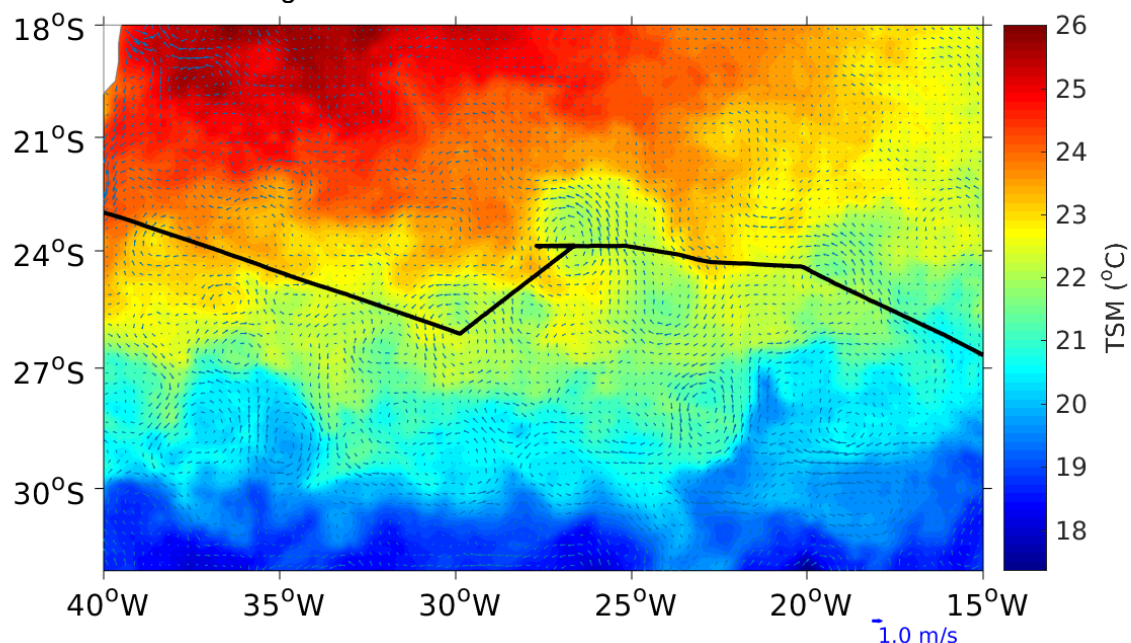


Os pontos e as linhas verticais representam os lançamentos de XBT e radiosondas, respectivamente. As linhas horizontais representam a intensidade da componente zonal do vento.

Fonte: Produzido pelo autor.

Na figura 4.15, é possível observar a presença de vórtices de mesoescala provenientes da RA, reportados anteriormente por Freitas (2018), aumentaram a espessura da CMO e levaram as águas superficiais mais quentes até profundidades superiores a 100 m. Porém, estes apresentaram TSM menor que as águas adjacentes, melhor observadas na figura 4.16. Após passar pelos vórtices, quando navio começa a se aproximar mais da costa brasileira, foram encontrados valores mais altos de TSM e salinidades (Figura 4.16).

Figura 4.16 – Representação das condições oceanográficas físicas médias, para a sub-região 3.

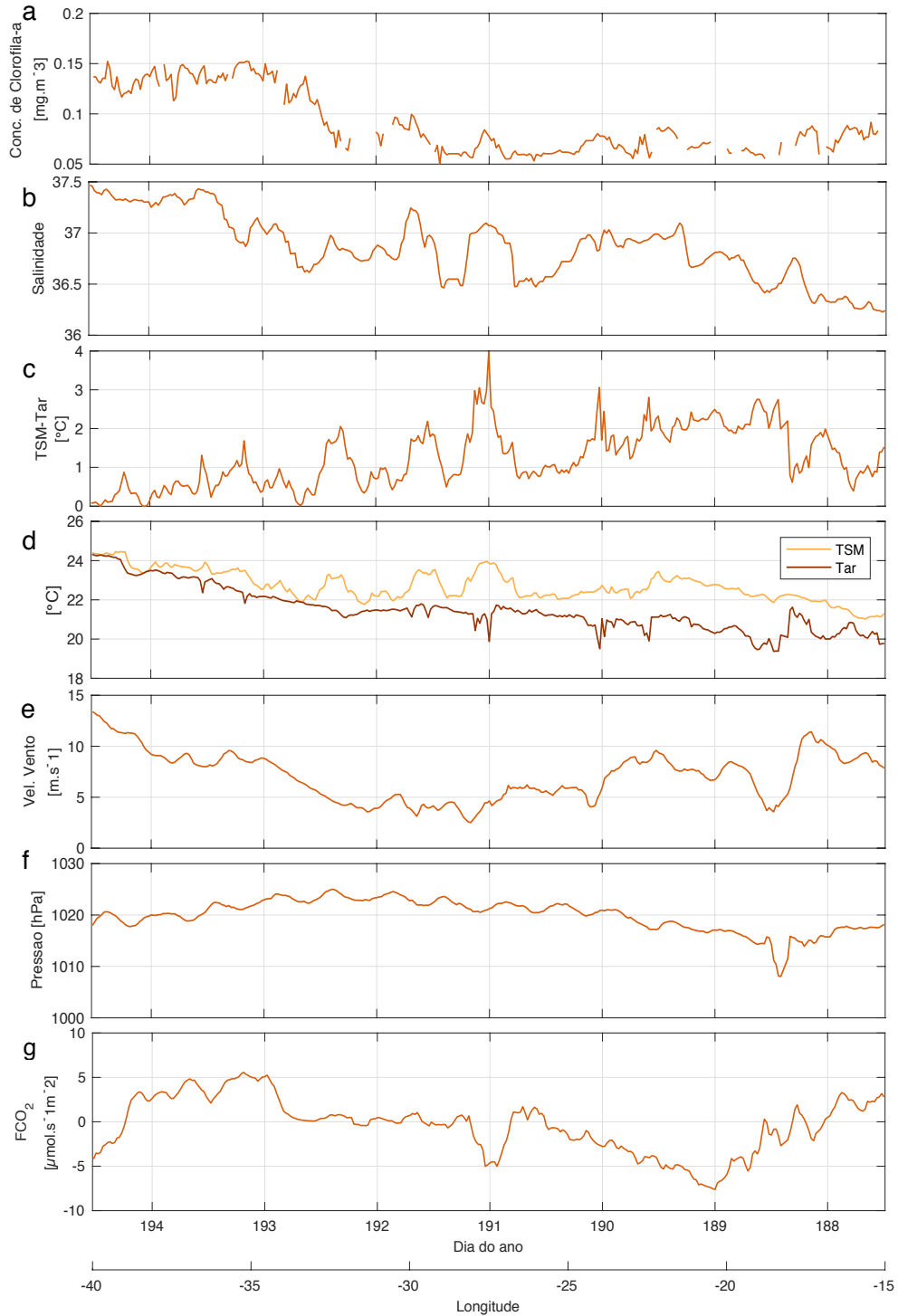


Estão representados os valores médios, entre os dias 06 e 13 de julho de 2015, de TSM (cores), derivada do MUR SST, e da velocidade geostrófica superficial (setas). A linha preta representa a trajetória do navio.

Fonte: Produzido pelo autor.

Na R3 a CLAM apresentou uma grande instabilidade, principalmente no início dessa região, aproximadamente entre 17°W e 25°W. Possivelmente esse comportamento ocorreu em consequência do evento transiente de baixa pressão, que diminuiu os valores de T_{ar} , como mencionado anteriormente (Figura 4.17c). Na região dos vórtices, foi encontrada uma CLAM mais instável e, conforme o navio avançou em direção à costa do Brasil, os valores de TSM e T_{ar} ficaram mais próximos entre si e a CLAM tornou-se mais estável (Figura 4.17c).

Figura 4.17 – Gráfico das variáveis oceanográficas, meteorológicas, e dos fluxos de CO_2 , para a sub-região 3.

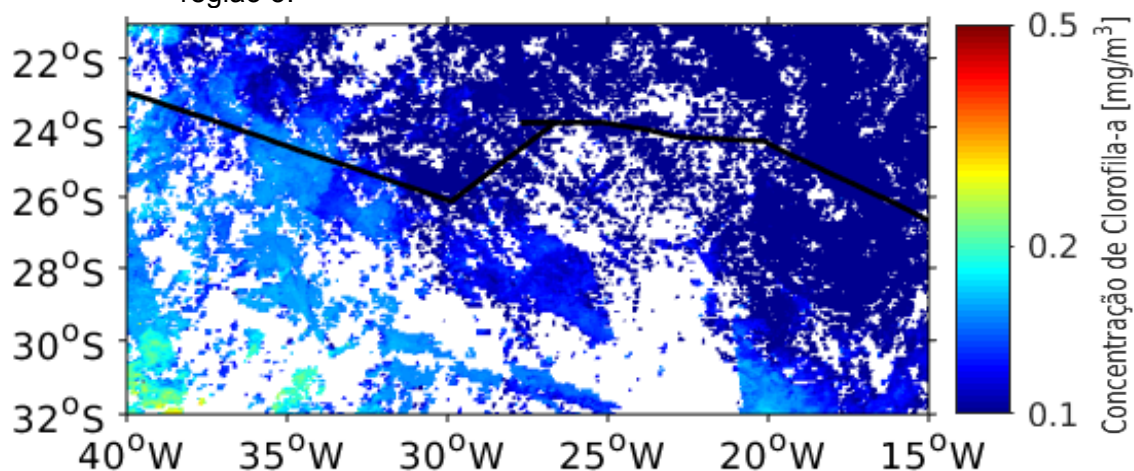


Para (a) concentração de clorofila-a, (b) salinidade, (c) parâmetro de estabilidade (TSM-Tar), (d) temperatura do ar (Tar) e temperatura da superfície do mar (TSM), (e) intensidade do vento, (f) pressão atmosférica (Patm) e (g) fluxos de CO_2 por Covariância de Vórtices (FCO_2).

Fonte: Produzido pelo autor.

Na figura 4.18 é possível observar que a R3 é uma região que ainda pode ser considerada oligotrófica, apresentando uma concentração de clorofila-a média de $0,09 \text{ mg/m}^3$ ($\pm 0,03 \text{ mg/m}^3$) (Tabela 4.4), mas que começa a aumentar a partir de 30°W . Desta forma, o efeito biológico, assim como em R2, não parece ter apresentado uma influência grande nos fluxos de CO_2 . Uma exceção a isso se deu na porção oeste da R3, onde ocorre um aumento da concentração de clorofila-a e que pode ter contribuído para um maior consumo de CO_2 da água (Figura 4.17a).

Figura 4.18 – Representação das concentrações de clorofila-a médias, para a sub-região 3.



As concentrações clorofila-a para a média de 8 dias (entre 4 e 19 de julho de 2015) (cores), do sensor MODIS-Aqua. A linha preta representa a trajetória do navio.

Fonte: Produzido pelo autor.

Os valores médios de fluxo de CO_2 de $-0,38 \text{ } \mu\text{mol/m}^2\text{s}$ ($\pm 0,12 \text{ } \mu\text{mol/m}^2\text{s}$) (Tabela 4.4) indicam que, de maneira geral, a R3 pode ser considerada uma região sumidoura de CO_2 . Uma representação da distribuição dos fluxos pode ser encontrada na Figura A.4. Os fluxos de CO_2 nessa região foram influenciados, principalmente, pelos parâmetros físicos de TSM, T_{ar} e PNM, e com isso, foi possível encontrar três comportamentos distintos para essa área do oceano.

Do início da R3 até aproximadamente 25 °W, a região se comportou como sumidouro de CO₂, coincidindo com a maior área onde houve instabilidade da CLAM, devido à diferença entre TSM e T_{ar} (Figura 4.1c e 4.1g). De 25 °W a 34 °W, a R3 teve um comportamento neutro, com fluxos de CO₂ próximos a zero (Figura 4.17g), provavelmente, devido aos ventos amenos associados ao centro da ASAS. Apenas em 28°W, os fluxos de CO₂ se tornam mais negativos e o oceano passa a ser um sumidouro de CO₂. Esse comportamento coincidiu com uma perturbação na CLAM, devido as diferenças de TSM entre os vórtices e as águas adjacentes, e a T_{ar} (Figuras 4.1c, 4.1d e 4.1g).

De 34 °W até próximo de 40 °W, a R3 se comportou como fonte de CO₂ para a atmosfera, provavelmente devido à influência dos fortes ventos gerados na borda da ASAS, e da proximidade entre os valores de TSM e T_{ar}, que deixou a CLAM mais estável (Figuras 4.1c, 4.1d, 4.1e, 4.1f e 4.1g). No entanto, outra explicação para os valores positivos dos fluxos, nessa parte da R3, é a de que pode ter ocorrido interferência nas medidas do analisador de gás de caminho aberto IRGASON, devido ao acúmulo de sal e outras partículas no sensor. Também é possível que as correções do vento não tenham sido ideais, devido à variação abrupta de eventos atmosféricos que ocorreram nessa região durante a trajetória do navio em R3. Por fim, apenas no final da R3 foi possível observar uma nova área que se comportou como sumidouro de CO₂, que pode ser associada à ação de ventos intensos e ao aumento da PPM (Figuras 4.1a, 4.1e e 4.1g).

4.1.5 Região da costa do Brasil (R4)

A sub-região 4 (R4) se encontra na costa do Brasil, abrangendo desde a região de quebra de plataforma e até a plataforma continental sudeste do Brasil, entre as longitudes de 40 °W a 41 °W, aonde o navio esteve de 13 a 14 de julho de 2015.

Durante esse período, a ASAS esteve bem marcada. Na figura 4.19, é possível observar que em R4 o navio se encontrava sob a borda da ASAS, onde ocorrem os valores mais baixos de PNM, com média de 1016,42 hPa ($\pm 0,66$

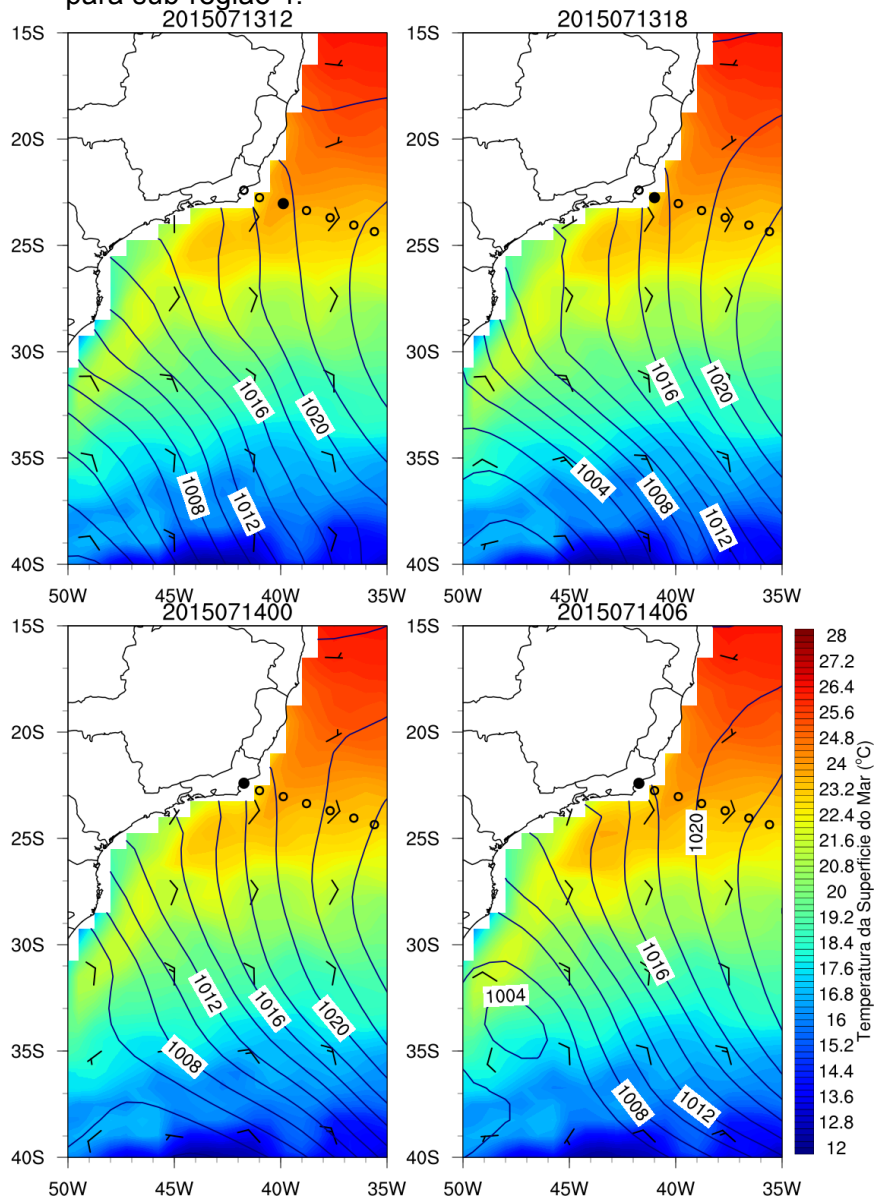
hPa) (Tabela 4.5). Por se tratar de uma região de maior gradiente de pressão, consequentemente foram encontrados ventos mais intensos na superfície do mar, com média de 9,22 m/s ($\pm 3,76$ m/s) (Tabela 4.5). Além disso, na figura 4.19 é possível observar que os ventos foram em geral de nordeste e se encontravam paralelos à costa durante todo o período em que o navio esteve na R4. Esses ventos favoreceram a ocorrência da ressurgência entre o cabo de São Tomé e Cabo Frio (no estado do Rio de Janeiro), onde as águas das camadas mais profundas, mais frias e ricas em nutrientes, chegam até a superfície do mar, como descrito em Campos et al. (2013). Apesar da ressurgência costeira encontrada na R4 ser considerada fraca, foi possível observar seus efeitos nas TSM, salinidade e clorofila-a.

Tabela 4.5. Médias, desvios padrão, valores mínimos e máximos, dos fluxos de CO₂ (FCO_{2cv}) ($\mu\text{mol/m}^2\text{s}$), pressão atmosférica (PNM) (hPa), intensidade do vento (m/s), temperatura do ar (T_{ar}) (°C), Temperatura da Superfície do Mar (TSM) (°C), parâmetro de estabilidade (TSM-T_{ar}) (°C), salinidade e concentração de clorofila-a (mg/m^3), para a sub-região 4.

	Média	Desv. pad.	Mínimo	Máximo
FCO_{2cv}	-3,05	1,64	-7,01	-0,4
PNM	1016,42	0,66	1015,24	1017,91
Int. vento	9,27	3,64	5,78	14,68
T_{ar}	22,59	0,98	21,27	24,31
TSM	22,31	1,24	21,21	24,8
TSM-T_{ar}	-0,29	0,59	-1,74	0,76
Salinidade	36,28	0,73	35,69	37,55
Conc. clorofila-a	3,51	2,61	0,15	5,89

Fonte: Produzido pelo autor.

Figura 4.19 – Cartas sinóticas da PNM e vento ao nível do mar sobrepostas à TSM, para sub-região 4.



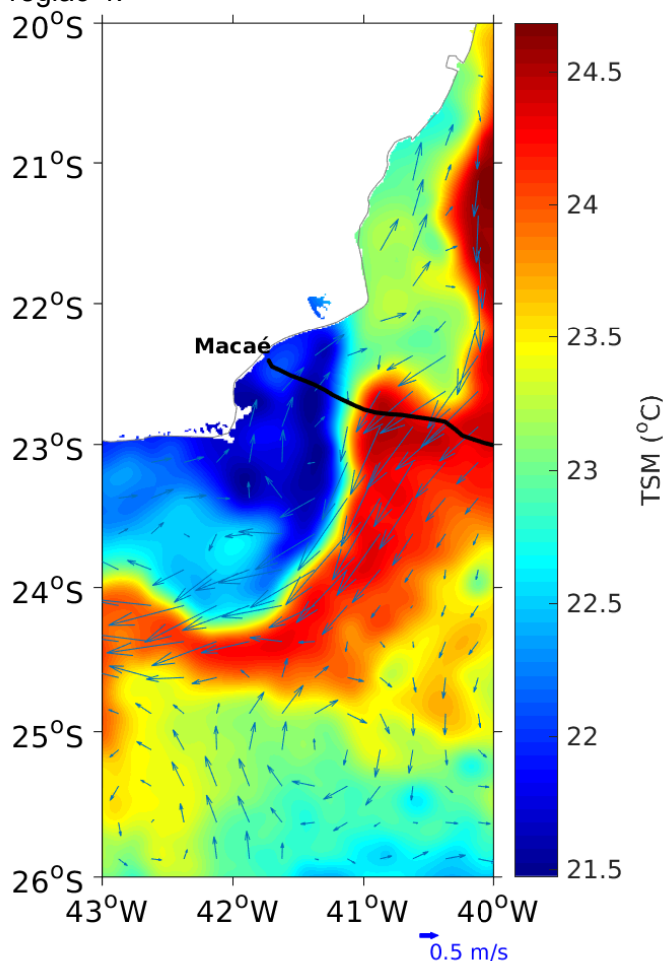
Com as condições médias da pressão atmosférica ao nível do mar (PNM) (linhas), TSM (escala de cores) e velocidade do vento a 10 m de altura, derivados da reanálise ERA-Interim. O ponto preto representa a posição do navio e os círculos a trajetória do navio a cada 6h.

Fonte: Produzido pelo autor.

Ao contrário do que se vinha observando nas outras sub-regiões analisadas aqui (R1, R2 e R3), na R4 a TSM e a salinidade diminuíram conforme o navio se aproximou da costa do Brasil, passando de valores próximos a 24°C para

21°C e de 37 a 35, respectivamente (Tabela 4.5). Na figura 4.20 é possível observar que os valores baixos de TSM marcam a região da ressurgência, logo após a passagem do navio pelo núcleo quente da CB ,na região de quebra de plataforma ao largo do estado do Rio de Janeiro. A ressurgência é caracterizada pela intrusão de águas mais frias, e conseqüentemente menos salinas, na R4.

Figura 4.20 – Representação das condições oceanográficas físicas médias, para a sub-região 4.



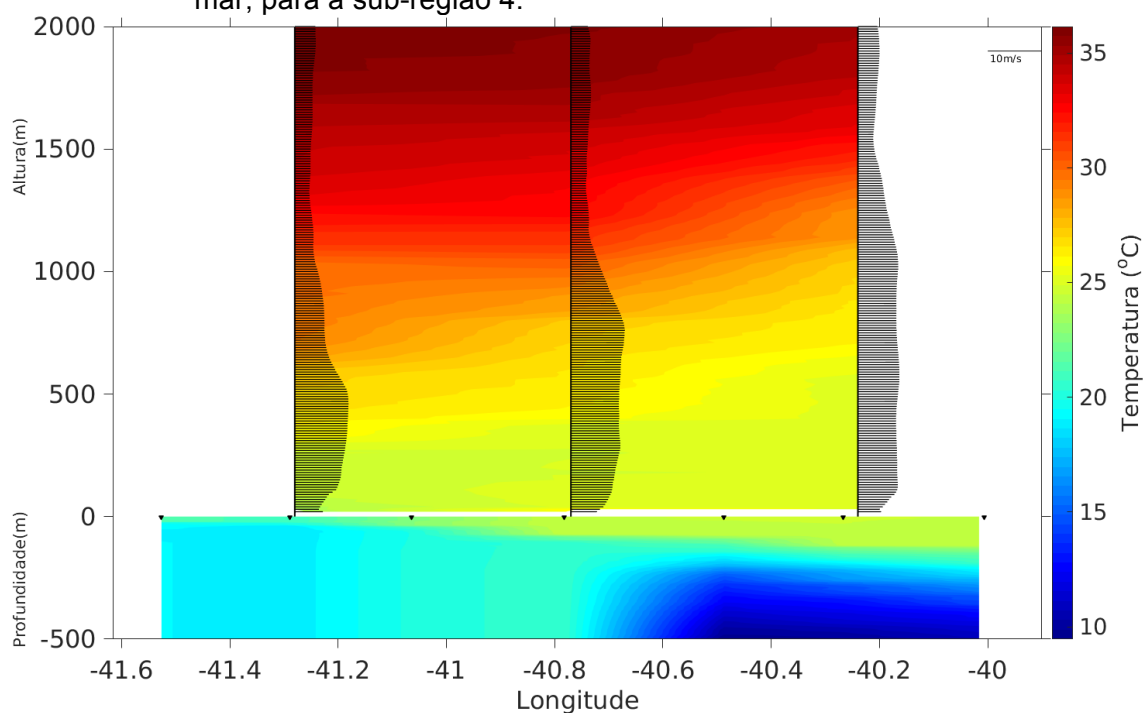
Estão representados os valores médios, entre os dias 13 e 14 de julho de 2015, de TSM (cores), derivada do MUR SST, e da velocidade geostrófica superficial (setas). A linha preta representa a trajetória do navio.

Fonte: Produzido pelo autor.

A T_{ar} na superfície também apresentou uma diminuição conforme o navio se aproximou da costa, também passando de 24 °C para 21 °C (Tabela 4.5). Com

isso, é possível observar que as diferenças entre TSM e T_{ar} se mantiveram próximas de zero, com média de $TSM - T_{ar}$ de $-0,29 \text{ }^\circ\text{C}$ ($\pm 0,59 \text{ }^\circ\text{C}$) (Tabela 4.5). Desta forma, a R4 apresentou uma CLAM estável e pouco desenvolvida, chegando a uma altura máxima em cerca de apenas de 300 m de altura, de acordo com os perfis de radiossondagem (Figura A.1). Porém, é possível observar na figura 4.21 que, mesmo em condição estável, ocorre cisalhamento do vento próximo à superfície, favorecendo os processos turbulentos e consequentemente aumentando os processos de mistura na interface oceano-atmosfera.

Figura 4.21 – Perfis de temperatura potencial virtual do ar e temperatura da água do mar, para a sub-região 4.



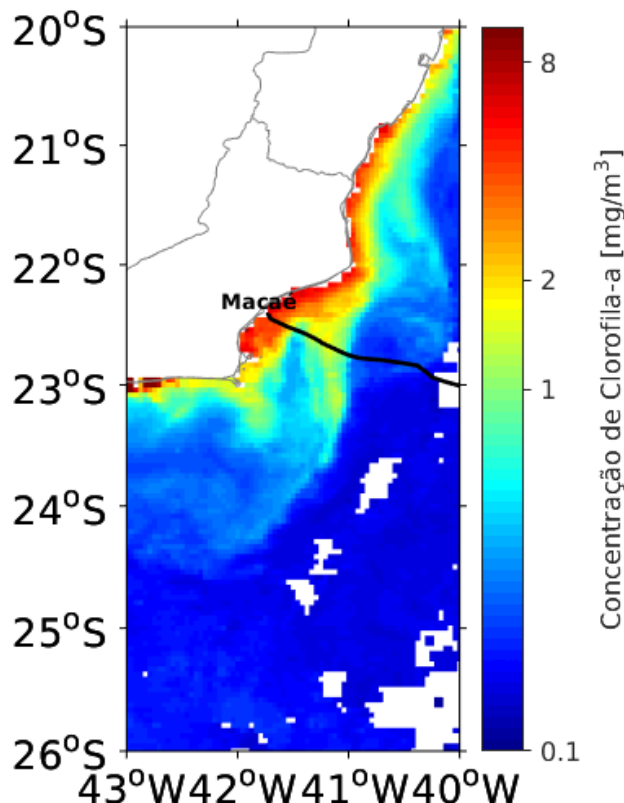
Os pontos e as linhas verticais representam os lançamentos de XBT e radiossondas, respectivamente. As linhas horizontais representam a intensidade da componente zonal do vento.

Fonte: Produzido pelo autor.

Na figura 4.22 também é possível observar a área que sofre influência da ressurgência costeira, devido ao aumento nos valores de concentração de clorofila-a na mesma região em são encontradas as águas frias na figura 4.20.

O valor médio de concentração de clorofila-a encontrado na R4 foi de $3,51 \text{ mg/m}^3$ ($\pm 2,61 \text{ mg/m}^3$) (Tabela 4.5), o maior dentre todas as sub-regiões estudadas aqui. Outro fator que possivelmente contribuiu para o aumento da concentração de clorofila-a nessa região foi a proximidade com a costa, onde ocorrem descargas de rios, cujo o principal deles é o rio Paraíba do Sul.

Figura 4.22 – Representação das concentrações de clorofila-a médias, para a sub-região 4.



As concentrações clorofila-a para a média de 8 dias (entre 12 e 19 de julho de 2015) (cores), do sensor MODIS-Aqua. A linha preta representa a trajetória do navio.

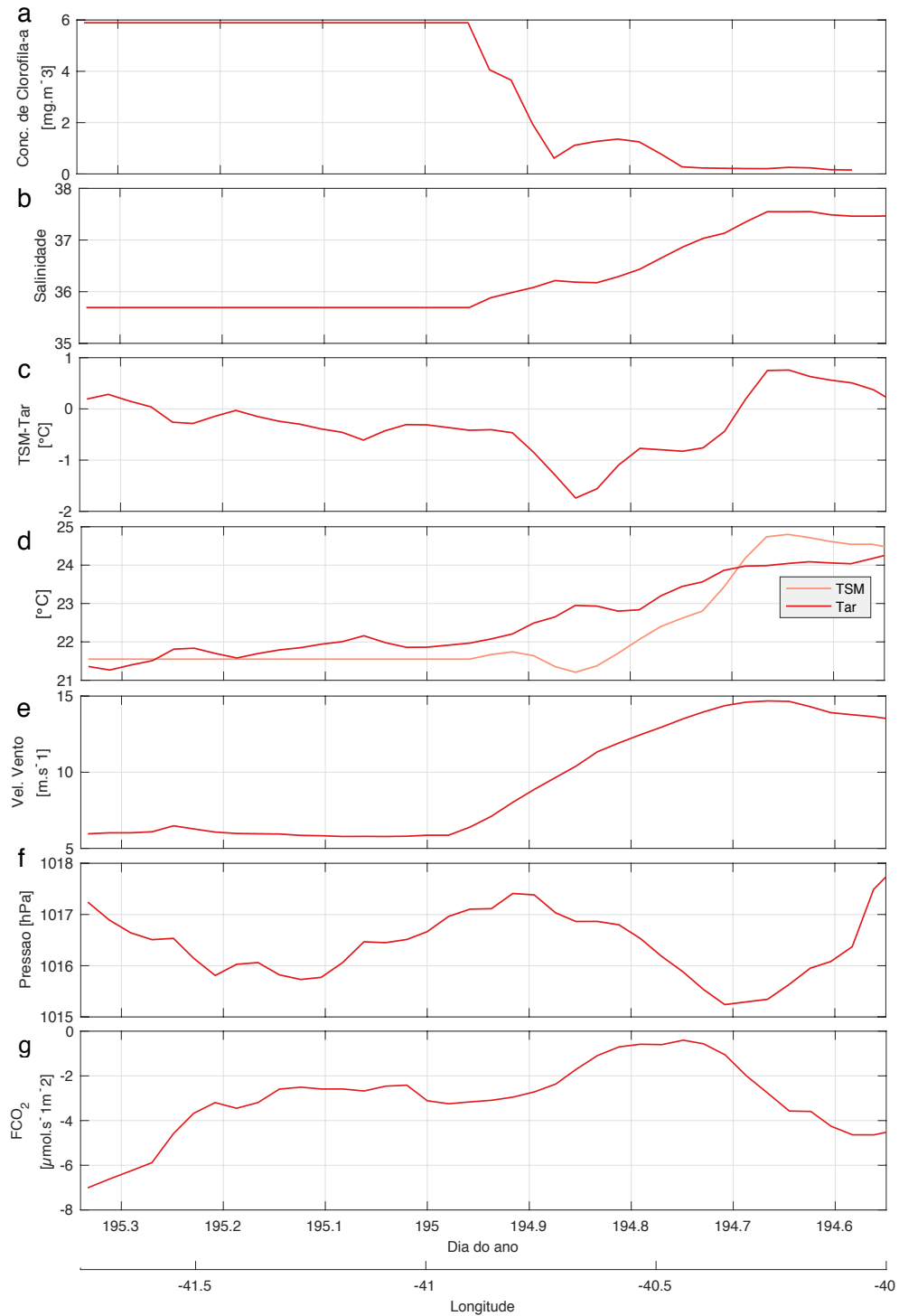
Fonte: Produzido pelo autor.

Os fluxos de CO_2 apresentaram um valor médio de $-3,05 \mu\text{mol/m}^2\text{s}$ ($\pm 1,64 \mu\text{mol/m}^2\text{s}$) (Tabela 4.5) e, como é possível observar na figura 4.23, esses são negativos em toda a R4 - uma representação da distribuição dos fluxos pode ser encontrada na Figura A.5. Isso se deve a um conjunto de condições ideais que aumentam a solubilidade do CO_2 na água do mar, como as baixas TSM, salinidade e PNM, associadas aos ventos intensos que misturam a CMO. Além

disso, ao contrário do que ocorre na costa da África do Sul, a ressurgência costeira na costa do estado do Rio de Janeiro é sazonal, com preferência de ocorrência no verão. Durante o período desse estudo, a ressurgência encontrada na R4 pode ser considerada amena. E, portanto, as águas mais profundas e mais ricas em carbono não chegam até a superfície. Porém, a condição de alta PPM faz com que o CO₂ disponível seja consumido, se tornando menos saturado no oceano, possibilitando a entrada de CO₂ atmosférico pela interface ar-mar.

Portanto, a R4 apresentou condições ambientais ideais para a solubilidade do CO₂ na água do mar, e pode ser considerada como um sumidouro de CO₂ durante todo o período em que o navio esteve nessa região.

Figura 4.23 – Gráfico das variáveis oceanográficas, meteorológicas, e dos fluxos de CO₂, para a sub-região 4.



Para (a) concentração de clorofila-a, (b) salinidade, (c) parâmetro de estabilidade (TSM-Tar), (d) temperatura do ar (Tar) e temperatura da superfície do mar (TSM), (e) intensidade do vento, (f) pressão atmosférica (Patm) e (g) fluxos de CO₂ por Covariância de Vórtices (FCO₂).

Fonte: Produzido pelo autor.

4.2 Comparação entre os métodos de cálculo dos fluxos de CO₂

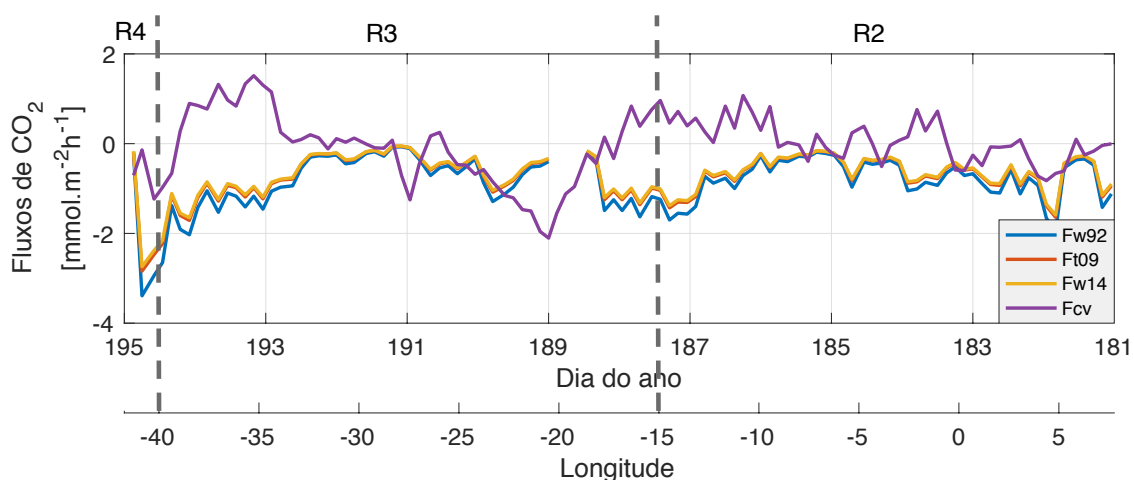
Nessa seção foram comparados os resultados obtidos por ambos os métodos de cálculo dos fluxos de CO₂, método *bulk* e método da CV. Por falta de dados, o período considerado para a área de estudo aqui foi de 30 de junho a 14 de julho de 2015.

O método *bulk* determina os fluxos de CO₂ de forma indireta, baseado em parametrizações de coeficientes empíricos. Para isso, utiliza dados de xCO₂ coletados dos primeiros metros de coluna d'água e da atmosfera, em baixa frequência (minutos), e um conjunto de dados derivados de satélites e reanálises que possuem baixa resolução espacial ((O)~1000 m) e temporal (dias), conforme descrito anteriormente na seção 3.5.2. Além disso, o método possui imprecisões que podem estar associadas ao operador do UW-pCO₂, que é responsável por regular a entrada das amostras de ar, de água e dos gases padrão no equipamento. E, também, das próprias concentrações dos gases padrão utilizados no experimento e da interferência gerada pelos filtros e tubos que também fazem parte do equipamento.

Na figura 4.24 é possível observar que, mesmo utilizando três diferentes métodos para calcular a velocidade de transferência do gás (kw92, kt09 e kw14), os fluxos de CO₂ calculados pelas parametrizações *bulk* mostraram boa concordância entre si. Representações da distribuição dos fluxos de CO₂ pelo método *bulk* podem ser encontradas nas Figuras B.1, B.2 e B.3. Os valores médios encontrados foram -0,86 mmol/m²h (\pm 0,6 mmol/m²h), -0,72 mmol/m²h (\pm 0,51 mmol/m²h) e -0,70 mmol/m²h (\pm 0,49 mmol/m²h), respectivamente (Tabela 4.6).

Portanto, a abordagem por parametrizações *bulk* mostrou que a região subtropical do Oceano Atlântico Sul se comportou como sumidouro de CO₂ durante o período de estudo (de 30 de junho a 14 de julho de 2015). Esses resultados são semelhantes aos encontrados por Farias et al. (2013) para o inverno austral no oceano Atlântico Sul levando em conta a média de dez anos (2007-2016).

Figura 4.24 – Gráfico dos fluxos de CO₂ calculados a partir dos métodos *bulk* e CV.



No gráfico estão representados os fluxos de CO₂ obtidos pelo método que utiliza as parametrizações *bulk*, com as velocidades de transferência propostas por Wanninkhof (1992) (Fw92), Takahashi et al. (2009) (Ft09) e Wanninkhof (2014) (Fw14) respectivamente, e, pelo método de Covariância de Vórtices (Fcv), para toda a área de estudo do dia 30 de junho a 14 de julho de 2015. As linhas tracejadas indicam as sub-regiões R2, R3 e R4.

Fonte: Produzido pelo autor.

Tabela 4.6. Médias, desvios padrão, valores mínimos e máximos, dos fluxos de CO₂ em mmol/m²h, calculados pelo método que utiliza as parametrizações *bulk*, com as velocidades de transferência propostas por Wanninkhof (1992) (Fw92), Takahashi et al. (2009) (Ft09) e Wanninkhof 2014 (Fw14), e pelo método de Covariância de Vórtices (Fcv), para toda a área de estudo.

	Média	Desv. pad.	Mínimo	Máximo
Fw92	-0,86	0,6	-3,39	-0,07
Ft09	-0,72	0,51	-2,84	-0,06
Fw14	-0,70	0,49	-2,74	-0,05
Fcv	-0,05	0,71	-2,1	1,51

Fonte: Produzido pelo autor.

O método CV utiliza os dados de xCO₂ em conjunto com a velocidade vertical do vento medidos coletados em alta frequência (20Hz) pelo sensor IRGASON, na torre micrometeorológica instalada na proa do navio NPqHo Vital de Oliveira (Figura 3.2). Apesar de ser considerado um método de medida direta, é preciso

realizar diversas correções (já explicadas anteriormente no item 3.5.1) para se obter corretamente os fluxos de CO₂. Uma delas, por exemplo, é a correção quanto aos efeitos do movimento do navio nas medidas de vento. Além disso, para este estudo foi utilizado um analisador de gás de caminho aberto que, apesar de todos os cuidados, está sujeito ao acúmulo de partículas no seu caminho óptico, podendo causar uma interferência nas medidas.

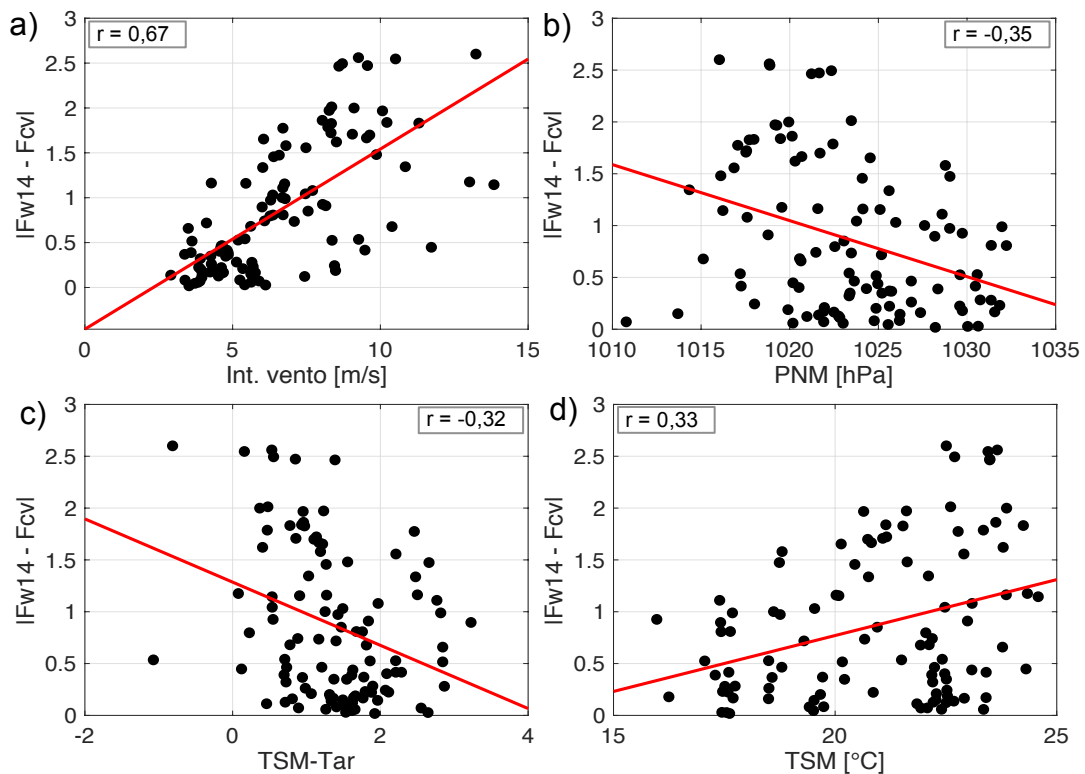
Para a comparação entre os métodos, os fluxos de CO₂ por CV foram calculados na mesma unidade dos fluxos estimados pelo método *bulk*. Uma representação da distribuição dos valores de fluxo de CO₂ por CV pode ser encontrada na Figura B.4. A média do fluxo de CO₂ por CV, encontrada para toda a área de estudo, foi de -0,05 mmol/m²h (\pm 0,7 mmol/m²h) (Tabela 4.6). Desta forma, como os fluxos flutuam entre o eixo zero, é necessário analisar com cautela cada região, antes de afirmar se ela se comporta como fonte ou sumidouro de CO₂, conforme realizado anteriormente no item 4.1, considerando as condições oceanográficas e meteorológicas das sub-regiões (R2, R3 e R4).

O erro médio absoluto (MAPE) entre os fluxos de CO₂ utilizando as parametrizações *bulk* (com as três velocidades de transferências: kw92, kt09 e kw14) em relação aos fluxos de CO₂ pelo método de CV foram 9,81 %, 8,26 % e 7,98 %, respectivamente.

O erro absoluto foi calculado apenas para os fluxos de CO₂ obtidos pelo método *bulk*, com a velocidade de transferência proposta por Wanninkhof (2014) (Fw14), em relação aos fluxos calculados por CV ($|Fw14 - Fcv|$).

Desta forma, foram analisados a intensidade do vento, PNM, TSM-Tar e TSM em relação ao erro absoluto, buscando entender como os parâmetros ambientais estariam influenciando na diferença entre os métodos, considerando toda área de estudo (Figura 4.25).

Figura 4.25 – Gráficos da relação entre o erro absoluto e os parâmetros ambientais.



Os gráficos de dispersão entre o erro absoluto entre os fluxos de CO_2 calculados pelo método CV e o método que utiliza as parametrizações *bulk*, com as velocidades de transferência propostas Wanninkhof (2014) (Fw14) ($|Fw14 - Fcv|$), e (a) a intensidade do vento, (b) PNM, (c) TSM-Tar e (d) TSM, com seus respectivos coeficientes de correlação (r), para toda a área de estudo. Para todas as correlações foi encontrado um p-valor $< 0,01$.

Fonte: Produzido pelo autor.

Na figura 4.25a é possível notar que a intensidade do vento foi o parâmetro que apresentou maior relação com a diferença entre os métodos, com um coeficiente de correlação (r) de 0,67, mesmo tendo sido utilizado o mesmo dado no cálculo de ambos os fluxos de CO_2 . O erro tende a diminuir conforme os ventos se tornam menos intensos, indicando que a parametrização utilizada no cálculo da velocidade de transferência (Wanninkhof, 2014) pode não estar representando direito a influência dos ventos intensos nos fluxos de CO_2 .

A PNM e a estabilidade da CLAM, apresentam uma relação inversa com o erro absoluto, indicando que este diminui para as condições de alta pressão e CLAM mais instável (Figura 4.25b e 4.25c).

A TSM é importante para os fluxos de CO₂ porque age tanto na modulação da estabilidade da CLAM quanto na solubilidade do CO₂ na água do mar. A figura 4.25d demonstra que o erro absoluto aumenta conforme a TSM aumenta. Desta forma, uma condição de menor solubilidade do gás na água, com TSM mais alta, seria sentida de forma diferente nas camadas mais superficiais do que nas camadas abaixo da superfície.

Existem outros fatores ambientais que não foram objeto de estudo nesse trabalho mas, também, podem estar contribuindo para a diferença entre os métodos. Segundo Pereira et al. (2018), a presença de surfactantes nas superfície do mar diminuem a turbulência na interface oceano-atmosfera. Os autores encontraram que esse efeito gera uma redução de 32% de troca de CO₂ entre os dois ambientes, para os fluxos calculados pelas parametrizações *bulk*. Como o método de CV é muito mais sensível e utiliza medidas na escala turbulenta, ele pode estar levando em conta a contribuição desses surfactantes em suas medidas de fluxos de CO₂, justificando os valores positivos encontrados na série de temporal da área de estudo.

Desta forma, era esperado que os fluxos de CO₂ medidos e estimados pelos dois métodos se comportassem de forma diferente na maior parte do tempo. McGillis et al. (2001), atribuíram essa diferença entre os métodos à incapacidade do método *bulk* de aferir a relação do gás com as propriedades físicas da interface oceano-atmosfera, concluindo que as medidas diretas são essenciais para o entendimento do comportamento real dos fluxos de CO₂ nesse ambiente.

Portanto, os resultados parecem apontar para o fato de que as diferenças apresentadas pelos dois métodos podem estar associados as diferenças em escalas temporais e espaciais, dos parâmetros empregados nos cálculos dos fluxos de CO₂ e das relações desses parâmetros com a interface oceano-

atmosfera. Ambos os métodos possuem vantagens e desvantagens que, de certa forma, se completam. No resultado final, os métodos indicam que a região subtropical do Oceano Atlântico Sul se comportou mais como um sumidouro de CO₂, durante o inverno austral de 2015. Porém, esse comportamento não é uniforme em tempo e espaço. O ambiente marinho, nesse local do oceano global, pode agir como fonte de CO₂ para a atmosfera, em alguns momentos, dependendo das condições oceanográficas e meteorológicas que estão atuando numa determinada área e período amostrado.

5 CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS

5.1 Conclusões

O cruzeiro FORSA foi realizado no início do inverno austral de 2015, em que as condições ambientais coincidiram com os padrões esperados pelas climatologias descritas na literatura para a região e época do ano. O predomínio da ASAS no centro do Oceano Atlântico Sul e a passagem de sistemas transientes de baixa pressão, com mudanças abruptas de PNM, T_{ar} e ventos ao nível do mar eram situações esperadas ao longo do cruzeiro. Ao mesmo tempo, as ressurgências costeiras nas costas da África do Sul e do estado do Rio de Janeiro, no Brasil, deram a chance de que fosse estudada a relação entre as concentrações de clorofila-a (usadas como indicadoras da PPM) e os fluxos de CO_2 na interface oceano-atmosfera. A presença de diferentes massas de água, correntes oceânicas e estruturas de mesoescala superficiais encontradas ao longo da derrota do navio foram fatores adicionais às variabilidades ambientais e que tiveram impacto local e direto, nas medidas de fluxos de CO_2 .

Apesar das diversas limitações impostas pelos diferentes métodos de cálculo de fluxos de CO_2 apresentados aqui, esse estudo demonstrou que as amostragens diretas e indiretas para a estimativa dos fluxos de CO_2 entre o oceano e a atmosfera, realizadas a bordo do NPqHO Vital de Oliveira durante o cruzeiro FORSA, são confiáveis e de alta qualidade. Além disso, os dados ofereceram uma oportunidade única e inédita para a averiguação do comportamento da região subtropical do Oceano Atlântico Sul quanto a ser fonte ou sumidouro de CO_2 durante o inverno austral de 2015. Nesse contexto, os dados derivados de satélite e dos produtos de reanálises foram de grande importância no auxílio da caracterização ambiental dessa grande área de estudo, e essenciais para suprir a falta de dados devido a problemas de amostragem de alguns equipamentos do navio.

De maneira geral, conforme esperado, a área de estudo amostrada e estudada aqui, ao longo do trajeto do navio entre a África do Sul e o Brasil, se comportou

principalmente como um sumidouro de CO₂ atmosférico, porém variando seu comportamento de acordo com as condições oceânicas e da atmosfera da sub-região em que o navio se encontrava. Isto é atribuído ao fato de que as características ambientais que favorecem, ou não, a solubilidade, consumo e mistura do CO₂ no oceano e na atmosfera tem alta variabilidade espacial e temporal e dependem de fenômenos meteorológicos e oceanográficos nas mais diversas escalas espaciais e temporais.

Os fluxos de CO₂ calculados pelo método da CV são totalmente inéditos para área de estudo, e foram corrigidos para o efeito do movimento do navio conforme sugerido na literatura e com um método exclusivamente desenvolvido no Brasil pelo INPE, através do Laboratório de Meteorologia e Oceanografia por Satélites (LAMOS) e do Laboratório de Estudos do Oceano e Atmosfera (LOA), capaz de oferecer ao país uma capacidade amostral inédita de variáveis climáticas em escala de bacia oceânica.

Foi possível descrever, qualitativamente que, apesar dos fluxos de CO₂ responderem a um conjunto de fatores meteorológicos e oceanográficos que se sobrepõem em diferentes escalas de tempo e espaço, há geralmente uma condição ambiental predominante para modular os fluxos de CO₂. Devido ao fato da área de estudo ser muito extensa, optou-se por subdividir em 4 sub-regiões, de acordo com as características meteorológicas e oceanográficas mais marcantes. As condições ambientais predominantes para cada área foram a saturação de CO₂ gerada pela alta PPM na R1, a presença da ASAS na R2 e a instabilidade da CLAM na R3. Na sub-região R4 não foi possível selecionar um único parâmetro, sendo a TSM, a salinidade superficial e PPM igualmente importantes.

Na sub-região R1, próxima à costa da África do Sul, as condições físicas da superfície da água do mar encontradas são consideradas ideais para a solubilidade do CO₂, com TSM e salinidade baixas. Porém, a condição de ressurgência quase permanente que acontece na região influencia na saturação do gás na água, disponibilizando parte do carbono que estava

armazenado nas águas de fundo oceânico para a superfície e, também, pela intensa atividade biológica. Sendo essas as principais razões para o oceano na sub-região R1 se comportar, de maneira geral no período amostrado, como fonte de CO₂ para a atmosfera.

As sub-regiões R2 e R3 são similares, ambas localizadas no oceano aberto onde a atividade biológica é muito baixa. Em ambas áreas é possível observar a resposta dos fluxos de CO₂ em relação à presença de vórtices oceânicos de mesoescala de assinatura superficial. No entanto, os fluxos de CO₂ em R2 se mostraram mais influenciados pelas condições da pressão atmosférica enquanto que, na R3, o fator que mais teve influência foi a instabilidade da CLAM devido à diferença entre a TSM e a T_{ar}. Desta forma, foi observado que a R2 apresentou um comportamento médio que tendeu a uma condição de estabilidade dos fluxos de CO₂, devido a uma divisão que ocorreu, aproximadamente, no meio da R2. Na qual a primeira parte se comportou principalmente como um sumidouro de CO₂ e a segunda agiu como fonte de CO₂. A R3, por sua vez, foi considerada de forma média como sumidouro de CO₂, apesar de apresentar algumas áreas e períodos em que se comportou como fonte.

Por fim, a R4, que está próxima à costa do estado do Rio de Janeiro no Brasil, apresentou um comportamento típico de uma região considerada sumidouro de CO₂. Após o navio cruzar o núcleo da Corrente do Brasil na quebra da plataforma, a sub-região 4 passa a ser influenciada pelas águas superficiais ricas em nutrientes, com alta concentração de clorofila-a alimentada pela pluma do rio Paraíba do Sul e por uma ressurgência costeira amena que ocorreu no período do cruzeiro FORSA. Desta forma, a TSM e salinidade baixas e uma alta PPM, associadas a valores baixos de pressão atmosférica, os fluxos de CO₂ se tornaram tipicamente negativos. Sendo assim, essa região foi aquela que mais se comportou como um sumidouro de CO₂ dentre as quatro sub-regiões analisadas aqui.

De forma geral, os fluxos de CO₂ calculados pelo método que utiliza as parametrizações *bulk* sugerem que a região subtropical do Oceano Atlântico Sul, se comporta como um sumidouro de CO₂, como um todo, visto que os valores estimados se mantiveram negativos durante toda a trajetória do navio. Esse comportamento difere dos fluxos calculados pelo método da CV por diversas razões. A diferença pode ser atribuída de como a intensidade do vento é considerada nos dois métodos e às profundidades em que são realizadas as medidas dos parâmetros oceanográficos utilizados para o cálculo dos dois métodos, sendo um na interface oceano-atmosfera e o outro em alguns de metros de profundidade. Por fim, acredita-se que uma análise posterior mais aprofundada das medidas e estimativas dos dois métodos possibilitará um entendimento mais completo do comportamento dos fluxos de CO₂ e das limitações impostas pela escolha de um método em detrimento do outro.

O principal resultado desse trabalho demonstra que os fluxos de CO₂ ao longo da região subtropical do Oceano Atlântico Sul no período estudado aqui foram fortemente influenciados pelas condições atmosféricas sinóticas e de mesoescala oceânica durante a coleta dos dados. Foi possível observar uma grande contribuição da variabilidade espacial e temporal da PNM e da estabilidade da CLAM devido à diferença entre a TSM e a T_{ar} em praticamente todas as sub-regiões estudadas, somada a esses parâmetros a condição biológica expressa pela alta concentração de clorofila-a nas regiões costeiras da África do Sul e Brasil.

O método da CV para realizar o cálculo dos fluxos de CO₂ no oceano é um caminho bastante promissor para os estudos relacionados a diferentes escalas de tempo, desde a escala turbulenta até a escala climática. Havendo disponibilidade de navios de qualquer propósito, uma torre com instrumentos adequados pode ser instalada na proa, onde os efeitos da estrutura mecânica dos navios é menor, para executar medidas em qualquer região do oceano global. Porém, ainda se faz necessário aprofundar os estudos sobre os métodos de correção dos movimentos dos navios para diminuir os erros na

componente vertical do vento medida pelo anemômetro sônico. Além disso, a escolha de um analisador de gás de caminho fechado pode resultar em amostragens melhores para este tipo de ambiente, pois nesse equipamento a precipitação de partículas sobre o caminho óptico do instrumento e as interferências descritas por Webb (1980) são minimizadas. Os resultados desse estudo também mostraram que existe uma necessidade de se entender melhor o papel das condições oceanográficas nos fluxos de CO₂, assim melhorando a interpretação dos resultados. Este pode ser o principal fator que difere as medidas de CV do método tradicionalmente usado, que leva em consideração as parametrizações *bulk*. Sendo assim, a interpretação conjunta dos resultados de diversos métodos torna-se uma ferramenta valiosa para os estudos de fluxos de CO₂ na interface oceano-atmosfera e de sua possível utilização em modelos de previsão nas escalas do tempo e clima.

5.2 Trabalhos futuros

Tendo em vista os resultados obtidos nesse trabalho e suas limitações, sugere-se para trabalhos futuros:

- Utilizar um analisador de gás de caminho fechado, para determinar os fluxos de CO₂, principalmente em campanhas oceanográficas extensas;
- Gerar os fluxos de CO₂ pelo método de CV, utilizando rotinas próprias que possibilitem a visualização de todos os cálculos e as correções realizadas que nesse trabalho foram feitas pelo programa EddyPro® v.6.2.0.
- Explorar a fundo a contribuição de cada variável oceanográfica no método de CV;
- Realizar novas medidas na área de estudo, ou em alguma de suas sub-regiões, em diferentes estações do ano, para observar o papel da sazonalidade no comportamento do Oceano Atlântico Sul Subtropical como fonte ou sumidouro de CO₂;

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEVEDO, O. C. et al. Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the Brazil-Malvinas Confluence, South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D22, p. 1-12, 2010.

ASSIREU, T.A.; SOUZA, R.B.D.; LORENZZETTI, A.J. Correntes oceânicas de superfície medidas por meio de bóias de deriva rastreadas por satélite. In: SOUZA, R. B. **Oceanografia por satélites**. São Paulo: Oficina de Textos, 2005. p.90-101.

AUBINET, M.; VESALA, T.; PAPALE, D. **Eddy covariance**: a practical guide to measurement and data analysis. Dordrecht, Netherlands: Springer, 2012.

BOEBEL, O.; LUTJEHARMS, J.; SCHMID, C.; ZENK, W.; ROSSBY, T.; BARRON, C. The cape cauldron: a regime of turbulent inter-ocean exchange. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 50, n. 1, p. 57–86, 2003.

BORGES, A.V.; DELILLE, B.; FRANKIGNOULLE, M. Budgeting sinks and sources of CO₂ in the coastal ocean: diversity of ecosystems counts. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n.14, 2005.

CAMPOS, E.J.D.; GONÇALVES, J.E.; IKEDA, Y. Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight – summer of 1991. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, p. 18537-18550, 1995.

CAMPOS, P. C.; MÖLLER JR., O. O.; PIOLA, A. R.; PALMA, E. D. Seasonal variability and coastal upwelling near Cape Santa Marta (Brazil). **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v.118, p.1–14, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1002/jgrc.20131>.

CARVALHO, J. S. **Variabilidade de longo-termo do transporte da corrente do Brasil ao longo de 30°S**: um estudo numérico. Dissertação (Mestrado em

Oceanografia) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

CASTELAO, R. M; BARTH, J. A. Upwelling around Cabo Frio, Brazil: the importance of wind stress curl. **Geophysical Research Letters**, v. 33, 2006. doi:10.1029/2005GL025182.

CASTRO, B.M.; LORENZETTI, J.A.; SILVEIRA, I.C.A.; MIRANDA, L.B. Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B.; MADUREIRA, L. S. (Eds.). **O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na Região Sudeste-Sul do Brasil**. São Paulo: Edusp, 2006. ISBN 85-314-0948-9, 2006.

CASTRO, B.M.; MIRANDA, L.B. Physical oceanography of Western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S. In: ROBINSON, A.R.; BRINK, K.H. (Eds.). **The sea**. New York: John Wiley & Sons, 1998. p.209–251.

CHEN, L.; XU, S.; GAO, Z.; CHEN, H.; ZHANG, Y.; ZHAN, J.; LI, W. Remote sensing of environment estimation of monthly air-sea CO₂ flux in the southern Atlantic and Indian Ocean using in-situ and remotely sensed data. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, n. 8, p. 1935–1941, 2011.

COORDENAÇÃO PARA MAR E ANTARTICA (CMA). **Relatório Comissão FORSA: Following Ocean Rings in The South Atlantic**. Brasília: MCTI, 2015.

DE RUIJTER, W. Asymptotic analysis of the Agulhas and Brazil Current systems. **Journal of Physical Oceanography**, v.12, n. 4, p.361-373, 1982.

DEE, D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.137, p. 553–597, 2011. doi: 10.1002/qj.828.

DLUGOKENCKY, E.; TANS, P. **Trends in atmospheric carbon dioxide**. National Oceanic & Atmospheric Administration, Earth System Research Laboratory (NOAA/ESRL). Disponível em: <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/global.html>. Acesso em: mar. 2018.

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.

EMERSON, S.; HEDGES, J. **Chemical oceanography and the marine carbon cycle**. Cambridge: Cambridge University Press, 2008.

FAIRALL, C. W.; WHITE, A. B.; EDSON, J. B.; HARE, J. E. Integrated shipboard measurements of the marine boundary layer. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 14, n. 13, p. 338-359, 1997.

FARIAS, E. G. G.; NOBRE, P.; LORENZZETTI, J. A.; ALMEIDA, R. A. F.; JUNIOR, L. C. I. Variability of air-sea CO₂ fluxes and dissolved inorganic carbon distribution in the Atlantic basin : a coupled model analysis. **International Journal of Geosciences**, v. 2013, p. 249–258, 2013.

FARIAS, P. C. **Fluxos de calor e dióxido de carbono entre o oceano e a atmosfera na região costeira e oceânica ao sul do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2014.

FEELY, R., A.; WANNINKHOF, R.; CARTER, B. R.; CROSS, J. N.; MATHIS, J. N.; SABINE, C. L.; COSCA, C. E.; TIRNANES, J. A. Global ocean carbon cycle. [in “State of the Climate” in 2015]. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 8, p. S89-S92, 2016.

FLÜGGE, M.; PASKYABI, M. B.; REUDER, J. Comparison of direct covariance flux measurements from an offshore tower and a buoy. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 33, n. 5, p. 873–890, 2016.

FOKEN, T.; GÖCKEDE, M.; MAUDER, M.; MAHRT, L.; AMIRO, B.; MUNGER, W. **Post-field data quality control**. Dordrecht, Netherlands: Springer, 2005. p. 181–208.

FOLTZ, G. R. Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. C5, p. 3146, 2003.

FREITAS, A. C. T. **Caracterização física de vórtices das agulhas e evidências da presença de águas modais do Oceano Índico no seu interior**. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Física, Química e Geológica) - Universidade Federal do Rio Grande, Porto Alegre, 2018.

FUJITANI, T. Method of turbulent flux measurement on a ship by using a stable platform system. **Papers in Meteorology and Geophysics**, v. 36, p.157–170, 1985.

GAETA, S. A.; BRANDINI, F. P. Produção primária do fitoplâncton na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B.; MADUREIRA, L. S. (Eds.). **O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região sudeste-sul do Brasil**. São Paulo: Edusp, 2006. ISBN 85-314-0948-9, 2006.

GARFIEL, N. **The Brazil current at subtropical latitudes**. 121p. Tese (Doutorado em Oceanografia) - University of Rhode Island, Kingston, 1990.

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

HACKEROTT, J. A. **Momentum fluxes in the Marine Atmospheric Surface Layer: a study on the Southwestern Atlantic Ocean**. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia e Geofísica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017a.

HACKEROTT, J. A. et al. A surface-layer study of the transport and dissipation of turbulent kinetic energy and the variances of temperature, humidity and CO₂. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 165, n. 2, p. 211–231, 2017b.

HACKEROTT, J. A.; PEZZI, P. P.; PASKYABI, M. B.; OLIVEIRA, A. P.; REUDER, J.; SOUZA, R. B.; CAMARGO, R. The role of roughness and stability on the momentum flux in the Marine Atmospheric Surface Layer: a study on the Southwestern Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, p. 1–38, 2018.

HALL, T. M.; HAINE, T. W. N.; WAUGH, D. W. Inferring the concentration of anthropogenic carbon in the ocean from tracers. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 16, n. 4, p. 1-15, 2002.

HARDMAN-MOUNTFORD, N.J.; RICHARDSON, A.J.; AGENBAG, J.J.; HAGEN, E.; NYKJAER, L.; SHILLINGTON, F.A.; VILLACASTIN, C. Ocean climate of the South East Atlantic observed from satellite data and wind models. **Progress in Oceanography**, v. 2, n. 59, p.181-221, 2003.

HASHIZUME, H. et al. Direct observations of atmospheric boundary layer response to SST variations associated with tropical instability waves over the eastern equatorial Pacific. **Journal of Climate**, v. 15, n. 23, p. 3379–3393, 2002.

HO, D. T. et al. Toward a universal relationship between wind speed and gas exchange: gas transfer velocities measured with ³He/SF₆ during the Southern Ocean Gas Exchange Experiment. **Journal of Geophysical Research**, v.116, 2011.

HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology**. Burlington: MA: Elsevier, 2004.

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.

HU, C.; LEE, Z.; FRANZ, B. Chlorophyll a algorithms for oligotrophic oceans: a novel approach based on three-band reflectance difference . **Journal of Geophysical Research**, 117, n.C1, 2012. doi: 10.1029/2011jc007395.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **Climate change 2014: mitigation of climate change**. Cambridge: Cambridge University Press, 2014.

ITO, R.G.; GARCIA,C.A.E.;TAVANO,V.M. Net sea-air CO₂ fluxes and modelled pCO₂ in the South western subtropical Atlantic continental shelf during spring 2010 and summer 2011. **Continental Shelf Research**, v. 119, p. 68–84, 2016.

ITO, R.G.; SCHNEIDER,B.; THOMAS,H. Distribution of surfasse fCO₂ and air–sea fluxes in the South western subtropical Atlantic and adjacente continental shelf. **Journal of Marine System**, v. 56, p. 227–242, 2005.

JÄHNE, B., HEINZ, G.; DIETRICH, W. Measurement of the diffusion coefficients of sparingly soluble gases in water with a modified Barrer method. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n.10, p. 767-10,776, 1987.

JPL MUR MEASURES PROJECT. **GHRSSST level 4 MUR global foundation sea surface temperature analysis (v4.1)**. PO.DAAC, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5067/GHGMR-4FJ04>. Acesso em: mar. 2018.

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

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437- 471, 1996.

KEELING, C. D.; BACASTOW, R. B.; BAINBRIDGE, A. E.; EKDHAL, C. A.; GUENTHER, P. R.; WATERMAN, L. S. Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii. **Tellus**, v. 28, p. 538–551, 1976.

KOHSIEK, W. Water vapor cross-sensitivity of open path H₂O/CO₂ sensor. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 17, n. 3, p. 299–311, 2000.

LE QUÉRÉ, C. et al. The global carbon budget 2017. **Earth Systems Sciences Data Discussions**, p. 405–448, 2017.

LENCINA-AVILA, J. M. et al. Deep-sea research I sea-air carbon dioxide fluxes along 35 ° S in the South Atlantic Ocean. **Deep-Sea Research Part I**, v. 115, p. 175–187, 2016.

LUTJEHARMS, J.R.; VANBALLEGOOYEN, R.C. The retroflection of the Agulhas Current. **Journal of Physical Oceanography**, v. 18, p. 1570–1583, 1988.

LUTJEHARMS, J.R.E. Features of the southern Agulhas Current circulation from satellite remote sensing, South African. **Journal of Science**, v. 77, n. 5, p.231-236, 1981.

MARION, J. R. **Providing the best turbulent heat flux estimates from eddy correlation and bulk methods using DYNAMO data**. PhD: (Master in Ocean, Earth and Atmospheric Sciences) - Oregon State University, Corvallis, 2014.

MCGILLIS, W. R.; EDSON, J. B.; WARE, J. D.; DACEY, J. W. H.; HARE, J. E.; FAIRALL, C. W.; WANNINKHOF, R. Carbon dioxide flux techniques performed during GasEx-98. **Marine Chemistry**, v. 75, n. 4, p. 267–280, 2001.

MENDONÇA, L. F.; SOUZA R. B.; ASEFF C. R. C.; PEZZI L. P.; MÖLLER O. O.; ALVES R. C. M. Regional modeling of the water masses and circulation annual variability at the Southern Brazilian Continental Shelf, **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 122, p. 1232, 2017.

METZLER, P. M.; GILBERT, P. M.; GAETA, S. A.; LUBLAN, J. M. New and regenerated production in South Atlantic off Brazil. **Deep Sea Research**, v. 44, p. 363–384, 1997.

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**, v. 115, n. D2, p. 1–14, 2010.

MITSUTA, Y.; FUJITANI, T. Direct measurement of turbulent fluxes on a cruising ship. **Boundary Layer Meteorology**, v. 6, p. 203–217, 1974.

MONIN, A. S.; OBUKHOV, A. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Institute of the Academy of Sciences USSR**, v. 151, p. 163–187. 1954.

NASA. **MODIS-aqua chlorophyll concentration OCI algorithm, 8-days composite, 4km data**. Disponível em: <<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>>. Acesso em: fev. 2017.

NIGHTINGALE, P.D.; MALIN, G.; LAW, C.S.; WATSON, A.J.; LISS, P.S.; LIDDICOAT, M.I.; BOUTIN, J.; UPSTILL-GODDARD, R.C. In situ evaluation of air-sea exchange parameterization using novel conservative and volatile tracers. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 1, p. 373–387, 2000.

OBATA, A.; ISHIZAKA, J.; ENDOH, M. Global verification of critical depth theory for phytoplankton bloom with climatological in situ temperature and satellite ocean color data. **Journal of Geophysical Research**, v. 101667, n. 20, p. 657–20, 1996.

OLIVEIRA, S. M. B.; CORDANI, U. G.; FAIRCHILD, T. R. Atmosfera, clima e mudanças climáticas: sismicidade e estrutura interna da terra. In: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M. C. M.; TAIOLI, J. (Orgs.). **Decifrando a Terra**. 2.ed. São Paulo: Editora Nacional, 2009. p. 108-124.

OLSON, D.B.; EVANS, R.H., 1986. Rings of the Agulhas current: deep sea research Part A. **Oceanographic Research Papers**, v. 33, n. 1, p.27-42, 1986.

PALES, J. C; Kelling, C. D. The concentration of atmospheric carbon dioxide in Hawaii. **Journal of Geophysical Research**, n. 24, 1965.

PEREIRA, R.; ASHTON, I.; SABBAGHZADEH, B.; SHUTLER, J.D; UPSTILL-GODDARD, R.C. Reduced air–sea CO₂ exchange in the Atlantic Ocean due to biological surfactants. **Nature Geoscience**, p.1, 2018.

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

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; ACEVEDO, O.; WAINER, I.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A. E.; CAMARGO, R. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 114, n. 19, p. 1–19, 2009.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; DOURADO, M. S.; GARCIA, C. A. E.; MATA, M. M.; SILVA-DIAS, M. A. F. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas confluence region. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 22, p. 1–4, 2005. doi: 10.1029/2005GL023866.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; FARIAS, P. C.; ACEVEDO, O.; MILLER, A. J. Air-sea interaction at the Southern Brazilian Continental Shelf: in situ observations. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v.121, p. 6671–6695, 2016. doi:10.1002/2016JC011774.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; QUADRO, M. F. L. Uma revisão dos processos de interação oceano-atmosfera em regiões de intenso gradiente termal do Oceano Atlântico Sul baseada em dados observacionais . **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 4, p. 428–453, 2015.

PEZZI, L.P.; SOUZA, R.D. Variabilidade de mesoescala e interação oceano-atmosfera no Atlântico Sudoeste. In: CAVALCANTI, I. F. A. et al. (Eds.). **Tempo e clima no Brasil**. , São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p.385-406.

PIERROT, D. et al. Recommendations for autonomous underway pCO₂measuring systems and data-reduction routines. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 56, n. 8–10, p. 512–522, 2009.

PILSON, M. E. Q. **An introduction to the chemistry of the sea**. 2.ed. Kingston: University of Rhode Island, 2013. ISBN 978-0-521-88707-6.

PIONTKOVSKI, S. A.; LANDRY, M. R.; FINENKO, Z. Z.; KOVALEV, A.V.; WILLIAMS, R.; GALLIENNE, C. P.; MISHONOV, A.V.; SKRYABIN, V. A.; TOKAREV, Y. N.; NIKOLSKY, V. N. Plankton communities of the South Atlantic anticyclonic gyre. **Oceanologica Acta**, v. 26, n.3, p.255–268, 2003.

REID, J.L. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: flow patterns, tracers, and transports. **Progress in Oceanography**, v. 23, n. 3, p.149-244, 1989.

RICHARDSON, P. L. Agulhas leakage into the Atlantic estimated with subsurface floats and surface drifters. **Deep Sea Research Part I: Oceanography Research Papers**, v. 54, p. 1361–1389, 2007.

RODRIGUES, R. R.; LORENZZETTI, J. A. A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. **Continental Shelf Research**, v. 21, p. 371–394, 2001.

SAHA, S., et al. **NCEP climate forecast system version 2 (CFSv2) 6-hourly products**. 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.5065/D61C1TXF>. Acesso em: mar. 2018.

ROY-BARMAN, M.; JEANDEL, C. Marine geochemistry: ocean circulation, carbono cycle and climate change. Oxford University Press, 2016.

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

SARMIENTO, J. L.; GRUBER, N. **Ocean biogeochemical dynamics**. Princeton: Princeton University, 2006.

SEIBERT, P. et al. Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. **Atmospheric Environment**, v. 34, n. 7, p. 1001–1027, 2000.

SHILLINGTON, F.A.; REASON, C.J.C.; DUNCOMBE RAE, C.M.; FLORENCHIE, P.; PENVEN, P. Large scale physical variability of the Benguela Current Large Marine Ecosystem (BCLME). **Large Marine Ecosystem**, v. 14, p. 49-70, 2006.

SIGNORINI, S. R. On the circulation and the volume transport of the Brazil current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. **Deep-Sea Research**, v. 25, p.481-490, 1978.

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

SMALL, R. J.; DE SZOEKE, S. P.; XIE, L.; O'NEILL, H.; SEO, Q.; SONG, P.; CORNILLON, M.; SPALL, AND S. MINOBE. Air-sea interaction over ocean

fronts and eddies. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 45, p. 274–319, 2008.

SOUTELINO, R. G. **A origem da corrente do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

SPALL, M. A.; WELLER, R. A.; FUREY, P. W. Modeling the three-dimensional upper ocean heat budget and subduction rate during the subduction experiment. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. C11, p. 26151, 2000.

STOMMEL, H.: a physical and dynamical description. Berkeley: University of California Press, 1965. 248p.

STRAMMA, L.; PETERSON, R.G. Geostrophic transport in the Benguela Current region. **Journal of Physical Oceanography**, v. 19, n. 10, p.1440-1448, 1989.

STRAMMA, L.; LKEDA, Y.; PETERSON, R G. Geostrophic transport in the Brazil current region. **Deep-Sea Research**, v. 37, n.1, p. 1875-1886, 1990.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n.C9, p.20863–20883, 1999.

STULL, R.B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic, 1988.

SURFACE OCEAN CO₂ ATLAS (SOCAT). **About SOCAT**. Disponível em: <http://www.socat.info/about.html>. Acesso em: fev. 2018.

TAKAHASHI, T.; SUTHERLAND, S.; SWEENEY, C.; POISSON, A.; METZL, N.; TILBROOK, B.; BATES, N.; WANNINKHOF, R.; FEELY, R.; SABINE, C. Global sea–air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal

biological and temperature effects. **Deep-Sea Research**, v. 49, p. 1601–1622, 2002.

TAKAHASHI, T.; SUTHERLAND, S. C.; WANNINKHOF, R.; SWEENEY, C.; FEELY, R. A.; CHIPMAN, D. W.; HALES, B.; FRIEDERICH, G.; CHAVEZ, F.; SABINE, C. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂ and net sea-air CO₂ flux over the global oceans (others). **Deep-Sea Research**, v. 56, n. 8/10, p. 554–577, 2009.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. Cambridge: Academic Press, 2006. 483 p.

WANNINKHOF, R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited. **Limnology and Oceanography: Methods**, v. 12, p. 351–362, 2014.

WANNINKHOF, R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. C5, p. 7373–7382, 1992.

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

WEISS, A.; KUSS, J.; PETERS, G.; SCHNEIDER, B. Evaluating transfer velocity wind speed relationship using a long-term series of direct eddy correlation CO₂ flux measurements. **Journal of Marine Systems**, v. 66, n. 1/4, p. 130–139, 2007.

WEISS, R. F. CO₂ in water and seawater: the solubility of non-ideal gas. **Marine Chemistry**, v. 2, p. 203–215, 1974.

WEISS, R. F.; PRICE, B. A. Nitrous oxide solubility in water and seawater. **Marine Chemistry**, v. 8, n. 4, p. 347–359, 1980.

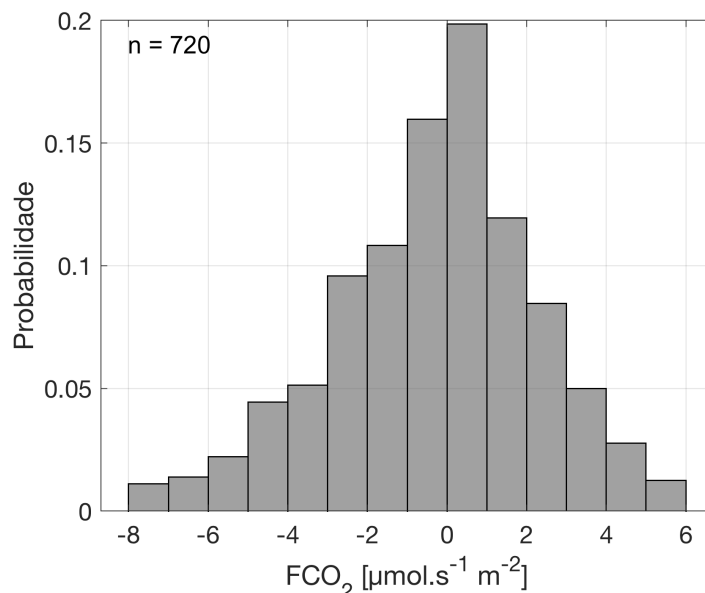
WILLETT, K. M.; HURST, D. F.; DUNN, R. J. H; DOLMAN, A. J. Overview. [in State of the Climate in 2015]. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 8, p. S7-S11, 2016.

WILLIAMS, R. G.; FOLLOWS, M. J. **Ocean dynamics and the carbon cycle**. Cambridge: Cambridge University Press, 2011.

ZEEBE, R.E.; WOLF-GLADROW, D.A. **CO₂ in seawater**: equilibrium, kinetics, isotopes. Amsterdam: Elsevier, 2001.

APÊNDICE A – DISTRIBUIÇÃO DOS FLUXOS DE CO₂ NA ÁREA DE ESTUDO E NAS 4 SUB-REGIÕES

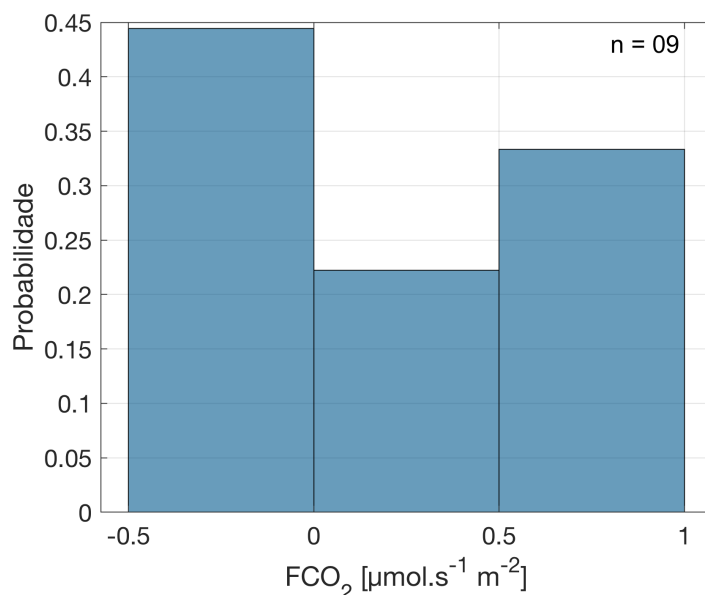
Figura A.1 – Histograma dos valores do fluxo de CO₂, para toda área de estudo.



Distribuição dos valores do fluxo de CO₂ por CV (FCO₂) em relação a probabilidade de ocorrência para toda área de estudo (n = 720).

Fonte: Produzido pelo autor.

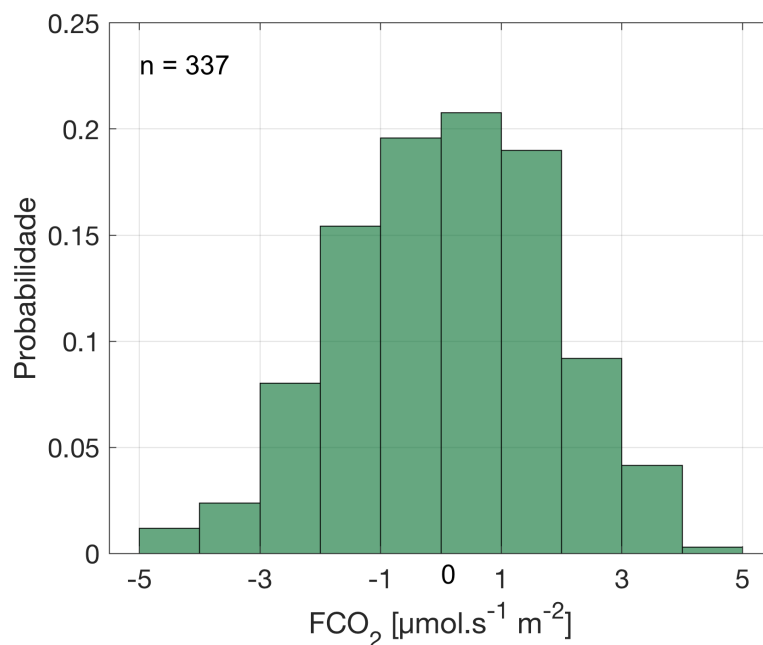
Figura A.2 – Histograma dos valores do fluxo de CO₂, para sub-região 1.



Distribuição dos valores do fluxo de CO₂ por CV (FCO₂) em relação a probabilidade de ocorrência para a R1 na costa da África (n = 09).

Fonte: Produzido pelo autor.

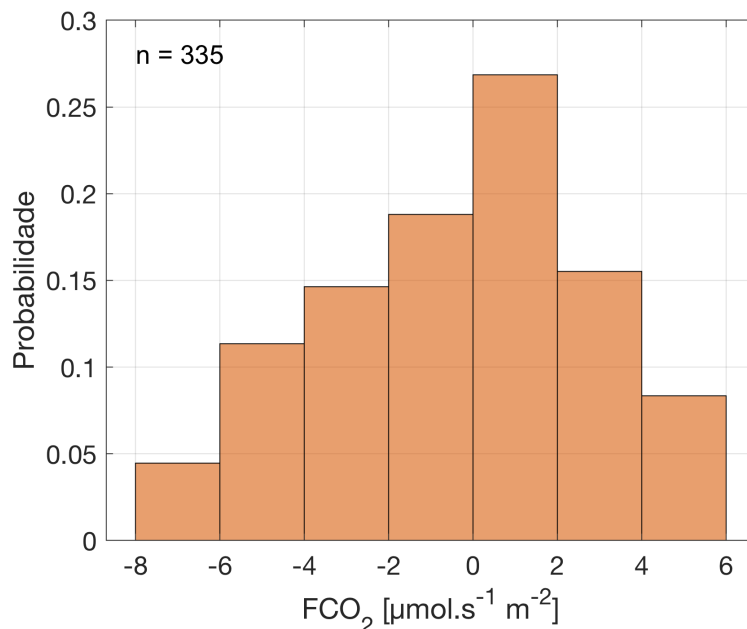
Figura A.3 – Histograma dos valores do fluxo de CO₂, para sub-região 2.



Distribuição dos valores do fluxo de CO₂ por CV (FCO₂) em relação a probabilidade de ocorrência para a R2 na porção leste do oceano aberto (n = 337).

Fonte: Produzido pelo autor.

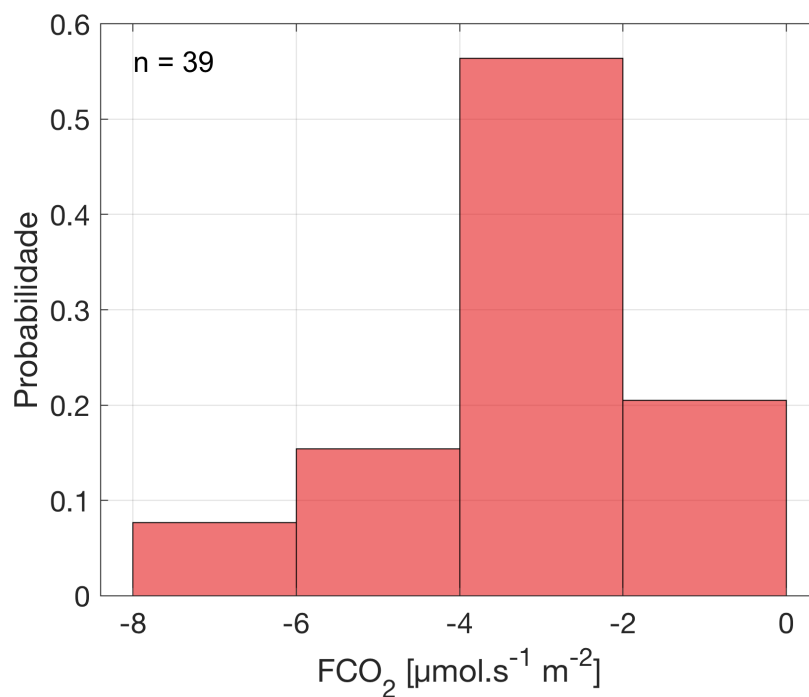
Figura A.4 – Histograma dos valores do fluxo de CO₂, para sub-região 3.



Distribuição dos valores do fluxo de CO₂ por CV (FCO₂) em relação a probabilidade de ocorrência para a R3 na porção oeste do oceano aberto (n = 335).

Fonte: Produzido pelo autor.

Figura A.5 – Histograma dos valores do fluxo de CO₂, para sub-região 4.

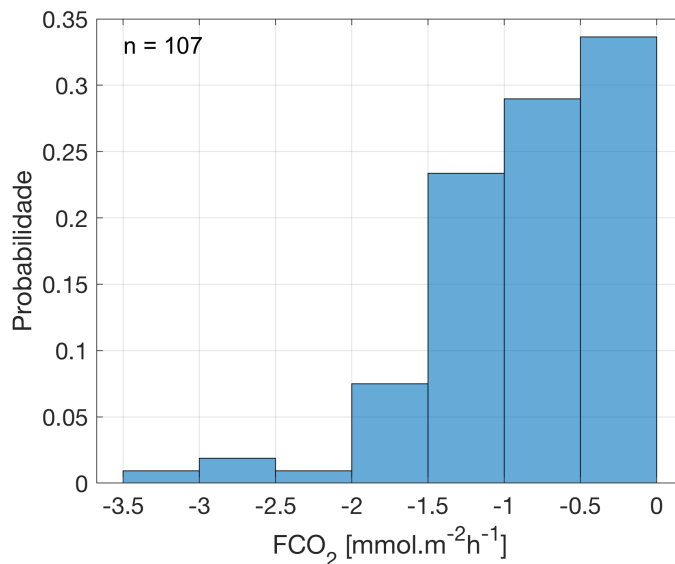


Distribuição dos valores do fluxo de CO₂ por CV (FCO₂) em relação a probabilidade de ocorrência para a R4 na costa do Brasil (n = 39).

Fonte: Produzido pelo autor.

APÊNDICE B – DISTRIBUIÇÃO DOS FLUXOS DE CO₂ PELOS DIFERENTES MÉTODOS

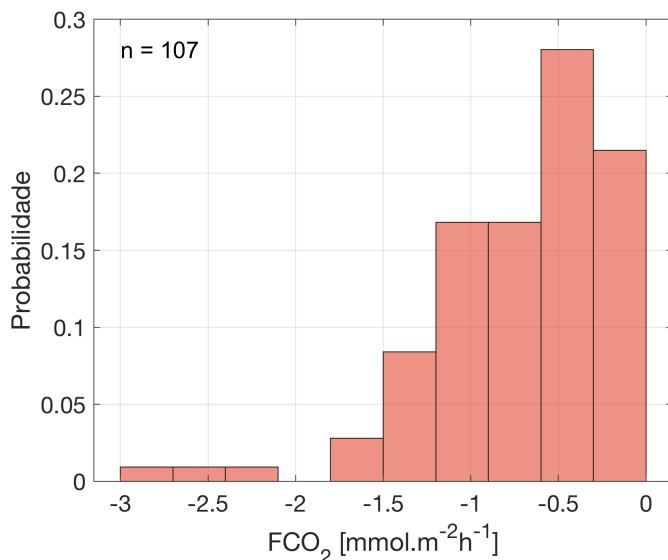
Figura B.1 – Histograma dos valores do fluxo de CO₂, para kw92.



Distribuição dos valores do fluxo de CO₂ por bulk (FCO₂), utilizando a velocidade de transferência de Wanninkhov (1992 – kw92), em relação a probabilidade de ocorrência (n = 107), dos dias 30 de junho a 14 de julho de 2015.

Fonte: Produzido pelo autor.

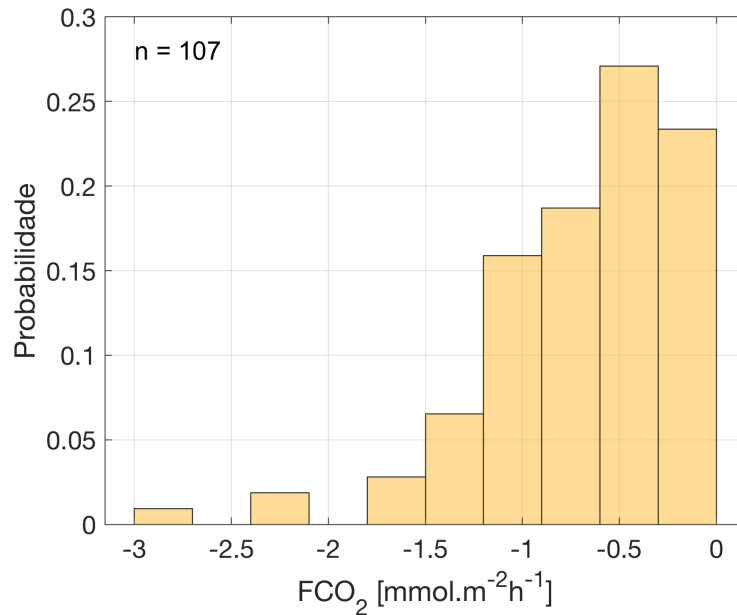
Figura B.2 – Histograma dos valores do fluxo de CO₂, para kt09.



Distribuição dos valores do fluxo de CO₂ por bulk (FCO₂), utilizando a velocidade de transferência de Takahashi et al. (2009 – kt09), em relação a probabilidade de ocorrência (n = 107), dos dias 30 de junho a 14 de julho de 2015.

Fonte: Produzido pelo autor.

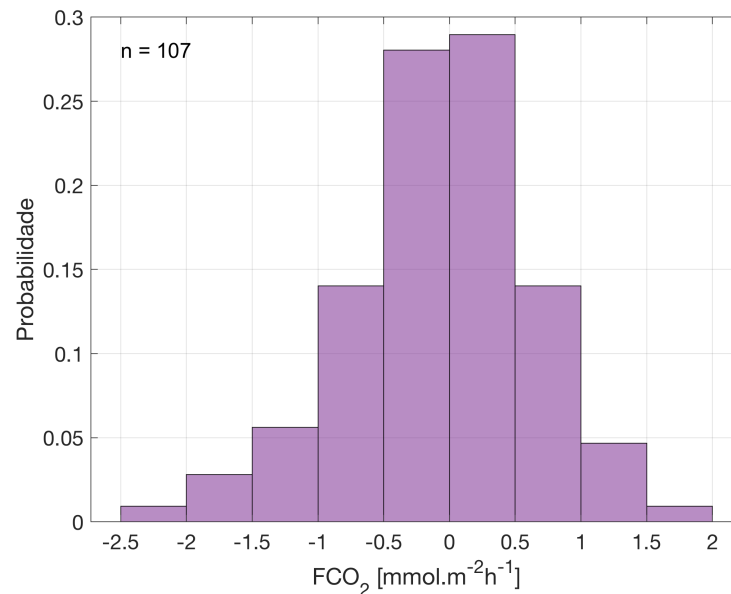
Figura B.3 – Histograma dos valores do fluxo de CO₂, para kw14.



Distribuição dos valores do fluxo de CO₂ por bulk (FCO₂), utilizando a velocidade de transferência de Wanninkhov (2014 – kw14), em relação a probabilidade de ocorrência (n = 107), dos dias 30 de junho a 14 de julho de 2015.

Fonte: Produzido pelo autor.

Figura B.4 – Histograma dos valores do fluxo de CO₂, por CV.



Distribuição dos valores do fluxo de CO₂ (FCO₂), utilizando o método Covariância de Vórtices (CV), em relação a probabilidade de ocorrência (n = 107), dos dias 30 de junho a 14 de julho de 2015.

Fonte: Produzido pelo autor.

