

sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/09.06.17.40-TDI

VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DOS FLUXOS DE CO2 NO SETOR ATLÂNTICO DO OCEANO AUSTRAL

Gabrielle Tavares de Carvalho

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Luciano Ponzi Pezzi, e Nathalie Lefèvre, aprovada em 25 de agosto de 2023.

URL do documento original: <http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/49PKDPH>

> INPE São José dos Campos 2023

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE Coordenação de Ensino, Pesquisa e Extensão (COEPE) Divisão de Biblioteca (DIBIB) CEP 12.227-010 São José dos Campos - SP - Brasil Tel.:(012) 3208-6923/7348 E-mail: pubtc@inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):

Presidente:

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)

Membros:

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

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)

Dr. Rafael Duarte Coelho dos Santos - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)



sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/09.06.17.40-TDI

VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DOS FLUXOS DE CO2 NO SETOR ATLÂNTICO DO OCEANO AUSTRAL

Gabrielle Tavares de Carvalho

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Luciano Ponzi Pezzi, e Nathalie Lefèvre, aprovada em 25 de agosto de 2023.

URL do documento original: <http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/49PKDPH>

> INPE São José dos Campos 2023

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Carvalho, Gabrielle Tavares de.

C253v

Variabilidade espaço-temporal dos fluxos de CO2 no setor atlântico do Oceano Austral / Gabrielle Tavares de Carvalho. – São José dos Campos : INPE, 2023.

xxii + 85 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/09.06.17.40-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2023. Orientadores : Drs. Luciano Ponzi Pezzi, e Nathalie Lefèvre.

1. Fluxo de CO2. 2. Setor Atlântico do Oceano Austral. 3. Rede neural artificial. I.Título.

CDU 528.8:551.588



Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.







INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

Serviço de Pós-Graduação - SEPGR

DEFESA FINAL DE DISSERTAÇÃO DE GABRIELLE TAVARES DE CARVALHO REG. 621327/2021, BANCA Nº 218/2023

No dia 25 de agosto de 2023, em formato online, o(a) aluno(a) mencionado(a) acima defendeu seu trabalho final (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O(A) aluno(a) foi APROVADO(A) pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Mestra em Sensoriamento Remoto, com a exigência de que o trabalho final a ser publicado deverá incorporar as correções sugeridas pela Banca Examinadora, com revisão pelo(s) orientador(es).

Título: VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DOS FLUXOS DE CO₂ NO SETOR ATLÂNTICO DO OCEANO AUSTRAL

Membros da banca:

Dr. Douglas Francisco Marcolino Gherardi – Presidente – INPE Dr. Luciano Ponzi Pezzi – Orientador – INPE Dra. Nathalie Lefèvre – Orientadora – IRD-França Dra. Leticia Cotrim da Cunha – Membro Externo – UERJ

Declaração de aprovação da orientadora Dra. Nathalie Lefèvre anexa ao processo.



Documento assinado eletronicamente por **Douglas Francisco Marcolino Gherardi, Tecnologista**, em 31/08/2023, às 16:26 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do <u>Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020</u>.



Documento assinado eletronicamente por **Leticia Cotrim da Cunha (E)**, **Usuário Externo**, em 31/08/2023, às 16:29 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do <u>Decreto</u> <u>nº 10.543, de 13 de novembro de 2020</u>.



Documento assinado eletronicamente por **Luciano Ponzi Pezzi**, **Pesquisador**, em 31/08/2023, às 16:59 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do <u>Decreto nº 10.543, de 13</u> <u>de novembro de 2020</u>.



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <u>https://sei.mcti.gov.br/verifica.html</u>, informando o código verificador **11312672** e o código CRC **B7EA6198**.

Referência: Processo nº 01340.006953/2023-98

O que importa é que sempre é possível e necessário "Recomeçar". Recomeçar é dar uma chance a si mesmo... É renovar as esperanças na vida e o mais importante... Acreditar em você de novo.

(Trecho do Poema "Recomeçar" de Carlos Drummond de Andrade)

Dedico este trabalho de pesquisa aos meus pais. Sua grande força foi a mola propulsora que permitiu o meu avanço, mesmo durante os momentos mais difíceis. Agradeço do fundo do meu coração.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a Deus.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio com a concessão da bolsa de mestrado (621327/2021)

Ao Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pela disponibilização de recursos para a elaboração deste trabalho, e também aos professores.

Aos meus pais, Maria Tavares e Miguel Ribeiro que sempre me incentivaram mas, principalmente a minha mãe, minha amiga de todas as horas. Minha eterna gratidão.

Ao meu estimado professor Dr. Luciano Ponzi Pezzi por ter aceitado ser meu orientador e por todos os seus ensinamentos.

A minha professora Dra. Nathalie Lefèvre que me auxiliou na germinação das ideias e durante todo o processo de desenvolvimento deste presente projeto.

Ao meu professor Antônio Geraldo que me incentivou a seguir o caminho que estou hoje.

A importantíssima colaboração neste trabalho do professor Dr. Carlos Mejia.

A minha colega de turma Emily.

Aos meus colegas de laboratório a Dra. Celina Cândida e Dr. Marcelo F. Santini.

Ao Laboratório de Estudos do Oceano e da Atmosfera (LOA).

Ao Laboratoire d'Océanographie et du Climat: Expérimentations et Approches Numériques, Sorbonne Université (LOCEAN).

Ao Institut de Recherche pour le Développement (IRD).

A toda a minha família, principalmente minha irmã Michelle e meus sobrinhos Sofya, Monyelle e Elias.

RESUMO

O Oceano Antártico possui um papel fundamental no sistema climático do planeta, devido ser a principal fonte de águas do interior dos oceanos do mundo, além de fornecer o principal caminho de retorno dessas águas para a superfície, controlando assim, os reservatórios oceânicos, como carbono e calor. É caracterizado como um sumidouro de CO₂ atmosférico. No entanto, a captação pode variar ao longo do tempo, sendo um fato ainda pouco compreendido. O oceano Austral é uma região com poucos dados observacionais devido a uma descontinuidade de informações no tempo e no espaço de coletas in situ, a maioria das medidas são realizadas no verão e na primavera austral. Assim, foi estimada a variabilidade do fluxo CO_2 , e o papel das variáveis atmosféricas e oceânicas a essa variabilidade, utilizando medições in situ, informações de satélite e de reanálise, no setor Atlântico do oceano Austral, por meio do método de parametrização bulk, do período de 2003 a 2022. Um modelo de rede neural foi produzido para estimar pCO2mar, visto que não há estimativas desse dado por satélite. A partir das estimativas de pCO_{2mar} foi possível calcular o fluxo de CO₂ em uma grande escala espacial e temporal. O fluxo de CO₂ varia de -5 a 5 µmol/m²/mês, absorvendo nos períodos de verão e primavera, e no inverno e no outono austral, a absorção diminui. Foi demonstrado que a absorção de CO₂ foi intensificada, 7,6 μ mol/m²/mês de 2003 a 2022. A intensificação se deve a mudanças na velocidade do vento oeste, relacionadas à tendência da fase positiva da Oscilação Antártica e aos eventos extremos de El Niño e La Niña.

Palavras-chave: Fluxo de CO₂. Setor Atlântico do Oceano Austral. Rede Neural Artificial.

SPACE-TEMPORAL VARIABILITY OF CO₂ FLUX IN THE ATLANTIC SECTOR OF THE SOUTHERN OCEAN

ABSTRACT

The Southern Ocean plays a fundamental role in the planet's climate system, as it is the main source of water from the interior of the world's oceans, in addition to providing the main route for these waters to return to the surface, thus controlling oceanic reservoirs, such as carbon and hot. It is characterized as a sink for atmospheric CO₂. However, uptake may vary over time, a fact that is still poorly understood. The Southern Ocean is a region with little observational data due to a discontinuity of information in time and space from in situ collections, most measurements are carried out in the southern summer and spring. Thus, the variability of the CO₂ flux was estimated, and the role of atmospheric and oceanic variables in this variability, using in situ measurements, satellite and reanalysis information, in the Atlantic sector of the Southern Ocean, using the bulk parameterization method, the period from 2003 to 2022. A neural network model was produced to estimate pCO2mar, as there are no estimates of this data by satellite. From the pCO_{2sea} estimates it was possible to calculate the CO_2 flux on a large spatial and temporal scale. The CO_2 flux varies from -5 to 5 μ mol/m²/month, absorbed in the summer and spring periods, and in the southern winter and autumn, absorption decreases. It was shown that CO₂ absorption was intensified, 7.6 µmol/m²/month from 2003 to 2022. The intensification is due to changes in west wind speed, related to the trend of the positive phase of the Antarctic Oscillation and extreme events El Niño and La Niña.

Keywords: CO₂ flux. Atlantic Sector of the Southern Ocean. Artificial Neural Network.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Esquema transversal ilustrando as principais massas de água do Oceano Austral
Figura 2.2 – Esquema de uma seção meridional no Oceano Austral mostrando as massas de água, a circulação meridional e a maioria das frentes
Figura 2.3 - Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM)
Figura 2.4 - Modelo esquemático do sistema carbonato na água do mar9
Figura 2.5 - Esquema da formação de carbonato de cálcio (CaCO3)10
Figura 3.1 - Ilustração das etapas percorridas neste estudo, na Passagem de Drake15
Figura 3.2 - Ilustração das etapas percorridas neste estudo16
Figura 3.3 – Localização do setor Atlântico do Oceano Austral17
Figura 3.4 – Navio Polar Almirante Maximiano H-41
Figura 3.5 – Torre micrometeorológica instalada na proa do H-4119
Figura 3.6 – Esquema de funcionamento do equilibrador utilizado para realizar a medida do CO ₂ contido na água do mar20
Figura 3.7 – Representação da componente vertical do vento coletada pelo anemômetro sônico (w bruto) e o corrigido (w corrigido), para o dia 15 fevereiro de 202224
Figura 3.8 - Ilustração da rede neural artificial profunda
Figura 3.9 – Ilustração da área utilizada (retângulo vermelho) para comparação entre as estimativas produzidas com os dados de satélite, reanálises e a partir de modelos, com as produzidas com os dados do SOCAT
Figura 3.10 – Representação geométrica da relação estatística entre E', $\sigma_f, \sigma_r \in R$ 35

Figura 4.1 – Diagramas de Taylor para as observações de TSM do termosalinógrafo e do
MODIS, de fevereiro de 2022, do dia 14 (a) e dia 15 (b)
Figura 4.2 – Variação da TSM medida pelo termosalinógrafo e pelo MODIS, dos de 14 e
15 de fevereiro de 2022
Figura 4.3 – Diagramas de Taylor entre as estimativas e as medidas mensais do SOCAT,
de pCO2 do ar (a), do FCO2 (b)pCO2 da água (c). O FCO2 a partir dos dados do SOCAT
e os estimados (d)40
Figura 4.4 -Distribuição do fluxo de CO2 com os dados do SOCAT de fevereiro de 2016
e 2019, e do ATMOS de fevereiro de 202242
Figura 4.5 – Anomalias mensais de 2003 a 2022 do fluxo de CO2 (FCO2) (µmol/m²/mês)
Figura 4.6 – Anomalias mensais de 2003 a 2022 da temperatura da superfície do mar
(TSM) (°C)48
Figura 4.7 – Séries mensais das variáveis atmosféricas e oceanográficas da Passagem de
Drake
Figura 4.8 – Variação sazonal do fluxo de CO2 (FCO2 µmol/m²/mês), de 2003 a 2022
Figura 4.9 - Média mensal do fluxo de CO2 (µmol/m²/mês), e períodos de ocorrência de
El Niño, La Niña e Oscilação Antártica52

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Instrumentos e os respectivos dados usados
Tabela 4.1 – Teste das estimativas de pCO2mar com os dados do SOCAT e do ATMOS,de 2003 a 2022
Tabela 4.2 - Métricas estatísticas entre o FCO2 calculado com os dados in situ e a partirda reconstrução de pCO2mar da RNA41
Tabela 4.3 – Média por período do fluxo de CO2 (FCO2) (µmol/m²/h), pressão atmosférica (PNM) (hPa), velocidade do vento (u) (m/h), temperatura do ar (Tar) (°C), salinidade da superfície do mar (SSM) (psu), temperatura da superfície do mar (TSM) (°C), na Passagem de Drake
Tabela 4.4 – Média mensal do fluxo de CO2 (FCO2 antes) (µmol/m ²) dos 3 meses anteriores à ocorrência dos fenômenos, períodos de ocorrência da La Niña e do El Niño destacando a classe que se enquadra, média mensal do fluxo de FCO2 (µmol/m ²) durante
o fenômeno e a fase da Oscilação Antártica 52

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AIRS	Atmospheric Infrared Sounder
ATMOS	Antarctic Modeling Observation System
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
APC	Águas Profundas Circumpolares
CCA	Corrente Circumpolar Antártica
CI	Camada de Inversão
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLAM	Camada Limite Atmosférica Marinha
CMi	Camada de Mistura
CO_2	Dióxido de carbono
CS	Camada Superficial
CSM	Camada Superficial Molecular
CV	Covariância de Vórtices
DIC	Carbono Inorgânico Dissolvido
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
FCO ₂	Fluxo de dióxido de carbono
GOSAT	Greenhouse gases Observing Satellite
GPS	Global Positioning System
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LOA	Laboratório de Estudos do Oceano e da Atmosfera
OCO-2	Orbiting Carbon Observatory-2
PCO ₂	Pressão Parcial de CO ₂
PH	Potencial hidrogeniônico
PPM	Partes Por Milhão
PROANTAR	Programa Antártico Brasileiro

OA	Oscilação Antártica
SMOS	Soil Moisture Ocean Salinity
SSM	Salinidade da Superfície do Mar
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
xCO ₂	Fração Molar de CO ₂

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1	
Objetivos	2
1.1.1 Objetivo geral	2
1.1.2 Objetivos específicos	3
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	4
2.1 Oceano Austral	4
2.2 CO2 no ambiente	6
2.2.1 CO2 na atmosfera	6
2.2.2 CO2 no oceano	8
2.3 Variabilidade do fluxo de CO2 no Oceano Austral	11
3. MATERIAIS E MÉTODOS	15
3.1 Área de estudo	16
3.2 Dados in situ	17
3.2.1 Torre micrometeorológica	18
3.2.2 Analisador de gás carbônico LI-850	19
3.3 Dados ex situ	21
3.3.1 CO2 atmosférico	21
3.3.2 Temperatura da Superfície do Mar e Salinidade da Superfície do Mar	22
3.3.3 Concentração de clorofila	22
3.4 Métodos utilizados	22
3.4.1 Covariância de Vórtices [OB](CV)	22
3.4.2 Rede neural artificial para estimativa de pCO2mar	25
3.4.3 Reamostragem	28
3.4.4 Parametrização bulk	29
3.5 Análises	32
3.5.1 Análise da variabilidade do fluxo de CO2 com dado in situ	32
3.5.2 Análise da variabilidade do fluxo de CO2 com dado ex situ	32
3.5.3 Diagrama de Taylor para quantificação dos erros	34
4. RESULTADOS	36
4.1 Comparação entre os dados in situ e de satélites, reanálises e do modelo RNA	36
4.2 Fluxo de CO2 em fevereiro	41
4.3 Fluxos de CO2 a partir da rede neural artificial	43
4.4 Variabilidade interanual do fluxo de CO2	48
4.5 O efeito da OA e do ENOS sobre o fluxo de CO2	50
5. DISCUSSÃO	53

5.1 Variabilidade da absorção de CO2	54
5.2 Efeito do ENOS e da OA sobre o fluxo de CO2	57
5.3 Evolução a longo prazo do fluxo de CO2	58
6 CONCLUSÃO	59
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	62
ANEXO A - FLUXOS DE CO2 (FCO2) (MMOL/M ² /MÊS) MENSAIS,	DE
JANEIRO DE 2003 A FEVEREIRO DE 2022	. 77

1. INTRODUÇÃO

O Oceano Austral absorve cerca de 40% do CO₂ global oceânico (MAYOT et al., 2023). Estudos com base em dados *in situ*, coletados a partir de navios, mostraram uma absorção líquida climatológica de CO₂ de -0,8 e de -1,0 Pg C/ano, indicando que a direção do fluxo é no sentido da atmosfera para o oceano, nessa região, com base em Takahashi et al., 2009 e Landschützer et al., 2014, respectivamente. Esta região é a principal fonte de águas profundas dos oceanos do mundo e de ressurgência dessas águas para a superfície, mantendo assim, o oceano oxigenado, e consequentemente regulando os reservatórios oceânicos, como de carbono e calor (TALLEY et al., 2003; GOLDEMBERG et al., 2011; SILVA et al., 2017).

O fluxo de CO₂ na interface oceano - atmosfera do Oceano Austral varia nas escalas temporais de sazonal, interanual e decadal (LE QUÉRÉ et al., 2007; LANDSCHÜTZER et al., 2015; SUTTON et al., 2021). Varia sazonalmente, principalmente por alterações na temperatura da superfície do mar e na atividade biológica. Na primavera e no verão austral ocorre um aumento da disponibilidade de luz e estratificação estável da água superficial. Isso permite que haja o aumento da produtividade biológica primária, contribuindo para o aumento da absorção de CO₂ durante essas estações (DUCKLOW et al., 2013; HEINZE et al., 2015; VIANA et al., 2021). No entanto, as variações interanuais e decadais podem estar relacionadas às mudanças na formação de águas profundas e associadas aos fenômenos climáticos, sendo o El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e a Oscilação Antártica (OA) (HEINZE et al., 2015; LOVENDUSKI et al., 2008; BROWN et al. 2019; AVELINA et al., 2020). Apesar disso, a magnitude da influência do ENOS e do OA na variação do fluxo de CO₂ ainda não foi compreendida (SUTTON et al., 2021).

Estudos recentes mostram que a absorção de CO₂ tem se intensificado no Oceano Austral. Essa intensificação pode estar sendo influenciada pelo aumento da temperatura e da velocidade dos ventos de oeste que vem ocorrendo, impulsionados pela variabilidade climática (STAMMERJOHN et al., 2008; TURNER et al., 2014; DEJONG et al., 2017; SCHOFIELD et al., 2018; BROWN et al., 2019; MONTEIRO et al., 2020). Assim, surge a necessidade de determinar como ocorre a variabilidade espacial e temporal do fluxo de CO₂ no setor Atlântico do oceano Austral, além de determinar o papel das variáveis atmosféricas e oceânicas na influência dessa variabilidade.

O oceano Austral é uma das regiões com menos medições *in situ*, devido ao isolamento geográfico, mudanças bruscas de tempo, ventos intensos, ondas de até 10m e a cobertura de gelo que dificultam a execução de cruzeiros. Assim, há uma descontinuidade de informações espaço-temporal do conjunto de dados existentes (TAKAHASHI et al., 2009; SABINE et al., 2013; BAKKER et al., 2016). Com exceção da Passagem de Drake, existem poucas medidas nos períodos das estações de outono e inverno, sendo a maioria realizada no verão e na primavera austral (PARKINSON et al., 2012; MEIJERS et al., 2014; MONTEIRO et al., 2020). Isso faz com que seja necessário utilizar ferramentas que solucionem a falta de medidas constantes. Assim, neste trabalho foi utilizado dados *in situ*, coletados pelos projetos ATMOS e SOCAT, informações de satélites e de reanálise, para se ter uma maior cobertura espacial e temporal. Porém, devido à falta de estimativas por satélites da pCO_{2mar}, que é uma das variáveis necessárias para a determinação do fluxo de CO₂, foi também produzido estimativas de pCO_{2mar} por meio de um modelo de rede neural artificial.

1.1 Objetivos

A partir da identificação, em estudos recentes, da intensificação da absorção de CO_2 no oceano Austral, surge a necessidade de entender sobre essa variação da absorção de CO_2 que vem ocorrendo. O entendimento sobre essa variação foi realizado com base na determinação da variabilidade espacial e temporal do fluxo de CO_2 no setor Atlântico do oceano Austral, como também, das variáveis atmosféricas e oceânicas que estão influenciando na variabilidade.

1.1.1 Objetivo geral

Determinar a variabilidade temporal e espacial do fluxo de CO_2 na interface oceanoatmosfera no setor Atlântico do Oceano Austral, durante o período de 2003 a 2022.

1.1.2 Objetivos específicos

• Analisar a partir de dados *in situ*, como as variáveis atmosféricas e oceânicas atuam sobre a variabilidade do fluxo de CO₂;

• Determinar a variabilidade espaço-temporal do fluxo de CO₂ no setor Atlântico do Oceano Austral, durante o período de janeiro de 2003 a fevereiro de 2022;

• Determinar a causa da intensificação da absorção de CO₂ no setor Atlântico do Oceano Austral, durante o período de janeiro de 2003 a fevereiro de 2022.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste item é apresentado como ocorre o fluxo de CO_2 entre o oceano e atmosfera no oceano Austral, e as características do setor Atlântico do oceano Austral.

2.1 Oceano Austral

O oceano Austral está localizado, de acordo com o Artigo 6° do Tratado Antártico de 1959, a sul de 60°S. Porém, o seu regime oceanográfico vai além desse limite, pois a Corrente Circumpolar Antártica (CCA) se estende até 38°S, além de circundar os oceanos Atlântico, Pacífico e Índico (Figura 2.1) (TALLEY, 2011). Além disso, o Oceano Austral é a principal fonte de águas profundas dos oceanos do mundo e de ressurgência dessas águas para a superfície (MARSHALL; SPEER 2012). A ressurgência é impulsionada pelos ventos de oeste, trazendo grandes quantidades de águas profundas para a superfície do oceano. Ao alcançar a superfície, parte desta água é transportada para o norte, onde afunda no interior do oceano, e o restante é transportado para o sul, onde é convertido na densa Água de Fundo Antártica (KHATIWALA et al., 2009). A formação de águas profundas e o transporte para o interior do oceano (TALLEY et al., 2003; GOLDEMBERG et al., 2011; SILVA et al., 2017). A água que ressurge absorve uma grande quantidade de CO₂, devido ao longo tempo que estava sem contato com a atmosfera (KHATIWALA et al., 2009).

Figura 2.1 - Ilustração do Oceano Austral e a localização dos setores dos oceanos Atlântico, Índico e Pacifico.



Fonte: Meredith e Brandon et al. (2016).

A circulação do oceano Austral ocorre da seguinte forma: a célula superior da circulação meridional é impulsionada pelo vento, que causa ressurgência das Águas Profundas Circumpolares (APCs) ao longo de isopicnais inclinadas, devido ao transporte divergente de Ekman, que ressurgem na CCA (MARSHALL et al., 2012). Na superfície (Figura 2.2), as APCs se transformam nas Águas Modais Subantárticas (em inglês Subantarctic Mode Water - SAMW) e nas Águas Intermediárias Antárticas (AIAs), que compõem a parte superior da Circulação de Revolvimento Meridional do Atlântico (SALLÉE et al., 2010). Os fluxos de flutuabilidade superficial, as interações oceano-atmosfera, plataformas de gelo e gelo marinho, produzem a fria e salgada Água de Plataforma Densa (APD), que se transforma na densa Água Antártica de Fundo (AAF), formada em mares como de Ross e Weddell, e ao longo da costa leste da Antártica (OHSHIMA et al., 2013).

A CCA circunda o continente Antártico continuamente (BARKEK et al. 2007). Quando a CCA atinge a Passagem de Drake, o estreitamento entre a Antártica e a América do Sul provoca um aumento na velocidade do fluxo, e resulta no fortalecimento das principais frentes oceânicas circumpolares (SPRINTALL, 2003). Essas frentes, de sul para norte, são (Figura 2.2): 1) a Fronteira Continental de Água (em inglês Continental Shelf Water - CSW), é o limite norte da massa de água fria; 2) a Frente da Corrente Circumpolar Antártica Meridional (em inglês Antarctic Surface Water - AASW), se estende aproximadamente ao longo da encosta antártica e se desvia ligeiramente para o norte em 56° W; 3) a Frente Polar (em inglês Polar Front - PF), formada pela convergência das águas antárticas e subantárticas, e 4) a Frente Subantártica (em inglês Subantarctic Front - SAF) define o limite norte da CCA. A norte da Frente Subantártica está a Frente Subtropical (STF), que marca a extensão mais setentrional das águas subantárticas (ORSI et al. 1995).



Figura 2.2 - Esquema de uma seção meridional no Oceano Austral mostrando as massas de água, a circulação meridional e a maioria das frentes.

Esquema de uma seção meridional no Oceano Austral mostrando as massas de água, a circulação meridional, as frentes e a maioria das frentes. Siglas: Continental Shelf Water (CSW), Antarctic Surface Water (AASW), Subantarctic Mode Water (SAMW), Subantarctic Surface Water (SASW), Subtropical Surface Water (STSW), Antarctic Slope Front (ASF), Southern Boundary (SB), Southern ACC Front (SACCF), Polar Front (PF), Subantarctic Front (SAF) e Subtropical Front (STF).

Fonte: Talley et al. (2011).

2.2 CO₂ no ambiente

2.2.1 CO₂ na atmosfera

Na atmosfera, o CO_2 ocorre apenas em uma pequena fração molar, atualmente em torno de 419 ppm (ppm = partes por milhão) (http://scrippsco2.ucsd.edu/ graphics_gallery/maunaloarecord.html). No entanto, é considerado um dos gases de efeito estufa mais importantes, devido à sua abundância em comparação com outros gases que geram esse efeito. O efeito estufa do CO_2 pode ser devido à sua estrutura molecular. Ao a radiação térmica emitida pela superfície da Terra entrar em contato com o CO_2 , faz com que ocorra movimentos vibratórios e rotacionais neste gás, fazendo com que a atmosfera inferior permaneça aquecida (TOMIZUKA, 2010). A principal banda de absorção do CO_2 é de 15 µm. A radiação solar que chega na Terra é de comprimento de onda curto (0,5–1 µm), e a radiação térmica que sai da Terra é de comprimento de onda longo (5 - 20 µm). O efeito estufa natural faz com que a temperatura do planeta permaneça adequada para a sobrevivência dos seres vivos (HEINZE et al., 2015). No entanto, a queima de combustíveis fósseis e mudanças no uso do solo (como o desmatamento florestal), produzem e emitem gases para a atmosfera, como CO_2 , que acabam intensificando o efeito estufa, resultando em temperaturas mais altas na superfície do planeta (CIAIS et al., 2013; LE QUÉRÉ et al., 2018).

O CO_2 é encontrado principalmente na troposfera, onde é advectado pelo vento, espalhando-se pelo globo. Esta é a camada mais baixa da atmosfera, e pode ser dividida em duas partes principais: uma próxima ao solo, a Camada Limite Atmosférica (CLA), a qual ocorre os processos de evaporação, transpiração, trocas de calor, emissão de gases e cisalhamento do vento, e o restante, é a atmosfera livre (STULL et al., 1988; ARVA et al., 2001; FOKEN et al., 2008).

Sobre o oceano, a Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM) pode ser dividida em subcamadas (Figura 2.3), a Camada Superficial Molecular (CSM), a Camada Superficial (CS), a Camada de Mistura (CMi) e a Camada de Inversão (CI) (STULL et al., 1988; MARION et al., 2014). A CSM é a mais próxima da superfície, onde os processos de troca ocorrem por difusão. Logo acima está a CS, no qual os processos turbulentos são resultantes da transferência de momentum entre a atmosfera e o oceano. Em seguida, na CMi, ocorre uma intensa mistura turbulenta, pois esta é responsável pelas trocas difusivas e mecânicas na interface oceano e baixa atmosfera (STULL et al., 1988; ARVA et al., 2001; FOKEN et al., 2008; MARION, 2014). Por último, a CI define a altura da CLAM, devido a inversão térmica que ocorre (FAIRALL et al., 1997; MARION, 2014). Deste modo, para os processos dos fluxos de CO₂, a CSM e a CS são as mais importantes, pois é nessas camadas que ocorrem as principais trocas desse gás com o oceano (OLIVEIRA et al., 2019).



Figura 2.3 - Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM).

Fonte: Santini (2017).

2.2.2 CO₂ no oceano

A transferência do CO₂ da atmosfera para o oceano sucede pelas trocas que ocorrem na interface oceano-atmosfera. Ao o CO₂ entrar em contato com a água (H₂O) do mar ele se dissocia em bicarbonato (HCO_3^-) e carbonato (CO_3^{2-}), esse processo é chamado de ciclagem inorgânica (Figura 2.4) (HEINZE et al., 2015). O CO₂ é representado por três formas químicas: CO₂ dissolvido e os íons HCO_3^- e CO_3^{2-} . A soma das concentrações das três formas químicas é denominada de carbono inorgânico total (CT) ou carbono inorgânico dissolvido (CID) (SOUZA, et al. 2012). O CID é distribuído nos oceanos por correntes e mistura turbulenta (HEINZE et al., 2015). Quando há uma diminuição da temperatura ocorre um aumento da solubilidade do CO₂ no mar, e uma redução da dissociação de CO₂ em íons bicarbonato e carbonato (HEINZE et al., 2015).



Figura 2.4 - Modelo esquemático do sistema carbonato na água do mar.

Fone: Souza, et al. (2012).

A principal responsável pela distribuição do CID, que por sua vez, ocorre por meio da bomba biológica de carbono, é chamada de ciclagem biológica (DEVRIES et al., 2012). A ciclagem biológica sucede por meio da conversão do CID em carbono orgânico particulado (POC), realizada principalmente através da fotossíntese, dominada pelo fitoplâncton (DEVRIES et al., 2012).

No Oceano Austral, a produção biológica aumenta à medida que os nutrientes são fornecidos de baixo para cima. Isso acontece quando ocorre disponibilidade de luz e estratificação estável da água superficial, que permite o aumento da fotossíntese, reduzindo a concentração de CO_2 na camada superficial do oceano (HEINZE et al., 2015). Este é um dos ecossistemas marinhos mais ricos em concentração de nutrientes, o que faz com que ocorram grandes florações de fitoplâncton durante a primavera e verão austral, por isso a absorção de CO_2 é maior durante essas estações (DUCKLOW et al., 2013; VIANA et al., 2021).

O DIC sofre mudanças durante a formação de carbonato de cálcio (CaCO₃) (HEINZE et al., 2015). O CaCO₃ é formado por organismos marinhos construtores de conchas e esqueletos, após a conversão do HCO_3^- em CO_3^{2-} (Figura 2.4) (HEINZE et al., 2015). No decorrer deste processo, o CO₂ é liberado para a água. Dessa forma, a bomba de CaCO₃ neutraliza a bomba de carbono orgânico (BERELSON et al., 2007). Nos oceanos, o CaCO₃ pode ser encontrado na forma de aragonita ou de calcita. A solubilidade de ambos os compostos aumenta a temperaturas mais baixas e com o aumento da pressão (ZEEBE; WOLF-GLADROW, 2001).



Figura 2.5 - Esquema da formação de carbonato de cálcio (CaCO₃).

Fonte: Adaptado de Counsil et al. (2010).

As alterações químicas no CO₂ no oceano e nas concentrações dos íons produzidos por sua dissociação, dependem da temperatura, salinidade, pressão e principalmente das alterações no pH do sistema (SOUZA, et al., 2012). O CO₂ dissolvido aumenta em potencial hidrogeniônico (pH) mais baixo. Processos como a fotossíntese e a respiração da matéria orgânica alteram o pH, e por consequência, alteram as espécies químicas e a concentração total de CID (SOUZA, et al., 2012). A concentração e a pressão parcial de CO₂ (pCO₂) na água é afetada de acordo com o predomínio de cada um destes processos. A transferência de gás entre a atmosfera e o oceano ocorre devido a busca do equilíbrio nos dois ambientes (SOUZA, et al., 2012). Dessa forma, a direção do fluxo de CO₂ na interface água-atmosfera é moldada pelo gradiente da pCO₂ entre o oceano e na atmosfera, ocorrendo do local de maior para o de menor pCO₂ (SOUZA, et al., 2012). O gradiente é gerado devido às alterações nas concentrações de CO₂ no oceano, que por sua vez, essas alterações estão relacionadas aos processos de produção/respiração e precipitação/dissolução de CaCO₃ (SOUZA, et al., 2012). Em relação às taxas de troca do fluxo de CO₂, estas são moldadas principalmente pela velocidade do vento (SOUZA, et al., 2012). Quanto maior a velocidade do vento, maior será a troca entre a interface, e maior será a magnitude dos fluxos (SOUZA, et al., 2012).

Além disso, estruturas de mesoescala oceânicas, como um vórtice de núcleo quente ou uma frente oceânica, afetam a atmosfera, e assim também possuem a capacidade de modular o fluxo de CO₂, como observada por Pezzi et al. (2021), ao estudar um vórtice

de núcleo quente na região do Atlântico Sudoeste. O vórtice observado atuou como uma fonte de CO₂ para a atmosfera. O Atlântico Sudoeste é uma região de transição para o Oceano Austral, onde muitos vórtices quentes se desprendem da Corrente do Brasil para águas mais frias ao sul.

2.3 Variabilidade do fluxo de CO₂ **no Oceano Austral**

O fluxo de CO₂ na interface ar-mar varia nas escalas temporais de sazonal, interanual e decadal no oceano Austral (LE QUÉRÉ et al., 2007; LANDSCHÜTZER et al., 2015; SUTTON et al., 2021). As mudanças sazonais ocorrem principalmente por variações na temperatura da superfície do mar (TSM) e na atividade biológica. Porém, as variações interanuais e decadais podem estar relacionadas às mudanças na formação de águas profundas e associadas aos fenômenos climáticos (LOVENDUSKI et al., 2008; BROWN et al. 2019; AVELINA et al., 2020). Os fenômenos climáticos causam anomalias atmosféricas e oceânicas com padrões espaciais e temporais específicos. Os mais importantes para o oceano Austral são a Oscilação Antártica (OA) (em inglês Antartic Oscillation) ou Modo Anular Sul (em inglês Southern Annular Mode – SAM), e o El Niño-Oscilação Sul (ENOS) (em inglês El Niño-Southern Oscillation) (HEINZE et al., 2015). No entanto, a magnitude da influência do ENOS e do OA na variabilidade do fluxo de CO₂ no oceano Austral ainda não foi compreendida (SUTTON et al., 2021).

O ENOS é um fenômeno de oscilação acoplada entre oceano-atmosfera, capaz de produzir anomalias na TSM do Oceano Pacífico Equatorial (e na atmosfera adjacente). O ENOS perturba a circulação zonal de Walker, afetando assim, a convecção tropical, e como resultado afeta a circulação atmosférica e, consequentemente, o clima (MCPHADEN, 2002). Apesar de ocorrer em regiões equatoriais, exerce forte influência na variação da TSM, frequência de ventos, extensão do gelo marinho e produtividade biológica em algumas regiões do oceano Austral, como na Península Antártica (LINDEMANN et al., 2012). Durante o ENOS, regiões de convecção profunda na região equatorial podem gerar ondas de Rossby, por meio da vorticidade resultante de aquecimento adiabático. Estas ondas movem-se em direção aos pólos Sul e Norte. Ao se moverem para o Sul proporcionam teleconexões entre o ENOS e o clima do oceano Austral (LINDEMANN et al., 2012). As ondas de Rossby são ondas de grande escala que se propagam em médias e altas latitudes no escoamento atmosférico (SHIMIZU et al.,

2012). Segundo Karoly (1989), durante o inverno austral em anos de El Niño, ocorre a passagem de um trem de ondas. Esse trem de ondas afeta as condições sinóticas sobre o setor Atlântico do Oceano Austral, como a Península Antártica (HARANGOZO, 2000).

O ENOS possui duas fases distintas, a La Niña e o El Niño (LOVENDUSKI et al., 2008). O El Niño é caracterizado pelo aquecimento anômalo da TSM, devido ao surgimento das águas quentes no Pacífico Central, os ventos alísios perdem intensidade, podendo inverter a direção em algumas regiões do Pacífico Equatorial. A camada de água quente que se encontrava no Pacífico Oeste migra para leste, fazendo com que o aprofundamento da termoclina provoque anomalias na TSM (WANG et al., 2017). No entanto, a La Niña é caracterizada pelo resfriamento anômalo da TSM no setor Centro-Leste do Pacífico Tropical, resultando em um aumento da pressão atmosférica (REBOITA; SANTOS, 2015).

A OA é o principal modo de variabilidade climática da circulação no Hemisfério Sul (THOMPSON; WALLACE, 2000). É uma estrutura atmosférica representada por uma oscilação nos sistemas de pressão superficial entre médias e altas latitudes do Hemisfério Sul, que pode ser quantificado pelo Índice de Oscilação Antártica (THOMPSON; WALLACE, 2000; FOGT; MARSHALL, 2020). É o principal modo da Função Ortogonal Empírica (FOE) da pressão média do nível do mar com padrões associados a temperatura, vento zonal, e altura geopotencial da superfície até a estratosfera (THOMPSON; WALLACE, 2000; MO; PAEGLE, 2001).

A fase positiva da OA é definida pela presença de anomalias negativas de altura geopotencial e de temperatura, anomalias positivas de vento zonal e precipitação ao longo da Antártica, e com condições opostas próximas à latitude média de 45°S. O oposto ocorre na fase negativa do OA (GUPTA; ENGLAND, 2006). A fase negativa (positiva) do OA é dominante durante os períodos de El Niño (La Niña), devido às anomalias de TSM que ocorrem nesse período, aumentarem a temperatura global média e contribuírem para uma menor pressão em direção às latitudes médias (FOGT et al., 2011; WANG; CAI, 2013). Estudos baseados em modelos numéricos sugerem que as mudanças da OA podem atuar em ~40% da variabilidade interanual no fluxo de CO₂ no Oceano Austral (GUPTA; ENGLAND, 2006).
A fase positiva (negativa) da OA, aumenta (diminui) a força dos ventos de oeste, o que leva a uma maior ressurgência de carbono do interior do oceano para a superfície, reduzindo (aumentando) a absorção de CO₂ (SCHOLFIELD et al., 2018; MEREDITH et al., 2017; KEPPLER; LANDSCHÜTZER, 2019; NEVISON et al., 2020). Porém, no ENOS ocorre o aumento (redução) da mistura da Água Circumpolar Profunda (CDW) com a Água Densa de Plataforma advectada do Mar de Weddell, levando a mais (menos) absorção de CO₂ durante a fase negativa (positiva) (SCHOLFIELD et al., 2018; MEREDITH et al., 2017; BROWN et al., 2019; KEPPLER; LANDSCHÜTZER, 2019; NEVISON et al., 2020; COSTA et al., 2020; AVELINA et al., 2020).

Estudos com modelagem numérica, mostraram que nas décadas de 1980 e 1990, o aumento da mistura física da superfície da água impulsionada pelo vento e pela ressurgência devido a OA positiva, neutralizou o CO_2 na interface, causando uma redução da absorção (LE QUÉRÉ et al., 2007; LUDICONE et al., 2011; LOVENDUSKI et al., 2008). Já na década de 2000 com a atenuação dessa influência, a absorção de CO_2 pelo oceano na região voltou a crescer (MUNRO et al., 2015; LUDICONE et al., 2011).

A influência do ENOS também foi observada por Monteiro et al. (2020) no Estreito de Gerlache de 2002 a 2017, no qual a captação de CO_2 mais intensa foi registrada em 2016, ano do El Niño mais extremo desde 1998.

Estudos realizados na Península Antártica por Schofield et al. (2018), observaram que a temperatura está aumentando rapidamente, e a maioria das geleiras marinhas estão recuando (COOK et al., 2005; TURNER et al., 2014). Estas mudanças estão associadas à intensificação dos ventos, impulsionados pela variabilidade climática (MARSHALL et al., 2003; STAMMERJOHN et al., 2008; BROWN et al., 2019). Assim, estudos sugerem que no futuro ocorrerão eventos extremos de ENOS, e a OA permanecerá positiva, o que aumentará a absorção de CO₂ atmosférico, resultando no aumento da acidificação oceânica (CAI et al., 2014, 2018; KEPPLER; LANDSCHÜTZER, 2019). No entanto, a redução a longo prazo da cobertura de gelo marinho, levando ao aumento da ressurgência da Água Profunda Circumpolar rica em CO₂ e nutrientes, pode aumentar a liberação de CO₂ no inverno e reduzir a absorção biológica no verão (LEGGE et al., 2015; BROWN et al., 2019; CAPE et al., 2019; KEPPLER; LANDSCHÜTZER 2019; MONTEIRO et al., 2020b). Porém, alguns estudos observaram uma tendência à fase positiva do OA,

principalmente no verão austral (THOMPSON; SOLOMON, 2002; GILLETT; THOMPSON, 2003; ARBLASTER; MEEHL, 2006; CAI; COWAN, 2007). A tendência a OA positiva pode ser atribuída ao aumento dos gases de efeito estufa (GEE) que afetam a circulação atmosférica extratropical do Hemisfério Sul (SH). Provocando uma mudança na direção dos ventos de oeste, em sentido aos pólos, e o aumento na pressão média ao nível do mar nas latitudes médias do hemisfério Sul (HS) e diminuições na Antártica (MILLER et al., 2006). Assim como a destruição do ozônio estratosférico, que também impacta na circulação extratropical de HS (THOMPSON; SOLOMON, 2002).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Nesta seção, são descritas cada uma das etapas utilizadas para este estudo, assim como também os dados e os métodos utilizados.

De início, para a análise a partir de dados *in situ* (Figura 3.1), do papel das variáveis atmosféricas e oceânicas sobre a variabilidade do fluxo de CO₂, foram obtidas coletas do projeto ATMOS. Posteriormente, o fluxo foi calculado pelo método de Covariância de Vórtices (CV) da área da Passagem de Drake, de fevereiro de 2022. Além disso, foi realizada uma comparação das coletas de TSM realizada pelo termosaligrafo do navio H-41 com o estimado pelo satélite MODIS.

Em seguida, foram obtidas medidas do projeto SOCAT dos meses de fevereiro, que foram realizadas na Passagem de Drake, para analisar o FCO₂ nesta região. A análise na Passagem de Drake com dados *in situ*, foi com base na disponibilidade espacial e temporal dos dados dos projetos SOCAT e do ATMOS, assim só foi possível utilizar do SOCAT as medidas dos anos de 2016 e de 2019, enquanto do projeto ATMOS foi de 2022. Logo após, foi calculado o fluxo de CO₂ pelo método de *bulk*, e posteriormente, foi realizada uma análise dos resultados.



Figura 3.1 - Ilustração das etapas percorridas neste estudo, na Passagem de Drake.

Fonte: Produção da autora.

Para determinar a variabilidade temporal e espacial do fluxo de CO_2 na interface oceanoatmosfera no setor Atlântico do Oceano Austral (Figura 3.2), durante o período de 2003 a 2022, foram obtidas observações de satélite e de reanálises mensais necessárias para a estimativa do fluxo de CO₂. O uso de fontes de dados diferentes possui fatores limitantes que precisam ser observados, como considerar a resolução espacial, logo foi necessário realizar uma reamostragem das observações, com base na resolução espacial das estimativas de CO₂.

A partir dos dados obtidos de TSM, Tar, PNM, SSM e xCO_2 foi calculado o pCO_{2ar} . Porém, devido à falta de estimativas por satélites da pCO_{2mar} , uma das variáveis utilizadas na determinação do fluxo de CO₂, foi necessário buscar uma ferramenta que produzisse estimativas de pCO_{2mar} , assim, foi produzido um modelo de rede neural artificial. Na rede neural, foram utilizados como entrada os dados de TSM, SSM, e pCO_{2ar} , adquiridos do SOCAT de 2003 a 2019, e do ATMOS de 2021 e 2022.

Em seguida, foi calculado o fluxo de CO₂ pelo método de parametrização de *bulk*. A partir disso, foi possível determinar a variabilidade do fluxo de CO₂ no setor Atlântico do oceano Austral, e o papel das variáveis atmosféricas e oceânicas a essa variabilidade. Por fim, uma comparação entre alguns resultados de pCO_{2ar}, pCO_{2mar} e fluxo de CO₂ calculados, entre os resultados com as medidas in situ, e as de satélites, reanálises e os resultantes do modelo de rede neural artificial produzido.

Figura 3.2 - Ilustração das etapas percorridas neste estudo.



Fonte: Produção da autora.

3.1 Área de estudo

A área de estudo para a análise a partir de dados *in situ*, do papel das variáveis atmosféricas e oceânicas sobre a variabilidade do fluxo de CO₂, está compreendida na região da Passagem de Drake, e foi determinada de acordo com a trajetória do navio H41,

durante a OPERANTAR XL. O trecho utilizado da rota do navio H41 localiza-se entre - 57° a -63° de latitude e de -65° a -56° de longitude, durante o período entre novembro de 2021 e fevereiro de 2022.

Neste estudo, a região utilizada para determinar a variabilidade temporal e espacial do fluxo de CO_2 na interface oceano-atmosfera, a partir de observações de satélite e de reanálises, engloba o setor Atlântico do Oceano Austral, incluindo a Passagem de Drake, delimitado entre -40° a -80° de latitude e de -80° a -0° de longitude. Para essa área foram utilizadas observações disponíveis do período de janeiro de 2003 a fevereiro de 2022 (Figura 3.3).



Figura 3.3 – Localização do setor Atlântico do Oceano Austral.

As isolinhas ilustradas são as frentes oceânicas circumpolares, a Fronteira Sul (Southern Boundary - SB), a Frente Sul da Corrente Circumpolar Antártica (SACCF), a Frente Polar (Polar Front - PF), e a Frente Subantártica (Subantarctic Front -SAF) (ORSI et al. 1995). As setas representam a direção de deslocamento das frentes.

Fonte: Produção da autora.

3.2 Dados in situ

Os dados *in situ* foram obtidos do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR), por meio do projeto Sistema de Observação e Modelagem Antártica (em inglês Antarctic Modeling Observation System - ATMOS), durante a OPERANTAR XL, a bordo do

navio Polar Almirante Maximiano H-41, onde os instrumentos de medição foram instalados e monitorados pelos pesquisadores do projeto (Figura 3.4).

Diversos estudos já foram produzidos a partir das campanhas do projeto ATMOS, tais como Hacherott et al. (2018), que utilizou as medidas de turbulência coletadas nas proximidades da Confluência Brasil-Malvinas, para determinar a influência das ondas oceânicas e a estabilidade atmosférica na Camada Superficial Atmosférica Marinha. Também em estudos de CO₂, como em Oliveira et al., (2019) sobre os fluxos de CO₂ na interface oceano-atmosfera e as variáveis meteorológicas e oceanográficas que afetam a região subtropical do Oceano Atlântico. Assim, como Rodrigues et al. (2022), que utilizou os dados do ATMOS, para calcular os fluxos de CO2 usando os métodos CV e bulk na região do Oceano Atlântico Sudoeste.



Figura 3.4 – Navio Polar Almirante Maximiano H41.

Fonte: Produção da autora.

3.2.1 Torre micrometeorológica

Uma torre micrometeorológica de metal de 9 m de altura (Figura 3.5), foi instalada na proa do navio, a 8,75 m em relação ao nível do mar, para amostragem de alta frequência das variáveis atmosféricas (Figura 4.4). Na torre, foram instalados uma unidade de movimento inercial (UMI), o Motion Pack II, na haste principal da torre, para determinar o movimento do navio nas direções ortogonais xp, yp e zp do sistema de coordenadas da plataforma, na frequência de 20 Hz. Bem como, um GPS (Global Positioning System) e uma bússola eletrônica, para determinar a posição geográfica e a velocidade do navio. O movimento do navio influência nas medidas de velocidade do vento, e como solução foi realizado uma correção da velocidade do vento. A partir disso, os dados do ATMOS foram aplicados no método do CV, segundo a descrição de Miller et al. (2008).

Um sensor IRGASON (*Campell Scientific*®) foi posto na haste secundária da torre, configurado para realizar medidas a 20 Hz. O IRGASON possui um analisador infravermelho de gás, de caminho aberto, que mede as concentrações de CO₂ e vapor d'água (H₂O), um anemômetro sônico tridimensional, que mede as 3 componentes vetoriais do vento, e um termohigrômetro que realiza medidas de temperatura e umidade do ar. A partir das coletas do IRGASON, é possível calcular o fluxo de CO₂ pelo método de CV.



Figura 3.5 – Torre micrometeorológica instalada na proa do H-41.

Fonte: Produção da autora.

3.2.2 Analisador de gás carbônico LI-850

O analisador de gás carbônico LI-850 foi instalado no laboratório à ré do H41 junto com um equilibrador (Figura 3.6), para medir a concentração de CO₂ da água. O sistema da coleta ocorre da seguinte forma: o sistema de encanamento de água salgada do navio coleta água do mar, quando essa água entra no equilibrador é gerando uma turbulência. A turbulência gerada faz com que o CO₂ presente na água entre em equilíbrio com o ar. O ar que sai do equilibrador é bombeado para dentro do LI-850, pela sua bomba interna, e assim, o equipamento mede a concentração de CO₂ presente na água. Para garantir que o ar de dentro do equilibrador esteja de fato equilibrado com a água do mar, o ar que sai do LI-850 é bombeado novamente para dentro do equilibrador, fechando o circuito.





Fonte: OPERANTAR (2022).

Além disso, as medidas de TSM e salinidade da superfície do mar (SSM) foram obtidas do termosalinógrafo de casco do navio.

Instrumento	Dados		
Motion Pack II	Movimento do navio		
GPS e Bússola eletrônica	Posição geográfica e velocidade do navio		
IRGASON	3 componentes vetoriais do vento, CO ₂ e H ₂ O, Tar e pressão atmosférica		
Analisador de gás LI-850	CO ₂ da água		
Termosalinógrafo	TSM e SSM		

Tabela 3.1 - Instrumentos e os respectivos dados usados.

Fonte: Produção da autora.

Além dos dados *in situ* do ATMOS, também foi obtido as medidas de SSM, TSM, pressão atmosférica ao nível do mar, temperatura do ar, velocidade do vento e pCO_{2mar} do projeto Surface Ocean CO₂ Atlas (SOCAT) (https://www.socat.info/index.php/data-access/), como também da fração molar de CO_{2ar} interpolado do GlobalView que se encontra entre os dados disponíveis do SOCAT (https://gml.noaa.gov/) (BAKKER et al., 2016).

3.3 Dados ex situ

Alguns dos sensores já produzidos fazem as estimativas de CO₂ atmosférico no domínio espectral do infravermelho termal, como o Atmospheric Infrared Sounder (AIRS), Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI) e Thermal Emission Spectrometer (TES), Greenhouse Gas Observing SAtellite (GOSAT), ou no domínio do infravermelho próximo, como o SCanning Imaging Absorption spectroMeter for Atmospheric CHartographY (SCIAMACHY) (2002–2012), Greenhouse Gas Observing Satellite (GOSAT) e o Orbiting Carbon Observatory-2 e o 3 (CIAIS et al., 2014).

Diversos estudos vêm sendo realizados utilizando dados de sensoriamento remoto para estudos sobre o CO_2 , como o com o OCO-2 sobre o papel do Oceano Pacífico Tropical às respostas das variações das frações molares de CO_2 atmosférico ao El Niño entre os anos de 2015 e 2016 de Chatterjee et al. (2017).

Esse estudo utilizou uma coleção de estimativas e reprocessamento mensais obtidas de base de dados já existentes. No entanto, para algumas observações foi necessário utilizar mais de uma fonte de dados para completar a série temporal de 2003 a fevereiro de 2022.

3.3.1 CO2 atmosférico

As estimativas de CO₂ atmosférico utilizadas são do conjunto de dados do AIRS, um espectrômetro de varredura nadir, lançado em 2002 a bordo do satélite Aqua, de órbita polar síncrona com o sol a uma altitude de 705 km (AUMANN et al., 2003). Possui um campo de visada (FOV) com ~15 km de diâmetro, e a largura da faixa de ~1650 km, o que permite que realize uma cobertura quase global duas vezes ao dia. Neste, o CO₂ é medido pelas bandas de 15 μ m, com cobertura espacial de -180° a 180° de longitude e de -60° a 90° latitude (CHAHINE et al., 2005). Para esse estudo, será usado os produtos que possuem um tamanho de grade de 2,5°x 2°, da versão 5. Do período de 2003 a 2011 foi obtido do conjunto de dados disponível em

https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/AIRX3C2M_005/summary?keywords=CO2, e de 2012 a 2014 disponível em https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/AIRS3C2M_005/ summary?keywords=CO2.

As estimativas de 2015 a fevereiro de 2022, foram do satélite OCO-2, que fornece medições com resolução espacial de 1,29 km x 2,25 km, e temporal de 16 dias (COLE et al., 2014). Os espectros medidos cobrem as três bandas de infravermelho próximo, banda A de 0,765 μ m de O_2 e nas bandas de CO₂ de 1,61 e 2,06 μ m, da versão 10 (CEOS, 2018). Com cobertura espacial de -180° a 180° de longitude e de -90° a 90° latitude.

3.3.2 Temperatura da Superfície do Mar e Salinidade da Superfície do Mar

Os dados mensais de TSM e da SSM foram obtidas do Multi Observation Global Ocean ARMOR3D (https://doi.org/10.48670/moi-00052), são de análises que combinam dados de satélite do AVHRR e AMSR, e observações *in situ* distribuídas pelo Centro Nacional de Dados Climáticos da NOAA, com resolução espacial de $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$, do período de 2003- 2022 (GUINEHUT et al., 2012).

Assim, como também alguns dados diários utilizados de TSM, obtidas do sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) a bordo do satélite Aqua (https://coastwatch.pfeg.noaa.gov/erddap/pt/griddap/erdMH1sstd1dayR20190NotMaske d.html). Com resolução espacial de 0.04166°, de fevereiro de 2022.

3.3.3 Concentração de clorofila

Os produtos de Clorofila usados neste trabalho são do Global Ocean Color (https://doi.org/10.48670/moi-00052), com resolução espacial de 4 km, que utiliza observações de vários satélites, como o SeaWiFS, MODIS, MERIS, VIIRS-SNPP e JPSS1, OLCI-S3A e S3B.

3.4 Métodos utilizados

3.4.1 Covariância de Vórtices [OB] (CV)

O método físico-estatístico de CV é aplicado usando medidas diretas de parâmetros meteorológicos e de concentrações de gás com alta frequência temporal na CS da CLAM (MCGILLIS et al., 2001). O método mede a variação das flutuações turbulentas do fluxo

de CO₂ em torno de sua média e a densidade média do ar seco durante um intervalo de tempo (MILLER et al., 2010).

O CV é um método bastante utilizado em estudos do fluxo de CO_2 , como em Oliveira et al. (2019), que a partir do CV descreveu o fluxo de CO_2 do Cabo Frio - RJ, e Rodrigues et al. (2022) que usou o método na região do Oceano Atlântico Sudoeste.

O cálculo do fluxo de CO₂ pelo método do CV foi realizado com os dados do projeto ATMOS, sobre a área da Passagem de Drake.

O fluxo turbulento de CO₂ (FCO₂) leva em consideração as flutuações da componente vertical do vento (w' em m/s) e da razão de mistura (c em μ mol/mol) H₂O(v)/CO₂, em relação a suas médias, e a média da densidade do ar seco (ρ_a em μ mol/m³) (Equação 3.1).

$$FCO_2 = \rho_a \, \underline{w'c'} \tag{3.1}$$

As barras da equação correspondem às médias, e os apóstrofes as variações do fluxo com relação à média.

Pelo fato do IRGASON medir a densidade molar de $CO_2(\rho_{CO_2})$ e $H_2 O(\rho_{H2O_2})$, a razão de mistura poderá ser incluída, considerando a Lei dos Gases Ideais (Equação 3.2).

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

Onde M_a é o peso molecular do ar seco e o M_{CO_2} é o peso molecular do CO₂.

Porém, antes de calcular o fluxo de CO₂, é necessário realizar uma correção dos dados coletados pelo navio H41, devido aos movimentos da plataforma, a qual foi utilizada a rotina elaborada por Miller et al. (2008) com base na equação de Fujitani et al. (1985) (Equação 3.3).

$$V_{real}^{\rightarrow} = T_{ae} V_{obs}^{\rightarrow} + T_{ae} (V_t^{\rightarrow} + w^{\rightarrow} r^{\rightarrow}) + V_n^{\rightarrow}$$
(3.3)

Sendo, V_{real}^{\rightarrow} a velocidade real do vento, T_{ae} é a matriz de transformação das coordenadas do anemômetro para o sistema de coordenadas da Terra, r^{\rightarrow} é a posição do anemômetro, e os outros se referem as velocidades, o V_{obs}^{\rightarrow} é aparente, V_t^{\rightarrow} de translação, w^{\rightarrow} angular de rotação, e a V_n^{\rightarrow} do navio.

Desta maneira, a influência causada pelo movimento do navio nas flutuações da componente vertical do vento, pode ser observada por meio da exemplificação da correção realizada para o dia 15 de fevereiro de 2022. Utilizando os dados do anemômetro sônico e o dado corrigido, por meio do software para computação numérica e visualização de alta performance, o MATLAB (Figura 3.7).

Figura 3.7 – Representação da componente vertical do vento coletada pelo anemômetro sônico (w bruto) e o corrigido (w corrigido), para o dia 15 fevereiro de 2022.



Fonte: Produção da autora.

Em seguida, o cálculo do fluxo de CO_2 foi realizado por meio do software de código aberto gratuito EddyPro®v7.0.9, oferecido pela LI-COR Biosciences Inc. (EddyPro v6.2.1). Os dados inseridos são de alta frequência (20 Hz), com uma média de 30 minutos para atingir a escala turbulenta maior. A abertura máxima da visada do sensor é de 60°, para reduzir a influência das estruturas do navio nas medidas de velocidade do vento (FOKEN et al., 2005; AUBINET et al., 2012).

3.4.2 Rede neural artificial para estimativa de pCO_{2mar}

Em virtude da ausência de estimativas de pCO_{2mar} por satélites, foi necessário utilizar uma ferramenta de Inteligência Computacional (IC) para estimar o pCO_{2mar} em grande escala espaço-temporal. As ICs são capazes de lidar com grande número de variáveis quantitativas e qualitativas simultaneamente e gerar modelos robustos. Essas ferramentas têm sido utilizadas em diversas aplicações no mundo científico. Dentre essas técnicas, a Rede Neural Artificial (RNA) está sendo utilizada cada vez mais no setor de estudos sobre CO₂, sendo aplicadas em estimativas de pCO_{2mar} e da fugacidade de CO₂ sobre o Oceano Atlântico (LANDSHUTZER et. al., 2013; HADJER et al., 2016). A RNA é uma ferramenta com melhores resultados que a aplicação de regressão linear (HADJER et al., 2016).

A RNA é um modelo que busca fazer uma boa previsão a partir de dados de entrada. É baseado na área da Inteligência Artificial chamada de *Deep Learning*. O processo da rede é inspirado no funcionamento dos neurônios biológicos. Assim, cada neurônio constitui uma unidade de processamento onde se opera uma função de ativação, que processa a informação recebida e a transmite para outro neurônio (BRAGA et al., 2007). Desta forma, cada uma dessas unidades é disposta em camadas com conexões entre si, que simbolizam os sinais a serem transmitidos de um neurônio para outro (Figura 3.8). Os dados de entrada (fonte de dados da rede), ficam na primeira camada, são os neurônios não computacionais, sendo uma unidade para cada variável, as quais são tratadas como variáveis binárias, de forma que cada categoria de uma variável recebe um código específico. A segunda camada (camada oculta), que pode ter mais de uma, é onde ocorre o processamento. Ao final desse processo, a última camada oculta é vinculada à camada de saída que possui um neurônio para cada saída possível desejada, assim, a estimativa é realizada. A quantidade de neurônios é igual à quantidade de variáveis a serem estimadas (HAYKIN, 2001).

Cada neurônio é fundamental para a operação da rede neural. A RNA possui três elementos básicos (HAYKIN, 2008):

• Um conjunto de conexões, onde cada uma é especificada por um peso. O primeiro índice do peso se refere ao neurônio analisado, e o segundo está atrelado ao neurônio de entrada da conexão; • Um somador para somar os sinais de entrada, ponderados pelas conexões entre os neurônios;

• Uma função de ativação para limitar a amplitude de saída de um neurônio.

É possível descrever um neurônio k por meio das seguintes equações (HAYKIN, 2008):

$$u_k = \sum_{j=1}^m w_{kj} x_j \tag{3.4}$$

$$y_k = \varphi(u_k + b_k) \tag{3.5}$$

onde, x_1 , x_2 , ..., x_m são sinais de entrada; w_{k1} , w_{k2} , ..., w_{km} são os pesos sinápticos do neurônio k; u_k representa a saída por combinação linear dos sinais de entrada; b_k é o bias; $\phi(.)$ é a função de ativação; e y_k é o sinal de saída do neurônio.

As funções de ativação (ϕ) são responsáveis pelo mapeamento entre o neurônio em questão e a sua saída, geralmente são utilizadas para limitar o valor de saída do neurônio (HAYKIN, 2008). Neste estudo, foi utilizado a função tangente hiperbólica (3), que possui como saída valores entre -1 e 1 (HAYKIN, 2008).

$$\phi(x) = tanh(x) = \frac{e^x - e^{-x}}{e^x + e^{-x}}$$
(3.6)

O modelo usado neste trabalho é de redes neurais profundas (ou deep learning), com base em Géron et al., 2017. Este modelo é de camadas múltiplas. Os elementos do padrão de ativação de cada camada serão utilizados como entrada na camada seguinte. O conjunto dos sinais de saída dos neurônios da camada de saída formam a resposta do sistema para o padrão de ativação determinados pelos nós da camada de entrada (HAYKIN, 2008).

Sendo assim, foram utilizadas 279.480 observações registradas do período de janeiro de 2003 a fevereiro de 2022 adquiridos dos projetos SOCAT e ATMOS. A primeira etapa consiste na normalização das variáveis, para que o modelo pudesse ser devidamente processado pelos algoritmos de treinamento, evitando assim, problemas com o cálculo

dos gradientes de correção dos pesos caso haja valores muito discrepantes nas variáveis (GÉRON et al., 2017). Nesta operação, é calculado a média e o desvio padrão dos valores de cada atributo.

Após a normalização, o programa dividiu os dados em dois grupos:

1) 85% foram escolhidos aleatoriamente e utilizados para a fase de treinamento da rede neural;

2) 15% escolhidos aleatoriamente foram utilizados para a fase de diagnóstico da rede neural, ou seja, da estimativa do pCO_{2mar} , pois a cada iteração a rede verifica a sua acurácia extraindo dados do conjunto de validação.

Os dados definidos para os testes não foram utilizados em nenhum momento pela rede durante o treinamento, caso contrário, o teste não seria válido.

A rede neural produzida consiste de uma camada de entrada composta por 3 neurônios, 3 camadas ocultas com 10, 8 e 5 nós respectivamente e a camada de saída contém apenas um neurônio que corresponde ao diagnóstico da rede neural, ou seja, a estimativa do pCO_{2mar} (Figura 3.8). Onde 10-8-5 significa uma rede que tem na primeira camada escondida 10 vezes o número de variáveis de entrada, na segunda 8 vezes e na terceira 5 vezes. As variáveis de entrada do modelo foram: TSM, SSM e pCO_{2ar}. Também foram testados com dados de vento e clorofila, porém não foram incluídos devido aos testes terem apresentado baixas correlações. Para a análise de precisão da estimativa do pCO_{2mar}, foram definidos o erro quadrático médio e o coeficiente de Pearson (GÉRON et al., 2017).

O modelo foi produzido na linguagem de programação Python 3, sendo ainda instaladas duas plataformas: TensorFlow e Keras. TensorFlow é uma plataforma de código aberto, desenvolvida pela Google, para pesquisas em aprendizado de máquina e em redes neurais profundas (GÉRON et al., 2017). Keras é uma ferramenta de alto nível para redes neurais que reduz o tempo necessário ao usuário na produção do modelo (CHOLLET et al., 2018). No final, foram realizados alguns testes.





Os retângulos cinza claro representam os neurônios da camada de entrada, as circunferências simbolizam os neurônios das camadas óculos, e o retângulo cinza escuro corresponde ao neurônio de saída do modelo RNA. As linhas representam as conexões entre os neurônios. A seta indica a direção da propagação das informações.

Fonte: Produção da autora.

3.4.3 Reamostragem

Apesar do sucesso das estimativas de fluxo de CO₂ com dados de satélites e de reanálises, o uso de dados de diferentes fontes possui fatores limitantes que precisam ser observados, como considerar a resolução espacial de cada dado utilizado. Assim, surge a necessidade de realizar uma reamostragem dos dados. A reamostragem é um processo que possibilita estimar valores de amostras de uma imagem em pontos de uma grade desejada a partir de amostras da grade original (BOGGIONE, 2003). Em outras palavras, a partir desse processo, é possível aumentar o espaço amostral que se deseja trabalhar (DOURADO, 2014). Para isso são utilizados métodos de interpolação, que inserem informações através de informações previamente conhecidas (CUNHA et al., 2012; DOURADO, 2014).

Neste trabalho, o processo de reamostragem foi feito com base na resolução espacial das observações de CO₂, devido ser o principal dado para calcular o fluxo de CO₂. Assim, de 2003 a 2014 a resolução espacial final dos dados foram de 2° x 2.5° e cobertura espacial final foi de -180° a 180° de longitude e de -60° a 90° latitude, e de 2015 a 2022 os dados tiveram resolução espacial de 0.5° x 0.625° e cobertura espacial de -180° a 180° de

longitude e de -90° a 90° latitude. O processo foi realizado por meio da interpolação por Convolução Cúbica, aplicada usando a ferramenta Python 3 (DOURADO et al., 2014). Neste método os 16 pixels mais próximos (janela 4x4) são levados em consideração e a interpolação é realizada ajustando polinômios cúbicos a cada coluna, para depois interpolar um novo polinômio cúbico a estes resultados. Este é considerado o método mais indicado para estudos que necessitem trabalhar com dados de diferentes resoluções (CUNHA et al., 2012; DOURADO et al., 2014).

3.4.4 Parametrização bulk

A parametrização bulk é um método indireto bastante utilizado em estimativas de fluxos entre atmosfera e oceano, como fluxos de CO₂ e calor (WEISS, 2007). Normalmente é utilizado em modelos numéricos e em aplicações onde não há informações sobre certas regiões ou em regiões que não estão altamente amostradas (FAIRALL et al., 2003).

Takahashi et al. (2009) ao realizar um estudo com esse método para os oceanos globais, usou medições de pCO₂ de água superficial obtidas de 1970 a 2007. Onde encontrou como fontes de CO₂ as regiões próximas ao Equador e trópicos, e como sumidouros entre 40° e 60° no hemisfério Norte e Sul.

O *bulk* pode ser aplicado a partir de parâmetros de satélite, como Benallal et al. (2017), que o aplicou sobre o Oceano Austral ao sul da Austrália para o cálculo do fluxo de CO_2 entre o oceano e a atmosfera. Além de poder ser utilizado para estudos de fugacidade de CO_2 com base nos mapas de satélite de TSM, SSM e clorofila-a, como em Olivier et al. (2021).

Após a conclusão da comparação entre os dados de TSM, foi determinado o fluxo de CO_2 com os dados do SOCAT pelo método *bulk*, para o período disponível de dados na área de estudo, que foi de 2003 a 2019.

O fluxo ar-mar de CO₂ pelo método de parametrização bulk (FCO_{2BK}) é definido (Equação 3.4), pelo o coeficiente de solubilidade do gás de Weiss (1974), que é dependente da temperatura e da salinidade (s), e a velocidade de transferência de gás ar-mar que é dependente do vento (K), entre as constantes de velocidade estabelecidas a utilizada neste estudo é de Wanninkhof (2014). Além disso, considera o produto do gradiente mar-atmosfera de ΔpCO_2 ($\Delta pCO_2=pCO_{2mar}-pCO_{2ar}$), onde pCO_{2mar} é a pressão

parcial de CO_2 na superfície do oceano e p CO_{2ar} na atmosfera, que determina a direção do fluxo, indicando se o comportamento da superfície do oceano é de fonte ou sumidouro de CO_2 . Dessa forma, quando a p CO_{2ar} é maior que p CO_{2mar} , a direção é da atmosfera para o oceano (valores negativos) e, quando p CO_{2ar} é menor, a troca de CO_2 é no sentido do oceano para a atmosfera (valores positivos) (FARIAS et al., 2013; ITO et al., 2016).

$$FCO_{2BK} = s.K.\Delta pCO_2 \qquad (3.7)$$

Para definir a solubilidade (s) usamos a relação utilizada por Weiss (1974):

$$ln s = A1 + A2(100/T) + A3 \log (T/100) + sal [B1 + B2 (T/100) + B3 (T/100)2]$$
(3.8)

Onde, A1=-58,0931; A2=90,5069; A3=22,2940; B1=0,027766; B2=-0,025888; e B3=0,0050578, são constantes para o cálculo da solubilidade de CO_2 na água do mar;

O T corresponde a temperatura em Kelvin (T=TSM+273,15);

O sal corresponde a salinidade;

O s está em unidades de mol l-1atm-1.

Os cálculos para a velocidade de transferência de gás na interface oceano-atmosfera foram feitos de acordo com Sweeney et al. (2007):

$$K = f \cdot u^2 \left(\frac{Sc}{660} \right)^{-0.5}$$
(3.9)

Onde f é o fator de proporcionalidade, que é igual a 0,27;

u é a velocidade do vento a dez metros de altitude, que é calculada pela raiz quadrada da soma ($u10^2+v10^2$), em m/s;

660 é o número de Schmidt do CO_2 para água do mar a aproximadamente 20°C e 35 psu. O número de Schmidt (Sc) é definido pela razão entre a viscosidade cinemática da água pelo coeficiente de difusão do gás, utilizado na caracterização de fluxos de fluidos com processos de difusão de momento e massa ocorrendo simultaneamente, que responde à taxa de troca dos gases entre o oceano e atmosfera (SWEENEY et al., 2007). O Sc pode ser determinado por meio da equação 3.10, de acordo com Jähner et al. (1987):

 n° Schmidt= 2073,1 - 125,62 (TSM) + 3,6276(TSM²) - 0,043219 (TSM³) (3.10)

Onde a TSM é dado em graus Celsius (°C).

A p CO_{2ar} pode ser considerada como a pressão que o gás está em equilíbrio no ar, que exerceria sobre uma superfície de água contendo CO_2 dissolvido. A conversão de fração molar do CO_2 na atmosfera (x CO_2) em p CO_{2ar} é efetuada a partir da equação 3.8 (LANDSHUTZER et al., 2013):

$$pCO_{2ar} = xCO_{2ar} * [Patm - pH_2O]$$
(3.11)

Onde:

xCO_{2ar} é a fração molar de CO₂ na atmosfera;

Patm é a pressão ao nível médio do mar em hPa;

pH₂O é a pressão de vapor de saturação sobre a água do mar a tsm e salinidade. Sendo que a pH₂O é obtida da seguinte forma:

$$pH_2O(S,T) = \exp(24.4543 - 67.4509(100/T) - 4.8489 \ln(T/100) - 0.000544S)$$
(3.12)

Para as conversões de xCO_{2mar} para pCO_{2mar} foram realizadas usando as equações recomendadas por Dickson et al. (2007):

$$pCO_{2mar} = xCO_{2mar} * [P_{equ} - pH_2O]$$
(3.13)

Onde, o Pequ é a pressão no equilibrador em hPa.

No entanto, pH₂O é calculada como:

$$pH_{2}O = \exp\left(24.4543 - 67.4509\left(\frac{100}{TK_{equ}}\right) -4.8489\ln\left(\frac{TK_{equ}}{100}\right) - 0.000544S\right),$$
(3.14)

Onde:

O TK_{equ} é a temperatura da medição (ou do equilibrador) em Kelvin e S é a salinidade da amostra.

Após a aplicação do método *bulk* com os dados do SOCAT, foi aplicado esse mesmo novamente, porém agora utilizando os dados de satélite e de reanálises sobre o setor Atlântico do Oceano Austral, para a produção da série mensal do fluxo de CO₂.

3.5 Análises

3.5.1 Análise da variabilidade do fluxo de CO2 com dado in situ

Foi realizado uma análise a partir de dados *in situ*, da variabilidade do fluxo de CO₂ e das variáveis atuantes a essa variabilidade do período de fevereiro (verão austral), assim como também, uma análise comparativa, entre as observações produzidas com as medidas do LOA pelo método CV e do SOCAT pelo método bulk, na Passagem de Drake. Porém, o SOCAT não possui dados para a região de estudo coletada no mesmo período do navio H-41, e com o mesmo trajeto. Com isso foi definido uma área (59° S a 62°S e 56°W a 61°W). Sobre a área definida foi realizada uma média dos dados coletados para os meses de fevereiro de anos anteriores do SOCAT e para as coletas de fevereiro de 2022 do LOA. Dessa forma, é possível determinar a variabilidade do fluxo de CO₂ e as variáveis influenciadoras, com base na observação do comportamento do fluxo que ocorre durante os meses de fevereiro, além de observar a eficiência das medidas realizadas pelo LOA, a partir dos padrões observados em anos anteriores pelo SOCAT.

3.5.2 Análise da variabilidade do fluxo de CO2 com dado ex situ

A partir do cálculo do fluxo de CO_2 do setor Atlântico do oceano Austral, foi produzida uma série mensal do fluxo, de 2003 a 2022. A partir disso, foi realizada uma análise descritiva da série e do papel das variáveis atmosféricas e oceânicas na variabilidade do fluxo, incluindo os índices climáticos ENOS e OA. As informações do ENOS e do OA são disponibilizadas no Climate Prediction Center (CPC) do National Center for Environmental Prediction (NCEP) (https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/aao/aao.shtml).

Em seguida, foi realizado uma análise comparativa entre as estimativas aqui produzidas com os dados de satélite, reanálises e do modelo RNA, com os cálculos a partir dos dados do SOCAT, para verificação da acurácia do FCO₂, pCO_{2mar} e pCO_{2ar} produzidos, por meio do Diagrama de Taylor (descrito a seguir). A área definida para a comparação foi sobre a Passagem de Drake (Figura 3.9) (-63° a -54° de longitude e de -59° a -62° latitude).

Além do Diagrama de Taylor, foi calculado algumas Métricas Estatísticas sobre a Passagem de Drake (Figura 3.9). Foi calculado o viés entre a média FCO₂ a partir da reconstrução da RNA (R) menos a média com os dados *in situ* (M), *bias* = $\overline{R} - \overline{M}$, com a barra superior representando a média entre 2003–2022 (GLOEGE et al., 2021).

O erro percentual $\binom{\% error}{\sigma_M} = \binom{\sigma_R - \sigma_M}{\sigma_M} * 100}$ no desvio padrão, para quantificar o grau em que a reconstrução captura corretamente a amplitude da variabilidade do FCO₂. Esta métrica indica se a reconstrução superestima, subestima ou captura perfeitamente a variabilidade, quando o resultado for maior, menor ou igual a zero, respectivamente (GLOEGE et al., 2021).

O erro absoluto, para quantificar quão bem a magnitude da variabilidade é reconstruída. Este erro, é definido como a diferença absoluta entre o desvio padrão da reconstrução e dos dados in situ, em relação a média dos dados ($\left|\overline{\sigma_R - \sigma_M}\right|$) (GLOEGE et al., 2021). Figura 3.9 - Ilustração da área utilizada (retângulo vermelho) para comparação entre as estimativas produzidas com os dados de satélite, reanálises e da RNA, com as produzidas com os dados do SOCAT.



Fonte: Produção da autora.

3.5.3 Diagrama de Taylor para quantificação dos erros

Para a quantificação de erros dos resultados produzidos com os dados de satélite e reprocessados (*f*), a partir dos resultados dos dados *in situ* (*r*), foi usado um diagrama de Taylor, que fornece uma simples representação gráfica de quão próxima estarão um do outro. Três parâmetros estatísticos foram exibidos no diagrama, o coeficiente de correlação, o desvio padrão e a diferença da raiz quadrada média centrada. Para construção do diagrama de Taylor foi utilizado a ferramenta RStudio.

A Raiz do Erro Quadrático Médio (E) é o parâmetro de erro mais importante e mais utilizado para obter a qualidade do modelo, pois dá a acurácia deste, que será o *bulk* (PEREIRA et al., 2014; BENALLAL et al., 2017). Este realiza a média da diferença entre os valores previstos e os observados ao quadrado, a qualidade dos valores medidos se baseiam em quanto mais próximo de zero estes se encontrarem (SANTOS et al., 2014). Definido como:

$$\mathbf{E} = \left[\frac{1}{N}\sum (f_n - r_n)^2\right]^{\frac{1}{2}}$$
(3.15)

A diferença de E do padrão centrado é definida por E'^2 , no qual é a segunda parte da Equação 3.13:

$$E^{\prime 2} = s_f^2 + s_r^2 - 2s_f^2 s_r^2 \mathbf{R}$$
(3.16)

Onde, $s_f e s_r$ são os desvios-padrão dos dados de f e do r, respectivamente, e o R é o coeficiente de correlação.

Será obtido a relação entre *f* e *r*, e a indicação se o modelo é um bom estimador. O diagrama inicia com a similaridade da Equação 4.13 com a da lei dos cossenos, que relaciona um ângulo interno de um triângulo com seus lados ($a2=b2+c2-2bccos\theta$), como resultado geométrico tem-se (Figura 3.10):

Figura 3.10 – Representação geométrica da relação estatística entre E', σ_f , σ_r e R.



Fonte: Pereira (2014).

A forma de representação do diagrama mais utilizada é a de ¹/₄ de um círculo. Neste diagrama, o desvio padrão é representado nos eixos x e y. São utilizados dois campos, um de referência (r), plotado ao longo da abscissa, e outro do modelo (f), a distância entre eles é o valor de R. As circunferências que iniciam em Sr e 0 e em diferentes raios (E'), podem apresentar a magnitude de E' (PEREIRA et al., 2014) (Figura 4.8).

O coeficiente de correlação Pearson (r) varia de -1 a 1. O sinal exibe a direção positiva ou negativa da relação, e o valor sugere a força da relação entre as variáveis. Uma correlação perfeita (-1 ou 1) indica que uma variável pode ser determinada exatamente pela outra variável, e uma correlação de valor zero indica que não há relação linear entre as variáveis. A magnitude dos coeficientes é definida como, de 0,10 a 0,30 de baixa correlação; valores entre 0,40 e 0,6 podem ser considerados como moderado; e valores entre 0,70 e 1 podem ser interpretados como fortes (DANCEY; REIDY, 2006).

4. RESULTADOS

Nesta seção, são apresentados os resultados dos métodos utilizados, com base nas coletas *in situ*, observações estimadas e de reanálise, além das estimativas resultantes do modelo de rede neural artificial produzido.

4.1 Comparação entre os dados in situ e de satélites, reanálises e do modelo RNA

Como forma de analisar a qualidade das observações dos satélites e das reanálises, foram realizadas comparações entre esses dados e as medidas in situ, por meio do diagrama de Taylor. Assim, com base na comparação para os dias 14 e 15 de fevereiro de 2022, entre as medidas de TSM do projeto ATMOS e as estimativas de TSM do sensor MODIS, os resultados mostram uma alta correlação entre os dois. O dia 14 obteve um r = 0,7, o Erro Quadrático Médio (EQM) foi de 0,44 e o σ =0,6, entre os 4.667 pontos utilizados (Figura 4.2a). No dia 15, o r foi de 0,9, o EQM=0,22 e o σ =0,5, entre os 3.287 pontos utilizados (Figura 4.2b).

Figura 4.1 – Diagramas de Taylor para as observações de TSM do termosalinógrafo e do sensor MODIS, de fevereiro de 2022, do dia 14 (a) e dia 15 (b).



Os valores em verde são do erro quadrático médio, em preto da correlação de Pearson e em azul é do desvio padrão.

Fonte: Produção da autora.

As variações nos valores de TSM medidas *in situ*, ao longo dos dois dias trabalhados, também foram observadas pelo sensor MODIS, com uma diferença média de 1,1°C entre a TSM medida pelo navio e pelo sensor MODIS (Figura 4.2).

Figura 4.2 – Variação da TSM medida pelo termosalinógrafo do navio H-41 e pelo MODIS, dos de 14 e 15 de fevereiro de 2022.



Fonte: Produção da autora.

Os testes entre as estimativas de pCO_{2mar} produzidas pela RNA e as medidas do SOCAT, foram dos anos de 2003, 2004, 2007, 2008, 2011, 2014 e 2015 (Tabela 4.1). A correlação variou de média a alta (r=0,4 a r=0,7), com a média de r=0,51, e o EQM variou de 22,6 a 28,7 (27,39 na média). O teste com pCO_{2mar} obtido com os dados do ATMOS (2021/2022) mostrou uma correlação mediana (r=0,61), e um EQM alto de 99,9. Assim, na maioria dos testes, o modelo mostrou uma correlação moderada (r=0,52 na média) entre as estimativas de pCO_{2mar} e as coletas *in situ*, variando de 0,4 a 0,7. Para os dados que foram utilizados para validação, o modelo resultou em uma correlação alta (r=0,77 na média), variando o r de 0,76 a 0,79, e o EQM variando de 22,6 a 28,7 (27,39 na média). Assim, no geral, os testes mostraram que existe uma relação linear positiva entre as estimativas de pCO_{2mar} produzidas pela RNA e as produzidas com base nas medidas do SOCAT (valor moderado).

Dados	Deríodo	Validação		Teste	
	Periodo	EQM	r	EQM	r
Socat	2003	28,7	0,76	32,2	0,59
	2004	28,3	0,78	7,9	0,44
	2007	28,6	0,77	17,5	0,52
	2008	28,3	0,78	46	0,7
	2011	27,7	0,79	25,2	0,4
	2014	27,02	0,79	36,5	0,51
	2015	22,6	0,78	37,2	0,41
ATMOS	11/2021 - 02/2022	27,9	0,77	99,9	0,61

Tabela 4.1 - Teste das estimativas de pCO_{2mar} com os dados do SOCAT e do ATMOS, de 2003 a 2022.

Fonte: Produção da autora.

A partir das estimativas mensais produzidas com os dados de satélite e de reanálises, sobre a área da Passagem de Drake, foi realizada uma análise comparativa com base nos dados do SOCAT. As comparações foram dos períodos de 03/2003, 12/2009, 02/2010,

03/2010, 11/2010, 04/2011, 09/2011, 11/2011, 12/2011, 08/2014, 01/2015, 08/2015, 01/2016, 04/2016 e 01/2019. Os resultados mostraram uma alta correlação nas estimativas de pCO_{2ar}, com r=0,78, σ =1,91 e o EQM=14, e dos fluxos de CO₂, com r= 0,81, σ =8,91 e o EQM=5,6 (Figura 4.3). Além disso, foi realizada uma comparação entre as estimativas produzidas de pCO_{2mar} da RNA e o pCO_{2mar} calculado com as medidas do SOCAT. Os resultados mostraram uma alta correlação entre os dois, com r= 0,86, o σ =1,97 e o EQM=20.

Figura 4.3 – Diagramas de Taylor entre as estimativas e as medidas mensais do SOCAT, de pCO₂ do ar (a), do FCO₂ (b)pCO₂ da água (c). O FCO₂ a partir dos dados do SOCAT e os estimados (d).



Os valores em verde são do erro quadrático médio, em preto da correlação de Pearson e em azul é do desvio padrão.

Fonte: Produção da autora.

O fluxo médio de CO₂ de 2003–2022 a partir da reconstrução das informações de pCO_{2mar} , foi de -2,7 μ mol/m²/mês (Tabela 4.2), e a partir dos dados *in situ* foi de -2,9 μ mol/m²/mês, porém o viés médio é pequeno (-0,2 μ mol/m²/mês). Em relação ao desvio padrão dos dados observados foi de 2,5 e do modelo foi de 1,3. Assim, o erro absoluto

foi de -1,3. O erro percentual do FCO₂ calculado a partir do modelo foi de 5,3%. A quantificação do grau de correlação a partir do coeficiente de correlação de Pearson (r), foi de 0,9.

Tabela 4.2 - Métricas estatísticas entre o FCO_2 calculado com os dados in situ e a partir da reconstrução de pCO_{2mar} da RNA.

Métricas Estatísticas	In situ	RNA	
Média	-2,7	-2,9	
Desvio padrão	2,5	1,3	
Viés	-0,2		
Erro percentual	5,3	%	
Erro absoluto	-1,3		
r	0,9	9	

Fonte: Produção da autora.

4.2 Fluxo de CO₂ em fevereiro

De acordo com as análises na Passagem de Drake com as medidas do projeto SOCAT, a média do FCO₂ dos meses de fevereiro, em 2016 foi de -1,14 μ mol/m²/h e em 2019 foi de -0,4 μ mol/m²/h. As análises com os dados do ATMOS em 2022 mostraram um FCO₂ médio de -3,3 umol/m²/h (Figura 4.4). Resultados semelhantes que também mostram um comportamento de absorção de CO₂ pelo oceano durante esse período, foram observados nos estudos de Villela et al. (2011) e Takahashi et al. (2009), com um fluxo de 1 μ mol/m²/mês e -2 μ mol/m²/mês, respectivamente. Esses valores se deram devido o oceano austral atuar como um sumidouro de CO₂ durante o verão austral (DEJONG et al., 2017; BROWN et al., 2019; MONTEIRO et al., 2020). A absorção no verão ocorre por ser um período de aumento da disponibilidade de luz e nutrientes. Os nutrientes são da ressurgência de Águas Profundas Circumpolares, que aumentam as florações de fitoplâncton, diminuindo o pCO_{2mar}, e aumentando a absorção de CO₂ pelo oceano (ARRIGO et al., 2007; DUCKLOW et al., 2013; HEINZE et al., 2015; VIANA et al., 2021). Apesar da predominância da absorção de CO₂ na Passagem de Drake, na latitude

de 60°S há liberação de CO₂, isso é observado com os dados dos dois projetos (Figura 4.4).



Figura 4.4 – Distribuição do fluxo de CO₂ com os dados do SOCAT de fevereiro de 2016 e 2019, e do ATMOS de fevereiro de 2022.

Fonte: Produção da autora.

Em relação a área definida para comparação da variabilidade do fluxo de CO_2 , o SOCAT mostra uma absorção de -1,14 µmol/m²/h e de -0,4 µmol/m²/h, para fevereiro de 2016 e 2019, respectivamente, e de -3,25 µmol/m²h em fevereiro de 2022 pelo LOA (Tabela 4.3). Em 2019 (-0,4 µmol/m²h), foi o período de menor absorção, acompanhado de valores altos de PNM (996 hPa), TSM (6,1°C), Tar (7°C), e a SSM (34,5 psu), e de baixo u (9,18 m/h). Sendo que o ano de maior absorção foi o que houve os menores valores de PNM (995 hPa), TSM (2,2°C), Tar (3,8°C), e de maior velocidade do vento (u) (19 m/h). Logo, no geral, a PNM, TSM, Tar e a SSM mostraram possuir uma relação inversamente proporcional à absorção de CO₂. No entanto, a velocidade do vento possui uma relação positiva, ou seja, quanto maior a velocidade do vento mais CO₂ será absorvido pelo oceano.

Tabela 4.3 – Média por período do fluxo de CO₂ (FCO₂) (μmol/m²/h), pressão atmosférica (PNM) (hPa), velocidade do vento (u) (m/h), temperatura do ar (Tar) (°C), salinidade da superfície do mar (SSM) (psu), temperatura da superfície do mar (TSM) (°C), na Passagem de Drake.

Dados	Data	FCO ₂	PNM	Tar	TSM	SSM	u
Socat	02-2016	-1,14	994	4,5	4,2	33,8	10,5
Socat	02-2019	-0,4	996	7	6,1	34,5	9,18
LOA	02-2022	-3,3	995	3,8	2,2	33,6	19

Fonte: Produção da autora.

4.3 Fluxos de CO₂ a partir da rede neural artificial

A análise espaço-temporal da área de estudo foi realizada com base nos mapas produzidos. A elaboração dos mapas só foi possível a partir das estimativas de p CO_{2mar} realizadas pela RNA, que possibilitaram calcular o FCO₂ em uma grande escala espacial e temporal. Posto isso, para determinar a variabilidade espaço-temporal do fluxo de CO₂, foram utilizados mapas de anomalia dos meses de janeiro a dezembro, de 2003 a 2022, para ilustrar as áreas que tiveram aumento ou redução da absorção de CO₂. No anexo A, estão os mapas mensais produzidos de todo o período estudado.

O fluxo de CO_2 na interface ar-mar varia de três formas diferentes ao longo da área de estudo, que são de altos valores positivos ou negativos, e de valores neutros. Os três tipos de valores representam as áreas que ocorreram intensificação da liberação e absorção de CO_2 , e as áreas que não sofreram mudanças no fluxo ao longo do tempo, para o mês analisado.

Nos meses de janeiro (Figura 4.5, Anexo A), as áreas que tiveram um aumento da liberação de CO_2 (valores positivos de FCO_2) em relação a média esperada para o mês de janeiro, ocorrem próximas aos continentes, nas faixas de 40°S a 50°S, e nas longitudes de 65°W a 60°W e de 58°W a 40°W. Na Passagem de Drake houve um aumento da absorção de CO_2 , (valores negativos de FCO_2), com exceção da latitude de 60°S, que ocorre uma liberação de CO_2 de baixa a moderada intensidade, advindo do lado oeste do Drake. Forte absorção ocorre de 45°S a 50°S de 57°W a 0°W. Ao norte das Ilhas Malvinas

o fluxo é positivo, e ao sul os valores são negativos, porém moderados. No entorno das Ilhas Geórgia, o fluxo varia de neutro a altos valores positivos.

Em fevereiro (Figura 4.5, Anexo A), a variação do FCO_2 foi predominantemente neutra, com exceção da costa do continente Antártico que apresentou uma absorção de CO_2 a sul de 72°S, e valores positivos entre 71°S e 72°S.

O mês de março (Figura 4.5, Anexo A), possui um aumento da liberação de CO_2 nas regiões de 40°S a 45°S, de 72°S a 75°S e 80°W a 60°W, de 50°S a 60°S em 42°W a 0°W, e de 72°S a 73°S em 0° a 60°W. Os valores negativos do FCO₂ ocorrem nas áreas de 72°S a 75°S em 30°W a 0°W, e a norte de 72°S no lado leste da Península Antártica. A Passagem de Drake apresenta o mesmo comportamento do mês de janeiro.

Em abril (Figura 4.5, Anexo A), os valores positivos do fluxo de CO₂ ocorrem de 40°S a 45°S, além de algumas regiões na faixa de 61°S a 62°S de 80°W a 0°W. Ao sul do Golfo San Jorge, na Argentina, os valores do FCO₂ foram negativos, e também nas regiões entre 45° a 50° S de 62°W a 22°W, e de 40°S a 45°S de 22°W a 0°W. A norte das Ilhas Geórgia o FCO₂ foi negativo, e ao sul os valores foram neutros. A norte das Ilhas Malvinas o fluxo foi neutro, e a sul das Ilhas foi negativo.

No período de Maio (Figura 4.5, Anexo A), os valores positivos do FCO₂ ocorreram nas longitudes de 62° W a 60° W e em 58° W a 22° W, entre as latitudes de 40° S a 47° S. Ao sul dessas duas regiões os valores foram negativos. Os entornos das Ilhas Malvinas e das Ilhas Geórgia foram destacados por uma variação do FCO₂ de neutro a positivo moderado.

Em Junho (Figura 4.5, Anexo A), as áreas que houve um aumento da liberação de CO_2 foram de 40°S a 45°S em 60°W a 67°W. A sul de 40° o FCO₂ foi negativo.

As áreas com altos valores positivos do FCO₂ do mês de julho (Figura 4.5, Anexo A), foram na faixa de 40°S a 45°S em 60°W a 62°W e de 45°W a 40°W. Entre essas duas áreas, teve valores positivos. Os valores positivos moderados foram de 45°S a 50°S em 60°W a 62°W.

As áreas com FCO₂ positivo no mês de agosto (Figura 4.5, Anexo A), foram 40°S a 45°S em 60°W a 62°W, e ao sul dessa área o fluxo foi moderado e apresentou está se expandido em direção ao continente Antártico. Altos valores positivos também são observados entre 58°S a 60°S em 38°W a 0°W, e moderados a norte da Península Antártica.

Em setembro (Figura 4.5, Anexo A), há FCO₂ positivo na costa oeste da Península Antártica, e nas faixas de 40°S a 47°S em 61°W a 57°W, e de 58°S a 63°S em 40°W a 0°W. Há também valores positivos na região de 40°S a 45°S em 40°W a 1°W. O entorno das Ilhas Malvinas apresenta valores neutros. Tanto no mês de agosto como em setembro, a costa sul da Ilhas Geórgia possui um FCO₂ positivo moderado.

Em outubro (Figura 4.5, Anexo A), os valores positivos de FCO₂ ocorreram entre as latitudes 40°S a 45°S. Na costa da Argentina e no lado oeste da Península Antártica, há uma variação de neutro a valores positivos baixos, além das faixas de 20°W a 0°W em 40°S a 47°S. Porém a leste da Península Antártica há valores negativos. A norte e a sul das Ilhas Geórgia há uma variação de FCO₂ de neutros a positivos moderados, e a leste a oeste há variação de valores neutros a negativos. A norte do Golfo San Jorge, o FCO₂ varia de neutro a negativo, e a sul de neutro a positivo moderado.

Os valores negativos do FCO₂ no leste da Península Antártica permanecem em novembro (Figura 4.5, Anexo A). Ao norte das Ilhas Geórgia e ao sul da Ilha Saunders há variação de valores de neutros a positivos moderados. FCO₂ positivo também foi observado na área entre 62° W a 40° W em 40° S a 62° S.

O mês de dezembro possui um aumento da liberação de CO_2 nas regiões 40°S a 46°S de 61°W a 40°W e de 42°W a 22°W (Figura 4.5, Anexo A), além da área de 45°S a 47°S em 18°W a 0°W. No entorno das Ilhas Geórgia, há uma variação FCO₂ de neutro a positivo moderado, e a norte e a sul dessa região há valores neutros e negativos moderados. Entre a América do sul e as Ilhas Malvinas, ao norte da Península Antártica e a sul da Ilha Visokoi, ocorre um FCO₂ negativo. Altos valores negativos foram observados de 70°S a 71°S de 60°W a 0°W, de 45°S a 50°S e de 40°S a 45°S em 22°W a 0°W.

Durante o verão e outono austral a área com altos valores positivos (Figura 4.5), de 40°S a 45°S-50°S, apresentou média de 2,3 μ mol/m²/mês e 3,3 μ mol/m²/mês, respectivamente. A área que atua como forte sumidouro (45°S-50°S a 55°S), nos períodos de verão, outono, inverno e primavera austral, absorvem cerca de 75%, 55%, 49% e 83% a mais do que áreas de absorção moderada (55°S a 80°S). No outono, inverno e primavera o aumento da absorção foi de 11,2 μ mol.m-2.mês-1, 14 μ mol.m-2. mês-1 e 10,5 μ mol.m-2.mês-1, respectivamente, de 2003 a 2021.



Figura 4.5 – Anomalias mensais de 2003 a 2022 do fluxo de CO₂ (FCO₂) (µmol/m²/mês).

Fonte: Produção da autora.

Nos mapas de anomalias de TSM, também há três formas de variação, que são: altos valores positivos e negativos, e valores neutros, indicando assim que em algumas regiões da área de estudo a TSM está ficando cada vez mais quente, e outras mais frias, ao longo do tempo, e outras áreas não apresentaram valores diferentes da média esperada para o mês analisado.

Os meses de janeiro, fevereiro e março possuem valores positivos de TSM no sul da América do Sul (Figura 4.6), na costa do Golfo San Jorge e na zona de 60°W a 50°W e em 45°S a 50°S, e a sul de 73°S, 74°S e 71°S, respectivamente, ocorrem valores negativos. A região entre 40°S a 45°S possui valores neutros em janeiro e positivos em fevereiro e março.

No mês de abril (Figura 4.6), há valores positivos de TSM no entorno da América do Sul e se estende da costa até as Ilhas Malvinas, e a sul do continente até 61°S. Os valores positivos também são observados de 40°S a 50°S em 61°W a 40°W. A sul de 61°S a região há valores negativos. Os meses de maio, junho e julho (Figura 4.6), possuem valores positivos de TSM próximo a América do Sul e na região de 40°S a 50°S e de 61°W a 30°W, além dos valores negativos a sul de 50°S. No entanto, a diferença dos valores que foram observados para os valores da média esperada para o mês de maio é maior do que a que ocorreu em junho e julho.

O mês de agosto possui (Figura 4.6) valores negativos de TSM a sul de 58°S, e positivos entre a costa da América do Sul e as Ilhas Malvinas, e na região de 58°W a 20°W.

Nos meses de setembro e outubro (Figura 4.6), os valores positivos de TSM ocorrem a sul do continente americano e na região de 58°W a 40°W. No entanto, os valores negativos foram observados a sul de 60°S e a 61°S, respectivamente.

Em novembro e dezembro (Figura 4.6), os valores positivos de TSM foram no entorno do continente americano e se expandem até as Ilhas Malvinas, e nas regiões de 40°S a 50°S em 62°W a 30°W. Porém, as regiões com valores negativos ocorrem a sul de 61°S e 62°S, respectivamente.

As águas advindas do oceano Pacifico pela Passagem de Drake para o setor Atlântico do oceano Austral apresentaram valores positivos.



Figura 4.6 – Anomalias mensais de 2003 a 2022 da temperatura da superfície do mar (TSM) (°C).

Fonte: Produção da autora.

4.4 Variabilidade interanual do fluxo de CO2

Na Passagem de Drake, foi realizada uma análise da variabilidade temporal de FCO_2 e das variáveis atmosféricas e oceânicas, a partir da série histórica de 2003 a 2022.

O FCO₂ apresentou uma tendência a valores negativos ao longo do tempo (Figura 4.7), com picos e valores descendentes, e tem acompanhado a sazonalidade da TSM. A PNM varia inversamente à temperatura, ou seja, quando a temperatura aumenta a PNM diminui e vice-versa. A salinidade varia sazonalmente. A velocidade do vento muda fortemente e tem aumentado ao longo do tempo. A CHL tem aumentado e também varia sazonalmente. O pCO_{2ar} e o pCO_{2mar} apresentaram uma tendência de alta, com picos e valores ascendentes, ou seja, a concentração de CO₂ no ar e na água tem aumentado. Porém, o pCO_{2ar} obteve os maiores valores ascendentes, com um aumento de 42 µmol/m²/mês. A absorção de CO₂ se intensificou em 7,6 µmol/m²/mês, de 2003 a 2022. Os ventos mostraram-se intensos, com média de 11,1 m/s.
Os meses de fevereiro foram os com maiores valores de absorção de CO₂, baixos valores de PNM e velocidade do vento, e TSM e Tar mais quentes. No entanto, os meses de agosto apresentaram os menores valores de absorção, altos valores de PNM, ventos intensos e TSM e Tar mais frios.



Figura 4.7 – Séries mensais das variáveis atmosféricas e oceanográficas da Passagem de Drake.

Séries mensais de variáveis atmosféricas e oceanográficas da Passagem de Drake, de 2003 a 2022. Fluxo de CO_2 (FCO₂), pressão atmosférica ao nível do mar (PNM), temperatura da superfície do mar (TSM), temperatura do ar (Tar) salinidade da superfície do mar (SSM), velocidade do vento (u), concentração de clorofila-a (CHL), pCO₂ do mar (pCO_{2mar}) e pCO₂ do ar (pCO_{2ar}).

Fonte: Produção da autora.

A variação sazonal do fluxo de CO_2 ocorre principalmente por alterações na TSM e na atividade biológica (Figura 4.8). O verão austral é o período em que ocorrem os maiores níveis de absorção. No entanto, há uma redução da absorção no inverno e no outono austral. Porém, em todas as estações tem ocorrido um aumento da absorção de CO_2 ao longo do tempo estudado.





Fonte: Produção da autora.

4.5 O efeito da OA e do ENOS sobre o fluxo de CO2

Foi realizada uma análise do efeito da OA e o ENOS sobre a variabilidade do fluxo de CO₂, na Passagem de Drake (Figura 4.8). O ENOS possui graus de intensidade e pode variar de: fraco, moderado, forte ou muito forte, ocorre quando as águas da região central do Oceano Pacífico estão com temperaturas diferentes do que o normal. O fenômeno ocorre quando a temperatura da água está entre 0,5 °C a 0,9 °C, 1 °C a 1,5°C, 1,6 °C a 2,0 °C e 2,1 °C, respectivamente, acima da média histórica (SOUZA et al., 2021).

Os períodos de La Niña forte (Tabela 4.4), como de 2007 a 2008, associada com a fase negativa da OA, a média do FCO₂ era de -3,5 μ mol/m²/mês, sendo a média dos três meses anteriores à ocorrência da La Niña, de -6,1 μ mol/m²/mês, sendo assim, teve uma redução de 2,6 μ mol/m²/mês, e de 2010 a 2011 associada com a fase positiva da OA, a média do FCO₂ era de -6,1 μ mol/m²/mês, e a média dos três meses anteriores era -6,6 μ mol/m²/mês, assim a redução de CO₂ foi menor.

No entanto, em períodos de La Niñã moderada (Tabela 4.4), como de 2011 a 2012 com a OA negativa, a média do FCO₂ era de -6,1 μ mol/m²/mês, sendo que antes era de -1,1. De 2020 a 2021 com a OA positiva, o FCO₂ foi de -10,8 μ mol/m²/mês, sendo que antes era de -18,9. De 2021 a 2022, a média do FCO₂ era de -10,6 μ mol/m²/mês, e antes era de -17,7. Porém, em episódios de La Niña fraca, como de 2017 a 2018 com a OA positiva, o FCO₂ foi de -9,7 μ mol/m²/mês, e anteriormente era de -14,9.

Entretanto, em episódios de El Niño forte, como de 2015 a 2016, com a OA positiva, a média do FCO₂ era de $-9,4 \ \mu mol/m^2/m^2$, e antes era de $-6,5 \ \mu mol/m^2/m^2$. Quando moderado, como de 2009 a 2010, com a OA negativa, a média do FCO₂ foi de $-4,6 \ \mu mol/m^2/m^2$, e antes era de -7,8. Em períodos de El Niño fraco associado a OA positiva, como de 2004 a 2005, 2014 a 2015 e de 2018 a 2019, o FCO₂ foi de $-1,3, -6,2 \ e -10,6,$ sendo que antes era de $-2,5, -6,9 \ e -13,3 \ \mu mol/m^2/m^2$, respectivamente.

A alta absorção e a ocorrência de um forte El Niño no ano de 2016, que também foi observada por Monteiro et al. (2020) no Estreito de Gerlache, reafirma a influência do ENSO na variabilidade do fluxo de CO₂.

Observando a OA separadamente, observou que quando positiva, ocorre uma redução da absorção de CO_2 , e quando negativa, há um aumento da absorção. Isso é visível durante a La Niña de 2010 a 2011 e de 2011 a 2012, acoplado a fase positiva da OA, a média do fluxo foi de -6,1 µmol/m²/mês. Durante o intervalo de uma La Niñã e outra, como nos meses de maio e junho de 2011, a OA estava negativa, e a média do fluxo variou para - 11,8 µmol/m²/mês.

FCO ₂ (Antes)	Período	La Niña	El Niño		OA/Fase
-2,5	2004-2005		Fraco	-1,3	Positiva
-6,1	2007-2008	Forte		-3,5	Negativa
-7,8	2009-2010		Moderada	-4,6	Negativa
-6,6	2010-2011	Forte		-6,1	Positiva
-1,1	2011-2012	Moderada		-6,1	Negativa
-6,9	2014-2015		Fraco	-6,2	Positiva
-6,5	2015-2016		Forte	-9,4	Positiva
-14,9	2017-2018	Fraca		-9,7	Positiva
-13,3	2018-2019		Fraco	-10,6	Positiva
-18,9	2020-2021	Moderada		-10,8	Positiva
-17,7	2021-2022	Moderada		-10,6	Positiva

Tabela 4.4 – Média mensal do fluxo de CO₂ (FCO₂ antes) (μmol/m²) dos 3 meses anteriores à ocorrência dos fenômenos, períodos de ocorrência da La Niña e do El Niño destacando a classe que se enquadra, média mensal do fluxo de FCO₂ (μmol/m²) durante o fenômeno e a fase da Oscilação Antártica.

Fonte: Adaptado de Souza et al. (2021) e Climate Prediction Center (2023).

Figura 4.9 – Média mensal do fluxo de CO₂ (µmol/m²/mês), e períodos de ocorrência de El Niño, La Niña e Oscilação Antártica.



Fonte: Produção da autora.

5. DISCUSSÃO

Neste estudo, é apresentada uma análise da variabilidade do fluxo de CO₂ com base em dados *in situ*, de satélite, reanálises e resultantes da RNA produzida, do setor Atlântico do Oceano Austral.

A partir das análises comparativas entre os dados *in situ* e das observações dos satélites e de reanálises, como também das estimativas produzidas pela RNA, foi possível observar a qualidade existente dos dados utilizados para o cálculo do fluxo de CO₂ do setor Atlântico do oceano Austral.

O FCO₂, a partir da reconstrução das informações de pCO_{2mar} (Tabela 4.2), pode ter superestimado a variabilidade do fluxo em 5,3%. Porém, essa subestimação é baixa, visto a observada por Gloege et al. (2021) para o oceano Antártico, de 31%. A superestimação percentual é, por definição, inversamente proporcional ao desvio padrão do modelo (GLOEGE et al., 2021). De acordo com a dispersão de -1,3 μ mol/m²/mês, obtida pelo o erro absoluto, a amplitude da variabilidade mensal do fluxo de CO₂ produzida pode estar próxima ao original. A correlação com fluxo calculado com os dados *in situ* foi alta (r = 0,9), sendo maior do que o observado em Gloege et al. (2021) com o r = 0,54.

Em relação às mudanças da TSM modular a variação de FCO₂, foi analisada a variabilidade do FCO₂ determinado neste estudo em relação ao trabalho de Takahashi et al. (2009), na Passagem de Drake. Neste estudo, foi observado que a absorção é maior nos períodos de verão e primavera austral, variando de -1,4 mmol/m-2/mês-1 e -1,3 mmol/m-2/mês-1, respectivamente. Nos períodos de outono e inverno, a absorção é menor, com a média de FCO₂ é de -1,2 mmol/m-2/mês-1. Em Takahashi et al. (2009) também foi observado que a absorção de CO₂ é maior no verão e na primavera, sendo de -0,09 mmol/m-2/mês-1, e -0,02 mmol/m-2/mês-1, respectivamente. No outono e no inverno, Takahashi et al. (2009) também observou que há uma redução da absorção, sendo de 0,001 mmol/m-2/mês-1 e de 0,13 mmol/m-2/mês-1, respectivamente. Os resultados semelhantes entre a variabilidade sazonal de FCO₂ observada neste estudo em relação ao trabalho de Takahashi et al. (2009), mostraram a qualidade da reconstrução das informações de pCO_{2mar} que possibilitaram a realização do cálculo de FCO₂.

Assim, a RNA é hábil em capturar a ampla gama de variabilidade mensal do FCO₂ de 2003–2022 a partir da reconstrução das estimativas de pCO_{2mar}, produzidas pela RNA,

com base nas estimativas utilizadas de satélite e de reanálises. O modelo de RNA também tornou possível a produção de mapas avançados para análise espacial da área estudada.

5.1 Variabilidade da absorção de CO2

O FCO₂ na interface ar-mar no setor Atlântico do oceano Austral, varia da seguinte forma (Anexo A): a área de 40 a 45°S exibe grandes mudanças sazonais (Figura 4.5), fluxo positivo nos meses de verão e na primavera austral, e valores negativos nos meses de inverno e no outono, indicando o efeito dominante de mudanças sazonais de TSM (TAKAHASHI et al., 2009). A região de 45°S a 55°S, também exibe mudanças sazonais, variando de forte absorvedor de CO2 no verão e na primavera, e tem uma redução da absorção no inverno e outono, indicando ser um absorvedor durante todo o ano. Essa zona é a área da Divergência Antártica (Figura 4.5), está localizada dentro da zona de alta velocidade do vento (40-60°S) sobre a superfície do mar (TAKAHASHI et al., 2009), fazendo com que haja uma grande mistura vertical na água, aumentando a troca de CO_2 na relação ar-mar, por isso essa é a região que ocorre mais absorção (ARRIGO et al., 2007; LE QUERÉ et al., 2007). Nessa região, a Água Profunda do Atlântico Norte ressurge de 2000 m de profundidade para 200 m, com temperaturas mais elevadas (TOMCZAK; GODFREY, 1994). Ao sul de 55°S é uma área de absorção de CO₂ durante o ano todo. No entanto, a absorção é reduzida no inverno e no outono. Durante a primavera-verão austral (Figura 4.5), as florações de fitoplâncton que ocorrem perto do gelo reduzem o CO₂ da água. O que indica o efeito da cobertura de gelo sobre o fluxo de CO₂ nessa região, assim como observado em Takahashi et al. (2009), Shetye et al. (2017) e Monteiro et al. (2020).

No verão a absorção é mais intensa do que nas outras estações (Figura 4.5, 4.7 e 4.8), absorvendo 72% a mais que no outono e no inverno, e 51% a mais que na primavera austral. O pico de absorção ocorre principalmente nos meses de fevereiro, e os menores valores de absorção são principalmente em agosto, na região de estudo. Isso é devido, a expansão da cobertura de gelo marinho que ocorre no outono e no inverno, sendo a máxima expansão em agosto e setembro (SIMÕES et al., 2011). A cobertura de gelo pode se estender do continente Antártico até a 55°S no setor atlântico em alguns anos, porém, na média é que pode se estender até 62°S, no inverno (TAKAHASHI et al., 2009). À medida que o inverno avança, vai aumentando a formação de gelo, liberando sais, que

podem contribuir com a liberação do CO_2 na água. A camada de água misturada sob o gelo é rica em CO_2 , principalmente pela mistura vertical de águas profundas (NOMURA et al., 2006; TAKAHASHI et al., 2009). No entanto, no período do verão e da primavera a cobertura de gelo derrete, e alcança o seu tamanho mínimo em fevereiro, por isso esse é o mês que ocorre a maior absorção de CO_2 (SIMÕES et al., 2011). Além disso, no verão e na primavera austral ocorre o aumento da disponibilidade de luz e estratificação estável da água superficial, que permite o aumento da produtividade biológica primária, o que faz com haja uma aumento da absorção de CO_2 durante essas estações (DUCKLOW et al., 2013; HEINZE et al., 2015; VIANA et al., 2021).

O fluxo de CO₂ varia de -5 a 5 µmol/m²/mês no setor Atlântico do Oceano Austral, absorvendo nos períodos de verão e primavera, e no inverno e no outono austral, a absorção diminui. A absorção de CO₂ tem se intensificado na área de estudo, com um aumento de 7,6 µmol/m² de 2003 a 2022. Esse comportamento é moldado pela velocidade do vento e pela TSM, mas principalmente pela intensificação dos ventos que aumentou durante o período estudado, que pode estar sendo impulsionado pela variabilidade climática (MARSHALL et al., 2003; STAMMERJOHN et al., 2008; BROWN et al., 2019). Além disso, também foi observado uma tendência de aumento na pCO_{2ar}, que tem sido cada vez maior que na água. O aumento do pCO_{2ar} pode estar sendo causado pela alta concentração de CO_2 antropogênico presente no ar, que não está sendo captado pelo oceano com a mesma eficiência de antes. Estudos anteriores que modelaram cenários futuros já esperavam por essa resposta do oceano Austral ao aumento das emissões de CO₂ (SABINE; COLS., 2004; FRIEDLINGSTEIN et al., 2006; ROY et al., 2011; ARORA et al., 2013; STEINACHER et al., 2013; ZICKFELD et al., 2013). Esses modelos previam que em cenários com altas emissões de gases de efeito estufa, haveria uma redução da eficiência da absorção pelo oceano. Isso ocorre devido ao aumento da concentração de CO₂ atmosférico estar ligado com o aumento das emissões antrópicas. Assim, apesar da absorção pelo oceano ter se intensificado, o oceano não está conseguindo absorver todo o CO2 excedente presente na atmosfera advindo das emissões antrópicas.

Os mapas de anomalias de TSM (Figura 4.6), ilustraram que algumas regiões da área de estudo estão ficando cada vez mais quentes ao longo do tempo, e isso tem influenciado o

FCO2. As águas advindas do oceano Pacifico pela Passagem de Drake para o setor Atlântico do oceano Austral estão liberando mais CO₂ do que a média esperada (Figura 4.5). Essas águas são as águas da PF. A PF está localizada aproximadamente na latitude de 50°S nos oceanos Atlântico e na latitude 60°S no Pacífico, é uma região que ocorre liberação de CO₂, devido possuir uma temperatura superficial média maior do que a sul dessa região. Esse comportamento da PF também foi observado com os dados do SOCAT e do ATMOS (Figura 4.4). A água superficial ao sul desta região move-se para norte e afunda quando alcança a PF, provocando assim, uma convergência na superfície (PICKARD e EMERY, 1990). No entanto, com o aumento da TSM, a PF tem intensificado a emissão de CO2. Ao norte da PF ocorre um aumento da liberação de CO2, essa região possui temperaturas mais elevadas, devido ser moldada pelo efeito dominante de mudanças sazonais de TSM (TOMCZAK; GODFREY, 1994). No entanto, ao sul da PF ocorreu um aumento da absorção de CO₂, nessa região as águas superficiais da Zona Antártica possuem temperaturas muito baixas, atingindo valores próximos ao ponto de congelamento (-1.9°C), como resultado do derretimento de verão do gelo marinho e resfriamento superficial no inverno (TOMCZAK; GODFREY, 1994). Abaixo da superfície na Zona Antártica, estendendo-se até 4000 m de profundidade, está a Água Circumpolar Antártica (Antarctic Circumpolar Water - AACW), com temperaturas de 1.5 a 2.5°C (TOMCZAK; GODFREY, 1994). Próximo à costa Austral algumas regiões também intensificaram a liberação de CO₂, apesar de ser uma região de temperatura potencial maior que na quebra da plataforma, a TSM também apresentou está mais quente. Essa região é onde a Água Circumpolar Profunda ascende sobre o talude para entrar na plataforma, possui águas mais quentes e salinas (BAINES, 2006).

No entanto, as águas, que agem como fonte de CO₂, estão se expandindo para o sul, e as águas, que agem como sumidouros, vêm intensificando a absorção de CO₂. Isso se deve ao aumento da força e deslocamento para o sul dos ventos de oeste, associado à tendência positiva da AO, que forçou a migração do FS em direção ao continente antártico, migrando assim águas quentes e salinas, que causam a liberação de CO₂. Além da intensificação dos ventos de oeste nas frentes oceânicas circumpolares, intensificando assim a absorção de CO₂ nesta região. Esta tendência para a fase positiva da OA deve-se ao aumento dos gases com efeito estufa (THOMPSON; SOLOMON, 2002; MARSHALL et al., 2003; CAI et al., 2005; CAI; COWAN, 2007; GONÇALVES, 2012).

5.2 Efeito do ENOS e da OA sobre o fluxo de CO2

As análises mostraram que as variações interanuais são relacionadas aos fenômenos climáticos como observado nos estudos de Lovenduski et al. (2008), Lenton et al. (2009), Brown et al. (2019), Costa et al. (2020) e Avelina et al. (2020). Assim, a fase positiva do OA é definida por anomalias negativas da altura geopotencial e de temperatura, além do aumento da força dos ventos de oeste que leva a uma maior ressurgência de carbono natural das profundezas do oceano para a superfície, o que reduz a absorção de CO₂. O oposto ocorre na fase negativa do OA (GUPTA; ENGLAND, 2006; SCHOLFIELD et al., 2018; MEREDITH et al., 2017; KEPPLER; LANDSCHÜTZER, 2019; NEVISON et al., 2020). Porém, no El Niño ocorre o aumento da mistura de Águas Circumpolares Profundas com a Água Densa de Plataforma advectada do Mar de Weddell, levando a maior absorção de CO₂. O oposto ocorre na La Niña (SCHOLFIELD et al., 2017; MEREDITH et al., 2017; KEPPLER; LANDSCHÜTZER, 2019; NEVISON et al., 2020; COSTA et al., 2019; KEPPLER; LANDSCHÜTZER, 2019; NEVISON et al., 2020; COSTA et al., 2020; AVELINA et al., 2020).

Com isso, a La Ninã possui um papel significativo no fluxo, devido ter reduzido a absorção de CO_2 quando acoplada com a +OA. No entanto, em períodos de La Niña fraca e moderada, a fase da OA é mais atuante, como observado no período de 2011 a 2012, que com a -OA teve um aumento da absorção, comparada aos meses anteriores a esse período. Porém, em relação às ocorrências de El Niño, a fase da OA é mais atuante, pois o El Niño só é o principal atuante quando classificado como forte, como ocorreu em 2015 e 2016, que mesmo com a +OA teve um aumento da absorção, comparado aos meses anteriores a esse período.

Deste modo, a magnitude da influência do ENOS no fluxo de CO₂ está ligado à classificação a qual se encontra. Assim, em anos em que o ENOS foi forte, o seu papel na variabilidade do fluxo foi mais atuante do que nos anos em que a intensidade foi menor. A OA atua em todos os momentos, é possível ver que a mudança de sinal da OA influência na variabilidade do fluxo, podendo aumentar (fase negativa) ou reduzir (fase positiva) a absorção de CO₂, passando a não ser o principal influenciador só em períodos de ENOS com forte intensidade.

O aumento de p $CO_{2 ar}$ também pode ser atribuído a OA e suas modificações na força do vento, que aumenta a ressurgência de águas profundas com altas concentrações de CO_2 ,

que pode estar atribuído a fatores antropogênicos, como a destruição do ozônio estratosférico e aumento dos gases causadores do efeito estufa (LOVENDUSKI et al., 2007; LENTON et al., 2009. HEINZE et al., 2015; THOMPSON; SOLOMON, 2002; GILLETT; THOMPSON, 2003; ARBLASTER; MEEHL, 2006; CAI; COWAN, 2007).

5.3 Evolução a longo prazo do fluxo de CO₂

O enfraquecimento da absorção de CO₂ pelo oceano Austral devido às atividades humanas, já vem sendo apontada há algum tempo. Segundo Heinze et al., 2015, além do enfraquecimento, haverá uma menor mistura de CO₂ em águas mais profundas, e uma redução da dissociação para os outros compostos do DIC, podendo resultar no aumento da concentração de CO₂ na atmosfera. Isso se deve à existência de um limite natural nas trocas gasosas, dissociação de CO₂, mistura Turbulência e circulação oceânica, o que faz com que apenas uma certa porcentagem do excesso de CO₂ atmosférico seja absorvida. Portanto, embora a absorção oceânica esteja aumentando, ainda existem altas concentrações de CO₂ na atmosfera (ORR et al., 2005; KIERAN et al., 2011; LE QUÉRÉ et al., 2013; IPCC AR5, cap. 3, 2013).

Assim, estudos sugerem que se as emissões antrópicas continuarem da mesma forma que vemos hoje, no futuro ocorrerão eventos extremos de ENOS, e a OA permanecerá positiva, o que aumentará a absorção de CO₂ atmosférico, resultando no aumento da acidificação oceânica (CAI et al., 2014, 2018; LEGGE et al., 2015; BROWN et al., 2019; CAPE et al., 2019; KEPPLER; LANDSCHÜTZER 2019; MONTEIRO et al., 2020b). A tendência da fase positiva da OA foi observada, como mostra na tabela 5.3 a partir de 2015. Isso potencializa a preocupação que a comunidade científica e tomadores de decisão devem ter em monitorar a absorção de CO₂ no oceano Austral, e a partir disso buscar medidas que reduzam os impactos que essa região vem sofrendo com as mudanças climáticas.

6 CONCLUSÃO

Neste estudo foi possível determinar como ocorre a variabilidade espacial e temporal do fluxo de CO_2 na interface oceano-atmosfera no setor Atlântico do oceano Austral, além de determinar o papel das variáveis atmosféricas e oceânicas na influência dessa variabilidade.

O fluxo de CO₂ calculado pelo método CV foi com base na utilização das coletas totalmente inéditas, realizadas através do projeto ATMOS do Laboratório de Estudos do Oceano e Atmosfera (LOA). Esta nova base de dados oferece ao País, uma nova fonte de dados atmosféricos e oceânicos para estudos de CO₂, calor e entre outros, na região do Setor Atlântico do Oceano Austral.

A RNA produzida neste estudo, com base nas coletas do ATMOS e do SOCAT, possibilitou a determinação da variabilidade do FCO₂, a partir da reconstrução das informações de pCO_{2mar}. A amplitude da variabilidade mensal do FCO₂ produzida pode estar próxima ao original, pois o erro absoluto entre o FCO₂ produzido a partir da RNA e o produzido com os dados in situ foi de -1,3 µmol/m²/mês. A correlação com fluxo calculado com os dados *in situ* foi alta (r = 0,9). Assim, a RNA foi hábil em capturar a ampla gama de variabilidade mensal do FCO₂ de 2003–2022 a partir da reconstrução das estimativas de pCO_{2mar}, com base nas estimativas utilizadas de satélite e de reanálises. O qual apresentou uma baixa superestimação de 5,3% comparada ao estudo de Gloege et al., (2021) no oceano Antártico, de 31%. O modelo RNA também tornou possível a produção de mapas avançados para análise espacial da área estudada. No entanto, existem incertezas na determinação espacial e temporal do fluxo, devido a limitação da quantidade de informações disponíveis. Pois mesmo utilizando dados de satélites, não há uma grande cobertura espaço-temporal na área de estudo, devido os dados espúrios, que reduzem a quantidade de informações possíveis de serem utilizadas.

O fluxo de CO₂ varia de -5 a 5 µmol/m²/mês no setor Atlântico do Oceano Austral, a absorvendo nos períodos de verão e primavera, e no inverno e no outono austral, a absorção diminui. Porém, a absorção de CO₂ tem se intensificado ao longo do tempo, um aumento de 7,6 µmol.m-2.mês-1, de 2003 a 2022. A variação sazonal do FCO₂ é modulada por mudanças no TSM, no setor Atlântico do oceano Austral. No verão a absorção é mais intensa do que nas outras estações, o pico ocorre principalmente em

fevereiro. A absorção do verão é 72% maior que no outono e inverno, e 51% maior que na primavera austral. Os menores valores de absorção ocorrem principalmente em agosto (inverno). No verão, a absorção aumentou 9,3 µmol.m-2.mês-1 em comparação com 2003 a 2022. No outono, inverno e primavera o aumento foi de 11,2 µmol.m-2.mês-1, 14 µmol.m-2.mês-1 e 10,5 µmol.m-2.mês-1, respectivamente, de 2003 a 2021.

A variação sazonal do FCO2 é moldada pelas mudanças na TSM. A área de 40 a 45°S apresenta um fluxo positivo nos meses de verão e na primavera austral, e valores negativos nos meses de inverno e no outono. A região de 45°S a 55°S, varia de forte absorvedor de CO₂ no verão e na primavera, e tem uma redução da absorção no inverno e outono. Essa zona por está localizada dentro da zona de alta velocidade do vento (40- 60° S) sobre a superfície do mar, fazendo com que haja uma grande mistura vertical na água, aumentando a troca de CO₂ na relação ar-mar, é a região que ocorre mais absorção. No entanto, ao sul de 55°S é uma área de absorção de CO₂ durante o ano todo, sendo a absorção reduzida no inverno e no outono, devido à expansão da cobertura de gelo marinho.

As águas, que agem como fonte de CO_2 , estão se expandindo para o sul, e as águas, que agem como sumidouros, vêm intensificando a absorção de CO_2 . Isso se deve ao aumento da força e deslocamento para o sul dos ventos de oeste, associado à tendência positiva da AO, que forçou a migração do FS em direção ao continente antártico, migrando assim águas quentes e salinas, que causam a liberação de CO_2 . Além da intensificação dos ventos de oeste nas frentes oceânicas circumpolares, intensificando assim a absorção de CO_2 nesta região. Esta tendência para a fase positiva da OA deve-se ao aumento dos gases com efeito de estufa. No entanto, a força da influência do ENOS no fluxo está ligada à intensidade da ocorrência, que também atua em eventos extremos.

Portanto, a variação espacial do FCO_2 se deve ao deslocamento de massas de água que carregam consigo suas características que modulam a absorção de CO_2 pelo oceano. O aumento da intensidade e o deslocamento para sul dos ventos de oeste, associados à tendência positiva da AO, forçaram a migração do FS para o continente antártico, migrando assim águas quentes e salinas, que provocam a libertação de CO_2 . A intensificação dos ventos de oeste no SAF, se deve ao aumento das trocas gasosas na interface oceano-atmosfera, que intensificam a absorção de CO_2 nesta região. Essa

tendência para a fase positiva da OA pode ser decorrente do aumento dos gases de efeito estufa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDREOLI, R. V. Multi-scale variability of the sea surface temperature in the Tropical Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. 5, p. 1-12, 2004. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.129/2003jc002220</u>. Acesso em: 10 out. 2022.

ARBLASTER, J. M.; MEEHL, G. A. Contributions of external forcings to southern annular mode trends. **Journal of Climate**, v. 19, n. 12, p. 2896-2905, 2006. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1175/jcli3774.1</u>. Acesso em: 10 out. 2022.

ARRIGO, K. R.; VAN DIJKEN, G. L. Interannual variation in air-sea CO2 flux in the Ross Sea, Antarctica: a model analysis, **Journal of Geophysical Research**, v.112, C03020, 2007. Disponível em: <u>http://dx.doi:10.1029/2006JC003492</u>. Acesso em: 01 out. 2022.

ARYA, S. P. Introduction to micrometeorology. USA: Academic Press, 2001.

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

AUMANN, H. H. et al. AIRS/AMSU/HSB on the Aqua mission: design, science objectives, data products and processing systems. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.41, n.2, p. 253-264, 2003.

AVELINA, R. et al. Contrasting dissolved organic carbon concentrations in the Bransfield Strait, northern Antarctic Peninsula: insights into ENOS and SAM effects. **Journal of Marine Systems,** v. 212, p.1-51, 2020. Disponível em: <u>https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2020.103457</u>. Acesso em: 01 fev. 2023.

BAINES, P. G. Coastal and regional currents of Antarctica. In: RIFFENBURGH, B. (Ed.). Encyclopaedia of the Antarctic. [S.l.]: Routledge, 2006.

BAKKER, D. C. E. et al. A multi-decade record of high-quality fCO2 data in version 3 of the Surface Ocean CO2 Atlas (SOCAT). **Earth System Scientific Data**, v. 8, p. 383 – 413, 2016. Disponível em: <u>https://doi.org/10.5194/essd-8-383-201</u>. Acesso em: 01 fev. 2023.

BARKER, P. F. et al. Onset and role of the Antarctic Circumpolar Current. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 54, n. 21/22, p. 2388-2398, 2007.

BARRETT, J. Greenhouse molecules, their spectra and function in the atmosphere. **Energy & Environment**, v. 16, p.1037–1045, 2005. Doi:10.1260/095830505775221542.

BENALLAL, M.A. et al. Satellite-derived CO2 flux in the surface seawater of the Austral Ocean south of Australia. **International Journal of Remote Sensing**, v. 38, n. 6, p. 1600-1625, 2017. Disponível em: http://dx.doi.org/10.1080/01431161.2017.1286054. Acesso em: 01 mar. 2022.

BERELSON, W. M. et al. Relating estimates of CaCO3 production, export, and dissolution in the water column to measurements of CaCO3 rain into sediment traps and dissolution on the seafloor: a revised global carbonate budget, **Global Biogeochemistry**, v. 21, GB1024, 2007. Disponível em: <u>http://dx.doi:10.1029/2006GB002803</u>. Acesso em: 10 mar. 2022.

BERGAMASCHI, P. et al. **Atmospheric monitoring and inverse modelling for verification of greenhouse gas inventories**. Luxembourg: European Union, 2018. Disponível em: <u>http://dx.doi:10.2760/759928</u>. Acesso em: 20 mar. 2022.

BRAGA, A. D. P.; CARVALHO, A. P. D. L. F. D.; LUDEMIR, T. B. **Redes neurais** artificiais: teoria e aplicações. 2.ed. Rio de Janeiro: LTC, 2007. 260 p.

BROWN, M. et al. Enhanced oceanic CO2 uptake along the rapidly changing West Antarctic Peninsula. **Nature Climate Change**, v. 9, n. 9, p. 678-683, 2019. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1038/s41558-019-0552-3</u>. Acesso em: 20 mar. 2022.

BUONGIORNO NARDELLI, B.; DROGHEI, R.; SANTOLERI, E. R. Interpolação multidimensional da salinidade da superfície do mar SMOS com dados de temperatura da superfície e salinidade in situ. **Remote Sensing Environmental**, 2016. Disponível em: <u>http://dx.doi:10.1016/j.rse.2015.12.052</u>. Acesso em: 20 mar. 2022.

BOGGIONE, G. A. **Restauração de imagens do satélite LANDSAT-7**. 2003. 160 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, 2003.

CAI, W.J.; COWAN, T. Trends in Southern Hemisphere circulation in IPCC AR4 models over 1950-99: ozone-depletion vs. greenhouse forcing, **Journal of Climate**, v. 20, n. 4, p. 681–693, 2007.

CAI, W. et al. Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. **Nature Climate Change**, v. 4, p. 111-116, 2014. Disponível em: https://doi.org/10.1038/nclimate2100. Acesso em: 20 ago. 2022.

CAI, W. et al. Increased variability of eastern Pacific El Niño under greenhouse warming. **Nature**, v. 564, p. 201-206, 2018. Disponível em: <u>https://doi.org/10.1038/s41586-018-0776-9</u>. Acesso em: 20 mar. 2023.

CAPE, M. R. et al. Circumpolar deep water impacts glacial meltwater export and coastal biogeochemical cycling along the west Antarctic Peninsula. **Frontiers of Marine Science**, v. 6, p. 144, 2019. Disponível em: <u>https://doi.10.3389/fmars.2019.00144</u>. Acesso em: 20 mar. 2023. CHAHINE, M. et al. On the determination of atmospheric minor gases by the method of vanishing partial derivatives with application to CO2: determination of minor gases by VPD. **Geophysical Research Letters**, v. 32, 2005. Disponível em: https://doi.org/10.1029/2005GL024165. Acesso em: 30 mar. 2023.

CHATTERJEE, A. et al. Influence of El Nino on atmospheric CO₂ over tropical Pacific Ocean: Findings from NASA's OCO-2 mission. **Science**, v. 358, n. 6360, eaam5776, 2017. Disponível em: <u>https://doi.10.1126/science.aam5776</u>. Acesso em: 20 dez. 2022.

CHOLLET, F. Deep learning with Python (First). [S.l.]: Manning, 2018.

CIAIS, P. et al. Carbon and other biogeochemical cycles. In: STOCKER, T. F. et al. (Ed.). **Climate change 2013**: the physical science basis. contribution of working group i to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013.

CIAIS, P. et al. Current systematic carbon-cycle observations and the need for implementing a policy-relevant carbon observing system. **Biogeosciences**, v. 11, n. 13, p. 3547-3602, 2014. Copernicus GmbH. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.5194/bg-11-3547-2014</u>. Acesso em: 10 dez. 2022.

CLOWES, A. J. Influence of the Pacific on the circulation in the South-West Atlantic Ocean. **Nature**, v. 131, p. 189-191, 1933.

COLE, S. et al. **Orbiting carbon observatory 2 launch press kit**. Washington: NASA, 2014.

COMMITTEE ON EARTH OBSERVATION SATELLITES (CEOS). A constellation architecture for monitoring carbon dioxide and methane from space. [S.1.]: CEOS, 2018.

COOK, A. J. et al. Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century. **Science**, v. 308, p. 541–544, 2005.

COSTA, R. R. et al. Dynamics of an intense diatom bloom in the Northern Antarctic Peninsula, February 2016. Limnology and Oceanography, v. 66, p. 1–20, 2020.

CUNHA, J. B. et al. Dinâmica da cobertura vegetal para a Bacia de São João do Rio do Peixe, PB, utilizando-se sensoriamento remoto. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 16, n. 5, p. 539-548, 2012.

DANCEY, C.; REIDY, J. Estatística sem matemática para psicologia: usando SPSS para Windows. Porto Alegre: Artmed, 2006.

DEJONG, H. B.; DUNBAR, R. B. Air-sea CO2 exchange in the Ross Sea, Antarctica. Journal of Geophysical Research Oceans, v. 122, p. 8167-8181, 2017.

DEVRIES, T.; PRIMEAU, F.; DEUTSCH, C. The sequestration efficiency of the biological pump. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 13, p. 1-5, 2012. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1029/2012gl051963</u>.

DOMINGUES, M. O. et al. Explorando a transformada wavelet contínua. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 38, n. 3, p. 1-19, 2016. Disponível em: <u>https://doi.org/10.1590/1806-9126-RBEF-2016-0019</u>. Acesso em: 03 jan. 2022.

DOURADO, W. B. **Avaliação de técnicas de Interpolação de imagens digitais**. 2014. 141 p. Dissertação (Mestrado em Matemática Aplicada e Computacional) – Universidade Estadual Paulista, UNESP, 2014.

DROGHEI, R. et al. Combining in-situ and satellite observations to recover salinity and density at the ocean surface. **Journal of the Atmospheric Ocean Technology**, 2016. Doi:10.1175/JTECH-D-15-0194.1.

DROGHEI, R. et al. A new global sea surface salinity and density dataset from multivariate observations (1993–2016). **Frontiers in Marine Science**, v. 5, p. 1–13, 2018. Disponível em: <u>https://doi.10.3389/fmars.2018.00084</u>. Acesso em: 07 dez. 2022.

DUCKLOW, H. W. et al. West Antarctic Peninsula: an ice-dependent coastal marine ecosystem in transition. **Oceanography**, v. 26, p. 190–203, 2013.

EDSON, J. B. et al. On the exchange of momentum over the open ocean. **Journal of Physical Oceanography,** v. 43, p. 1589–1610, 2013. Disponível em: <u>https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0173.1</u>. Acesso em: 07 dez. 2022.

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

FAIRALL, C. W. et al. Implementation of the Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment flux algorithm with CO2, dimethyl sulfide, and O3. **Journal Of Geophysical Research**, v. 116, p. 1-15, 2011. Disponível em: http://dx.doi.org/10.1029/2010jc006884. Acesso em: 07 dez. 2022.

FAIRALL, E. F. et al. **Bulk parameterization of air–sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm C**. 2003. Disponível em: <u>https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016</u>. Acesso em: 07 dez. 2022.

FARIAS, E. G. G. et al. 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.

FOGT, R. L.; BROMWICH, D. H.; HINES, K. M. Understanding the SAM influence on the South Pacific ENSO teleconnection. **Climate Dynamics**, v. 36, p. 1555–1576, 2011. Disponível em: <u>https://doi.org/10.1007/s00382-010-0905-0</u>. Acesso em: 07 fev. 2022.

FOGT, R. L.; MARSHALL, G. J. The Southern Annular mode: variability, trends, and climate impacts across the southern hemisphere. **Wires Climate Change**, v. 11, n. 4, p. 1-24, 2020. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1002/wcc.652</u>. Acesso em: 07 dez. 2022.

FOKEN, T. et al. **Post-field data quality control**. Dordrecht: Springer, 2005. p. 181–208

FOKEN, T. Micrometeorology. Berlin: Springer-Verlag. 2008. 308 p.

FRÖLICHER, T. L. et al. Dominance of the Southern Ocean in anthropogenic carbon and heat uptake in CMIP5 models. **Journal of Climate**, v. 28, p. 862–886, 2015. Disponível em: <u>http://dx.doi.10.1175/JCLI-D-14-00117.1</u>. Acesso em: 07 mar. 2022.

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.

GEHLEN, M. et al. The fate of pelagic CaCO3 production in a high CO2 ocean: a model study. **Biogeosciences**, v. 4, p. 505–519, 2007. Disponível em: <u>http://dx.doi.10.5194/bg-4-505-2007</u>. Acesso em: 07 dez. 2022.

GÉRON, A. **Hands-on machine learning with Scikit-Learn and TensorFlow**: concepts, tools, and techniques to build intelligent systems. [S.l.]: O'Reilly Media, 2017.

GILLETT, N. P.; THOMPSON, D. W. J. Simulation of recent southern hemisphere climate change. **Science**, v. 302, n. 5643, p. 273-275, 2003. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1126/science.1087440</u>. Acesso em: 15 nov. 2022.

Gloege, L. et al. Quantifying errors in observationally based estimates of ocean carbon sink variability. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 35, e2020GB006788, 2021. Disponível em: <u>https://doi.org/10.1029/2020GB006788</u> Acesso em: 07 dez. 2022.

GONÇALVES, R. C. **Impactos de mudanças nos ventos de oeste do Hemisfério Sul no vazamento das Agulhas**. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Física) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012. Disponível em: <u>https://doi.10.11606/D.21.2012.tde-10122012-155022</u>. Acesso em: 09 ago. 2023.

GOLDEMBERG, J. et al. **Antártica e as mudanças globais**: um desafio para a humanidade. [S.l.]: Blucher, 2011.

GOOD, S. et al. The current configuration of the OSTIA system for operational production of foundation sea surface temperature and ice concentration analyses. **Remote Sensing**, v. 12, e 720, 2020. Disponível em: <u>https://doi.10.3390/rs12040720</u>. Acesso em: 07 nov. 2022.

GOOD, S. A. et al. **ESA Sea Surface Temperature Climate Change Initiative** (**SST_cci**): level 4 analysis climate data record, version 2.0. 2019. Disponível em: <u>https://doi.10.5285/aced40d7cb964f23a0fd3e85772f2d48</u>. Acesso em: 09 ago. 2023. GORDON, A.L. Brazil-Malvinas Confluence – 1984. Deep-Sea Research, v. 36, p. 359-384, 1989.

GRAY, A. R. et al. Autonomous biogeochemical floats detect significant carbon dioxide outgassing in the high-latitude southern ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 45, n. 17, p. 9049-9057, 2018. Disponível em: http://dx.doi.org/10.1029/2018gl078013. Acesso em: 09 ago. 2023.

GUINEHUT S. et al. High resolution 3D temperature and salinity fields derived from in situ and satellite observations. **Ocean Science**, v. 8, n. 5, p. 845–857, 2012.

GUPTA, A. S.; ENGLAND, M. H. Coupled ocean–atmosphere–ice response to variations in the southern annular mode. **Journal Of Climate**, v. 19, n. 18, p. 4457-4486, 2006. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1175/jcli3843.1</u>. Acesso em: 09 ago. 2023.

GUTIERREZ, C. Eliminação do ruído por encolhimento de wavelets: uma aplicação à série de preço spot de energia elétrica do Brasil. Dissertação (Mestrado em Engenharia Elétrica) - Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.

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

HACKEROTT, J. A. et al. 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.

HADJER, M. et al. Satellite-derived CO2 fugacity in surface seawater of the tropical Atlantic Ocean using a feedforward neural network. **International Journal of Remote Sensing**, v. 37, 580–598, 2016. Disponível em: http://dx.doi.10.1080/01431161.2015.1131872. Acesso em: 20 mar. 2023.

HAYKIN, S. **Redes neurais:** princípios e práticas. 2.ed. São Paulo: BOOKMAN, 2001. 900 p.

HEINZE, C. et al. The ocean carbon sink – impacts, vulnerabilities and challenges, **Earth Systems and Dynamics**, v. 6, p. 327–358, 2015. Disponível em: https://doi.org/10.5194/esd-6-327-2015. Acesso em: 20 mar. 2022.

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

HSUEH, Y.-H. et al. East Asian CO2 level change caused by Pacific Decadal Oscillation. **Remote Sensing of Environment**, v. 264, e112624, 2021. Disponível em: <u>https://doi.10.1016/j.rse.2021.112624</u>. Acesso em: 25 mar. 2022.

ITO, R. G.; GARCIA, C. A. E.; TAVANO, V. M. Net sea-air CO2 fluxes and modelled pCO2 in the southwestern subtropical Atlantic continental shelf during spring 2010 and summer 2011. **Continental Shelf Research**, v. 119, p. 68-84, 2016. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2016.03.013</u>. Acesso em: 25 abril 2022.

JERSILD, A.; ITO, T. Physical and biological controls of the drake passage pCO 2 variability. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 34, n. 9, p. 1-16, 2020. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1029/2020gb006644</u>. Acesso em: 25 maio 2022.

KEPPLER, L.; LANDSCHÜTZER, P. Regional wind variability modulates the Southern Ocean carbon sink. **Science Report**, v. 9, n. 1, p. 1-10, 2019. Disponível em: <u>https://doi.org/10.1038/s41598-019-43826-y</u>. Acesso em: 25 abr. 2022.

KERR, R. et al. Propriedades do sistema carbonático no Estreito de Gerlache, Península Antártica Norte (fevereiro de 2015): I. fluxos de CO2 mar-ar. Res. do Mar Profundo. Parte II Topo Viga. **Oceanography**, v. 149, p. 171-181, 2018.

KHATIWALA, S.; PRIMEAU, F.; HALL, T. Reconstrução da história das concentrações antropogênicas de CO2 no oceano. **Natureza**, v. 462, n. 7271, p.346–349, 2009. Disponível em: <u>https://doi.org/10.1038/nature08526</u>. Acesso em: 25 jun. 2022.

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.

LANDSCHÜTZER, P. et al. A neural network-based estimate of the seasonal to interannual variability of the Atlantic Ocean carbon sink. **Biogeosciences**, v. 10, n. 11, p. 7793-7815, 2013. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.5194/bg-10-7793-2013</u>. Acesso em: 25 jun. 2022.

LANDSCHUTZER, P. et al. The reinvigoration of the Southern Ocean carbon sink. **Science**, v. 349, e 6253, 2015.

LAVERGNE, T. et al. LT: Versão 2 dos dados climáticos de concentração de gelo marinho EUMETSAT OSI SAF e ESA CCI registros. **The Cryosphere**, v. 13, p. 49-78, 2019. Disponível em: <u>http://dx.doi.10.5194/tc-13-49-2019</u>. Acesso em: 25 nov. 2022.

LE QUÉRÉ, C. et al. Saturation of the Southern Ocean CO2 sink due to recent climate change, **Science**, v. 316, p. 1735–1738, 2007.

LE QUÉRÉ, C. et al. Trends in the sources and sinks of carbon dioxide. **Nature Geoscience**, v. 2, n. 12, p. 831-836, 2009. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1038/ngeo689</u>. Acesso em: 25 ago. 2022.

LEGGE, O. J. et al. The seasonal cycle of ocean atmosphere CO2 flux in Ryder Bay, west Antarctic Peninsula. **Geophysisical Research Letters**, v. 42, p. 2934-2942, 2015. Disponível em: <u>https://doi.org/10.1002/2015GL063796</u>.

LINDEMANN, D. S. **Temperature changes in Antarctic Continent: observartions and reanalyses**. 120 f. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia; Climatologia; Micrometeorologia) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2012.

LONG, M. C. et al. Strong Southern Ocean carbon uptake evident in airborne observations. **Science**, v. 374, n. 6572, p. 1275-1280, 2021. Disponível em: <u>https://www.science.org/doi/10.1126/science.abi4355</u>. Acesso em: 5 jan. 2022.

LOVENDUSKI, N. S.; GRUBER, N.; DONEY, S. C. Toward a mechanistic understanding of the decadal trends in the Southern Ocean carbon sink, **Global Biogeochemical Cycles**, v. 22, GB3016, 2008. Disponível em: <u>https://doi.10.1029/2007GB003139</u>. Acesso em: 5 jan. 2022.

LUDICONE, D. et al. Water masses as a unifying framework for understanding the Southern Ocean carbon cycle. **Biogeosciences**, v. 8, n. 5, p. 1031–1052, 2011. Disponível em: <u>https://doi.org/10.5194/bg-8-1031-2011</u>. Acesso em: 5 jan. 2023.

BENALLAL, M. A. et al. Satellite-derived CO2 flux in the surface seawater of the Austral Ocean south of Australia, **International Journal of Remote Sensing**, v. 38, n. 6, p. 1600-1625, 2017. Disponível em: <u>https://doi.10.1080/01431161.2017.1286054</u>. Acesso em: 10 jan. 2023.

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.

MARSHALL, G. J. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. **Journal of Climate**, v. 16, p. 4134–4143, 2003.

MARSHALL, J.; SPEER, K. Closure of the meridional overturning circulation through southern ocean upwelling. **Nature Geoscience**, v. 5, p. 171–180, 2012.

MCGILLIS, W. R. et al. Carbon dioxide flux techniques performed during GasEx-98. **Marine Chemistry**, v. 75, n. 4, p. 267–280, 2001.

MCGILLIS, W. R.; EDSON, J. B.; FAIRALL, C.W. Direct covariance air-sea CO2 fluxes. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, p. 16,729–16,745, 2001.

MCKINLEY, G. A. et al. Timescales for detection of trends in the ocean carbon sink. **Nature**, v. 530, p.469–472, 2016.

MCPHADEN, M. J. El Niño and La Niña: causes and global consequences. In: MUNN, T. et al. (Ed.). **Encyclopedia of global environmental change**. Chichester, UK: John Wiley and Sons, 2001. V.1, p. 353-370.

MEIJERS, A. J. S. O Oceano Antártico no projeto de intercomparação modelo acoplado fase-5. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 372, 2019. Disponível em: https://doi.org/10.1098/rsta.2013.0296. Acesso em: 10 jan. 2023. MEREDITH, A. et al. Changing distributions of sea ice melt and meteoric water west of the Antarctic Peninsula. **Deep Sea Researth,** v. 139, p. 40–57, 2017.

MEREDITH, M.; BRANDON, M. Oceanography and sea ice in the Southern Ocean. In: THOMAS, D. N. (Ed.). **In Sea Ice**. 2016. Disponível em: <u>https://doi.10.1002/9781118778371.ch8</u>. Acesso em: 20 jan. 2023.

MILLER, R. L. et al. Forced annular variations in the 20th century Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report models. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, D18101, 2006. Disponível em: <u>https://doi.10.1029/2005JD006323</u>. Acesso em: 20 jan. 2023.

MILLER, S. D. et al. Platform motion effects on measurements of turbulence and airsea 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.

MO, K. C.; PAEGLE, J. N. The Pacific-South American modes and their downstream effects. **International Journal Of Climatology**, v. 21, n. 10, p. 1211-1229, 2001. Disponível em: http://dx.doi.org/10.1002/joc.685.

MONTEIRO, T.; KERR, R.; MACHADO, E.D. Seasonal variability of net sea-air CO2 fluxes in a coastal region of the northern Antarctic Peninsula. **Scientific Report**, v. 10, e14875, 2020. Disponível em: <u>https://doi.org/10.1038/s41598-020-71814-0</u>. Acesso em: 28 jan. 2023.

MONTEIRO, T. et al. Rumo a um comportamento intensificado do sumidouro de CO2 no verão nas regiões costeiras do Oceano Antártico. **Progress in Oceanography**, v. 183, e 102267, 2020b.

MONTES-HUGO, M. et al. Recent changes in phytoplankton communities associated with rapid regional climate change along the western Antarctic Peninsula. **Science**, v. 323, p. 1470–1473, 2009.

MOUSSA, H. et al. Satellite-derived CO2 fugacity in surface seawater of the tropical Atlantic Ocean using a feedforward neural network. **International Journal of Remote Sensing**, v. 37, n. 3, p. 580–598, 2016. Disponível em: https://doi.10.1080/01431161.2015.1131872. Acesso em: 22 fev. 2023.

MUNRO, D. R. et al. Recent evidence for a strengthening CO2 sink in the Southern Ocean from carbonate system measurements in the Drake Passage (2002–2015). **Geophysical Research Letters**, v. 42, p. 7623–7630, 2015. Disponível em: <u>https://doi.org/10.1002/2015GL06519</u>. Acesso em: 22 fev. 2023.

NEVISON, C. D. et al. Southern annular mode influence on wintertime ventilation of the Southern Ocean Detected in atmospheric O2 and CO2 measurements. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 4, p. 1-9, 2020. Disponível em: http://dx.doi.org/10.1029/2019gl085667. Acesso em: 22 fev. 2023.

NICHOLSON, S. A.; et al. Storms drive outgassing of CO2 in the subpolar Southern Ocean. **Nature Communications**, v. 13, n. 1, p. 1-12, 2022. Disponível em: http://dx.doi.org/10.1038/s41467-021-27780-w. Acesso em: 22 fev. 2023.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (NOAA). In-Situ Measurement Program. Disponível em: https://gml.noaa.gov/ccgg/insitu/index.html. Acesso em: 22 mar. 2023.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (NOAA). South Pole Atmospheric Research Observatory (ARO). 2022. Disponível em: https://gml.noaa.gov/obop/spo/observatory.html. Acesso em: 22 mar. 2023.

NOMURA, D.; YOSHIKAWA -INOUE, H.; TOYOTA, T. The effect of sea-ice growth on air-sea CO2 flux in a tank experiment. **Tellus**, v. 58 B, p. 418–426, 2006.

NOVO, E. M. L. Sensoriamento remoto. São Paulo: Edgard Blücher, 1989. 307 p.

OHSHIMA, K. I. et al. Antarctic bottom water production by intense sea-ice formation in the cape darnley polynya. **Nature Geoscience**, v. 6, p. 235–240, 2013.

OLIVEIRA, R. R. et al. First measurements of the ocean-atmosphere CO2 fluxes at the Cabo Frio upwelling system region, Southwestern Atlantic Ocean. **Continental Shelf Research**, v. 181, p. 135-142, 2019. Disponível em: http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2019.05.008. Acesso em: 20 mar. 2023.

OLIVIER, L. et al. Impact of North Brazil Current rings on air-sea CO2 flux variability in winter 2020. **Biogeosciences**, p. 1-30, 2021. Disponível em: http://dx.doi.org/10.5194/bg-2021-269. Acesso em: 20 mar. 2023.

ORSI, A. H.; WHITWORTH, T.; NOWLIN JUNIOR, W. D. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. **Deep-Sea Research**, v. 42, p. 641-673, 1995.

PARKINSON, C. L.; CAVALIERI, D. J. Variabilidade e tendências do gelo marinho Antártico, 1979-2010. **Criosfera**, v. 6, p.871-880, 2012.

PELLICHERO, V. et al. The southern ocean meridional overturning in the sea-ice sector is driven by freshwater fluxes. **Nature Communications**, v. 9, n. 1, p. 1-9, 2018. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1038/s41467-018-04101-2</u>. Acesso em: 10 mar. 2023.

PEREIRA, D. P. et al. Aplicação do diagrama de Taylor para avaliação de interpoladores espaciais em atributos de solo em cultivo com eucalipto. **Revista Árvore**, v. 38, n. 5, p. 899-905, 2014. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1590/s0100-67622014000500014</u>. Acesso em: 20 mar. 2023.

PEZZI, L. P. et al. 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. et al. Air-sea interaction at the Southern Brazilian Continental Shelf: in situ observations. **Journal of Geophysical Research Oceans**, v. 121, p. 6671–6695, 2016. Disponível em: <u>https://doi.org/10.1002/2016JC011774</u>. Acesso em: 10 mar. 2023.

PEZZI, L. P. et al. Oceanic eddy-induced modifications to air–sea heat and CO2 fluxes in the Brazil-Malvinas Confluence. **Scientific Reports**, v. 11, n. 1, p. 1-15, 2021. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1038/s41598-021-89985-9</u>. Acesso em: 10 mar. 2023.

PICKARD, G. L.; EMERY. W. J. **Descriptive physical oceanography**. New York: Pergamon, 1990.

PONZONI, F. J.; SHIMABUKURO, Y. E.; KUPLICH, T. M. Sensoriamento remoto da vegetação. 2.ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2012.

REIMER, J. J. et al. Air-sea CO2fluxes in the near-shore and intertidal zones influenced by the California Current. **Journal Of Geophysical Research**: **Oceans**, v. 118, n. 10, p. 4795-4810, 2013. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1002/jgrc.20319</u>. Acesso em: 15 mar. 2023.

RIDGWELL, A. et al. Assessing the potential long-term increase of oceanic fossil fuel CO2 uptake due to CO2-calcification feedback. **Biogeosciences**, v. 4, p. 481–492, 2007. Disponível em: <u>http://dx.doi.10.5194/bg-4-481-2007</u>. Acesso em: 15 mar. 2023.

RIEBEEK, H. **The carbon cycle**. NASA Earth Observatory, 2011. Disponível em: <u>https://www.earthobservatory.nasa.gov/features/CarbonCycle</u>. Acesso em: 15 mar. 2023.

RIEBESELL, U. et al. Enhanced biological carbon consumption in a high CO2 ocean. **Nature**, v. 450, p. 545–548, 2007. Disponível em: <u>http://dx.doi.10.1038/nature06267</u>. Acesso em: 15 mar. 2023.

RIO, M.-H.; MULET, S.; PICOT, E. N. Além do GOCE para a estimativa de circulação oceânica: o uso sinérgico de altimetria, gravimetria e dados in situ fornece uma nova visão sobre as correntes geostróficas e Ekman. **Geophysical Research Letters**, v. 41, 2014. Disponível em: <u>http://dx.doi.10.1002/2014GL061773</u>. Acesso em: 15 mar. 2023.

ROBINSON, I. S. **Satellite oceanography:** an introduction for oceanographers and remote-sensing scientists. Chichester: Ellis Horwood, 2021. 455p.

ROCHA, V. **Uma abordagem de wavelets aplicada à combinação de previsões: Uma análise teórica e experimental**. 55 f. Dissertação (Mestrado em Métodos Numéricos em Engenharia) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2008.

RODRIGUES, C. C. F. **The CO2 fluxes and their relationship to environmental conditions on the Southwest Atlantic Ocean and its southern ocean sector**. 75 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2022. Disponível em: <u>http://urlib.net/ibi/8JMKD3MGP3W34T/48GESAL</u>. Acesso em: 15 jan. 2023.

ROY, T. et al. Regional impacts of climate change and atmospheric CO2 on future ocean carbon uptake: a multimodel linear feedback analysis. **Journal of Climate**, v. 24, p. 2300–2318, 2011. Disponível em: <u>http://dx.doi.10.1175/2010JCLI3787.1</u>. Acesso em: 15 jan. 2023.

SABINE, C. L. et al. Surface Ocean CO2 Atlas (SOCAT) gridded data products, Earth Syst. **Scientific Data**, v. 5, p. 145–153, 2013. Disponível em: <u>http://dx.doi.10.5194/essd-5-145-2013</u>. Acesso em: 15 jan. 2023.

SALLÉE, J.-B. et al. Southern ocean thermocline ventilation. Journal of Physical Oceanography, v. 40, p. 509–529, 2010.

SALLÉE, J. B. et al. Localized subduction of anthropogenic carbon dioxide in the Southern Hemisphere oceans. **Nature Geoscience**, v. 5, p. 579–584, 2012. Disponível em: <u>http://dx.doi.10.1038/NGEO1523</u>. Acesso em: 20 jan. 2023.

SANCHES, P. F. Aspectos biogeográficos e macroecológicos das macroalgas antárticas e subantárticas: o papel da corrente circumpolar antártica. 66 f. Dissertação (Mestrado em Ecologia) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2013.

SANTINI, M. F. et al. Observations of air-sea heat fluxes in the Southwestern Atlantic under high frequency ocean and atmospheric perturbations. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 2020. Disponível em: <u>https://doi.org/10.1002/qj.3905</u>. Acesso em: 20 jan. 2023.

SANTOS, W. O. et al. Variabilidade espacial e temporal das precipitações para a Microrregião de Pau dos Ferros-RN. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 7, n.03, p. 434-441, 2014.

SATHYENDRANATH, S. et al. Ocean Colour Climate Change Initiative: approach and initial results. In: IEEE INTERNATIONAL GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM, 2012. **Proceedings...** IEEE, 2012. p. 2024-2027. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1109/igarss.2012.6350979</u>. Acesso em: 20 jan. 2023.

SCHOFELD, O. et al. Changes in the upper ocean mixed layer and phytoplankton productivity along the West Antarctic Peninsula. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, v. A 376, e 20170173, 2018.

SHETYE S, J.; MOHAN, R. Dynamics of sea-ice biogeochemistry in the coastal Antarctica during transition from summer to winter. **Geoscience Frontiers**, v. 8, n. 3, p. 507-516, 2017. Disponível em: <u>https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.05.002</u>. Acesso em: 20 mar. 2023.

SHIMIZU, M. H. **Fontes de ondas de rossby: aspectos observacionais, simulações numéricas e projeções futuras**. 2012. 237 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012. Disponível em: <u>http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3BJRLR2</u>. Acesso em: 15 nov. 2022.

SILVA, L. A. et al. Solubilidade e reatividade de gases. **Química Nova**, p. 824-832, 2017. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.21577/0100-4042.20170034</u>. Acesso em: 23 nov. 2022.

SOUZA, M. et al. Carbon Cycle: biogeochemical, physical processes and compartment interactions in the Todos os Santos Bay. **Revista Virtual de Química**, v. 4, n. 5, p. 566-582, 2012. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.5935/1984-6835.20120044</u>. Acesso em: 15 out. 2022.

SOUZA, C. A.; REBOITA, M. S. Ferramenta para o monitoramento dos padrões de teleconexão na América do Sul. **Terra e Didática**, v. 17, e02109, 2021. Disponível em: <u>http://dx.doi.10.20396/td.v17i00.8663474</u>. Acesso em: 09 out. 2022.

SOUZA, J. **Brasil na Antártica**: 25 anos de história. São Carlos: Vento Verde Editora, 2008. 167 p.

SPEER, K;, RINTOUL, S. R.; SLOYAN, B. The diabatic deacon cell. Journal of Physical Oceanography, v. 30, p. 3212–3222, 2000.

SPRINTALL, J. Seasonal to interannual upper-ocean variability in the Drake Passage. **Journal of Marine Research**, v. 61, p. 27-57, 2003.

STAMMERJOHN, S. E. et al. Sea ice in the western Antarctic Peninsula region: spatiotemporal variability from ecological and climate change perspectives. **Deep Sea Research**, v. 55, p. 2041–2058, 2008

STAMMERJOHN, S. E. et al. Trends in Antarctic annual sea ice retreat and advance and their relation to El Niño–Southern oscillation and Southern Annular Mode variability. **Journal of Geophysical Research Oceans**, v. 113, C03S90, 2008.

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

SUTTON, A. J.; WILLIAMS, N. L.; TILBROOK, B. Constraining Southern Ocean CO 2 flux uncertainty using uncrewed surface vehicle observations. **Geophysical Research Letters**, v. 48, n. 3, p. 1-9, 2021. Disponível em: http://dx.doi.org/10.1029/2020gl091748. Acesso em: 15 out. 2022.

SWEENEY, C. et al. Constraining global air-sea gas exchange for CO2with recent bomb14C measurements. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 21, n. 2, p. 1-10, 2007. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1029/2006gb002784</u>. Acesso em: 05 out. 2022.

TAKAHASHI, T. et al. Global sea–air CO2 flux based on climatological surface ocean pCO2, and seasonal biological and temperature effects. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 49, n. 9-10, p. 1601-1622, 2002. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1016/s0967-0645(02)00003-6</u>. Acesso em: 03 out. 2022.

TAKAHASHI, T. et al. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO2, and net sea–air CO2 flux over the global oceans. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 56, n. 8-10, p. 554-577, 2009. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.12.009</u>. Acesso em: 15 out. 2022.

TALLEY, L. D.; REID, J. L.; ROBBINS, P. E. Data-based meridional overturning streamfunctions for the global ocean. **Journal of Climate**, v. 16, p. 3213–3226, 2003.

TALLEY, L. Southern Ocean. In: _____ (Ed.). **Descriptive physical oceanography:** an introduction. [S.l.]: Elsevier, 2011. p. 437-471.

THOMPSON, D. W. J.; SOLOMON, S. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. **Science**, v. 296, p. 895–899, 2002.

THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: month-to-month variability. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 1000-1016, 2000. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2000)0132.0.co;2</u>. Acesso em: 15 abr. 2022.

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

TOMIZUKA, A.: Estimation of the power of greenhouse gases on the basis of absorption spectra. **American Journal of Physics**, v. 78, p. 359–366, 2010. Disponível em: http://dx.doi. doi:10.1119/1.3280233. Acesso em: 13 out. 2022.

TOMPSON, D. W.; SOLOMON, S. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. **Science**, v. 296, p. 895–899, 2002.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, p. 61–78, 1998.

TURNER, J. et al. Antarctic climate change and the environment: an update. **Polar Research**, v. 50, p. 237–259, 2014.

TURNEWITSCH, R. et al. Determination of particulate organic carbon (POC) in seawater: the relative methodological importance of artificial gains and losses in two lass-fiber-filter-based techniques. **Marine Chemistry**, v. 105, p. 208–228, 2007. Disponível em: <u>http://dx.doi.10.1016/j.marchem.2007.01.017</u>. Acesso em: 01 out. 2022.

VIANA, D. L. et al. **Ciências do mar**: dos oceanos do mundo ao nordeste do Brasil. Olinda (PE): Via Design, 2021. 512 p.

WANG, G.; CAI, W. Climate-change impact on the 20th-century relationship between the Southern Annular Mode and global mean temperature. **Scientific Reports**, v. 3, n. 1, p. 1-6, 2013. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1038/srep02039</u>. Acesso em: 02 out. 2022.

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

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

WEISS, A. et al. 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. Carbon dioxide in water and seawater: the solubitity of a non-ideal gas. **Marine Chemistry**, v. 2, p. 203-215, 1974.

WHITWORTH, T. et al. Water masses and mixing near the antarctic slope front. In: JACOBS, S. S.; WEISS, R. F. (Ed.). **Ocean, ice, and atmosphere:** interactions at the Antarctic continental margin. 1985. Disponível em: <u>https://doi.org/10.1029/AR075p0001</u>. Acesso em: 02 jul. 2022.

YI, W. et al. Response of neutral mesospheric density to geomagnetic forcing. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 16, p. 8647-8655, 2017. Disponível em: <u>http://dx.doi.org/10.1002/2017gl074813</u>. Acesso em: 02 jul. 2022.

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

ANEXO A - FLUXOS DE CO₂ (FCO₂) (MMOL/M²/MÊS) MENSAIS, DE JANEIRO DE 2003 A FEVEREIRO DE 2022

Este anexo apresenta os fluxos de CO_2 (FCO₂)(µmol/m²/mês) mensais, de janeiro de 2003 a fevereiro de 2022. Os meses em branco são os períodos que não haviam dados disponíveis de CO₂ coletados pelos satélites utilizados neste estudo.
















