



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/07.06.23.08-TDI

INFLUÊNCIA DA MESOESCALA OCEÂNICA NA ATMOSFERA EM MÉDIAS E ALTAS LATITUDES NO OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE

Mylene Jaen Cabrera

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luciano Ponzi Pezzi, aprovada em 20 de junho de 2023.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/49DJ9KE>>

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 INTELLECTUAL 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)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/07.06.23.08-TDI

INFLUÊNCIA DA MESOESCALA OCEÂNICA NA ATMOSFERA EM MÉDIAS E ALTAS LATITUDES NO OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE

Mylene Jaen Cabrera

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luciano Ponzi Pezzi, aprovada em 20 de junho de 2023.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/49DJ9KE>>

INPE
São José dos Campos
2023

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Cabrera, Mylene Jaen.

C112i Influência da mesoescala oceânica na atmosfera em médias e altas latitudes no oceano Atlântico Sudoeste / Mylene Jaen Cabrera. – São José dos Campos : INPE, 2023.
xxii + 96 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/07.06.23.08-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2023.

Orientador : Dr. Luciano Ponzi Pezzi.

1. Mesoescala oceânica. 2. Interação oceano-atmosfera. 3. Gelo marinho Antártico. 4. Modelagem acoplada. 5. Oceano Atlântico Sudoeste. I.Título.

CDU 551.465(261.6)



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

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



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÃO



INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS
Serviço de Pós-Graduação - SEPGR

DEFESA FINAL DE TESE DE MYLENE JAEN CABRERA
REG. 135879/2018, BANCA Nº 164/2023

No dia 20 de junho de 2023, as 14h, por teleconferência, 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 Doutora em Meteorologia, 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).

Novo Título: "Influência da mesoescala oceânica na atmosfera em médias e altas latitudes no oceano Atlântico Sudoeste"

Membros da banca:

Dr. Gilberto Fernando Fisch – Presidente – INPE

Dr. Luciano Ponzi Pezzi – Orientador – INPE

Dr. Haroldo Fraga De Campos Velho – Membro Interno – INPE

Dr. Everaldo Barreiros de Souza – Membro Externo – UFPA

Dr. Luiz Paulo de Freitas Assad – Membro Externo - UFRJ



Documento assinado eletronicamente por **Luciano Ponzi Pezzi, Pesquisador**, em 22/06/2023, às 08:01 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **LUIZ PAULO DE FREITAS ASSAD (E), Usuário Externo**, em 22/06/2023, às 09:14 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **gilberto fernando fisch (E), Usuário Externo**, em 22/06/2023, às 09:38 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Haroldo Fraga de Campos Velho, Pesquisador Titular**, em 22/06/2023, às 11:40 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **everaldo barreiros de souza (E)**, **Usuário Externo**, em 22/06/2023, às 13:56 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <https://sei.mcti.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **11127232** e o código CRC **D4B4DE47**.

Referência: Processo nº 01340.004848/2023-14

SEI nº 11127232

*Ao meu esposo, **Cristiano**.
Por estar cada segundo destes cinco anos ao meu lado.*

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Ao meu orientador, Dr. Luciano Ponzi Pezzi, pelo apoio, confiança e ensinamentos durante estes 7 anos nos quais cresci e aprendi muito.

Ao Dr. Celso Mendes, pela ajuda na implementação do filtro LOESS.

Aos membros da banca, Dr. Gilberto Fisch, Dr. Haroldo Fraga De Campos Velho, Dr. Everaldo Barreiros de Souza e Dr. Luiz Paulo de Freitas Assad, pelas sugestões e comentários.

Aos colegas do LOA, pela ajuda durante estes anos. Especialmente ao Dr. Marcelo Santini, a Msc. Luciana Lima e a Dr. Celina Rodrigues, obrigada pelos trabalhos, risos e lágrimas compartilhadas, principalmente durante a pandemia da COVID-19, contar com o apoio de vocês foi imprescindível para a conclusão do meu doutorado.

Aos meus amigos, já de muitos anos, por sempre estarem presentes Angel, Mariah, Nete, George, Lianet, Lissette, Roilan, Adrian, Arletis.

A minha família. Em especial a minha mãe, Mariza, por me ajudar a chegar até aqui.

Ao meu esposo, Cristiano, obrigada pela força para continuar, pelo apoio em cada decisão, pelas muitas horas de ajuda nestes cinco anos. Obrigada por não me deixar desistir, por confiar em mim, muitas vezes mais do que eu mesma, e por me mostrar e lembrar cada dia que eu conseguia. Obrigada por toda a paciência, por segurar tantas vezes a minha mão e falar "já deu certo".

A todos os professores, colegas e amigos que encontrei durante a minha formação:

Muchas Gracias!

RESUMO

O objetivo geral da presente tese é estudar a influência da mesoescala oceânica na atmosfera nos setores sudoeste e austral do Oceano Atlântico. Experimentos numéricos foram realizados empregando um modelo regional acoplado, utilizando as componentes atmosférica, oceânica e de gelo marinho. Um filtro espacial bidimensional foi usado no acoplador do modelo para filtrar alta frequência termal da superfície do oceano, associada à mesoescala oceânica. Dessa forma, dois tipos de experimentos foram realizados, experimentos onde a mesoescala oceânica se encontra atuando e experimentos onde um campo suavizado de TSM é fornecido para o modelo atmosférico. A diferença destes experimentos permitiu obter campos de anomalias de variáveis atmosféricas moduladas pela mesoescala oceânica. A presença de gelo marinho e sua extensão influencia na mesoescala oceânica observada na região de estudo. Com o objetivo de estudar o papel da mesoescala oceânica para um período de máxima e outro de mínima extensão do gelo marinho, dois períodos de simulação foram definidos para os experimentos numéricos, setembro de 2019 e fevereiro de 2020. De forma geral, a distribuição das anomalias médias da TSM para os dois períodos não apresentou mudança significativa, sendo observadas as maiores anomalias na região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) e ao longo da frente subantártica e da frente polar. No entanto, uma diminuição na magnitude das anomalias médias de TSM é observada para o mês de fevereiro, principalmente para as anomalias positivas da TSM (os máximos das anomalias médias de TSM para o mês de setembro foram de 4.23 e -3.71 °C e de 2.18 e -3.06 °C para o mês de fevereiro). A influência da mesoescala oceânica foi verificada no campo de temperatura do ar a 2m (anomalias médias máximas de 1.09 e -1.92 °C para o mês de setembro e 0.99 e -1.52 °C para o mês de fevereiro), vento em superfície, pressão ao nível médio do mar e no balanço de energia líquida na superfície (anomalias médias máximas de 178.88 e -115.03 $W m^{-2}$ para o mês de setembro e 95.71 e -98.78 $W m^{-2}$ para o mês de fevereiro). Esta influência levou a modificações na estrutura vertical da atmosfera, observando-se através do desenvolvimento da camada limite atmosférica marinha (CLAM) e a propagação na vertical de anomalias médias da temperatura potencial equivalente na atmosfera livre, acima da CLAM. A modulação na precipitação nos meses de estudo é também verificada, observa-se que esta modulação não foi somente na região oceânica de maior atividade de mesoescala mas também na região continental adjacente. O acoplamento dinâmico vento-corrente também foi considerado, verifica-se que este acoplamento diminui a atividade de mesoescala oceânica, principalmente na região da CBM e próximo à Passagem de Drake na Corrente Circumpolar Antártica. Este estudo apresenta uma nova abordagem sobre o acoplamento (termodinâmico e dinâmico) da atmosfera e o oceano na mesoescala sobre a região de estudo.

Palavras-chave: Mesoescala oceânica. Interação oceano-atmosfera. Gelo marinho Antártico. Modelagem acoplada. Oceano Atlântico Sudoeste.

THE INFLUENCE OF OCEANIC MESOSCALE ON THE ATMOSPHERE AT MID- AND HIGH-LATITUDES IN THE SOUTHWESTERN ATLANTIC OCEAN

ABSTRACT

The main goal of this study is to define the influence of the oceanic mesoscale on the atmosphere in the southwestern and southern sectors of the Atlantic Ocean. Numerical experiments were performed using a coupled regional model, using atmosphere, ocean, and sea ice components. A two-dimensional spatial filter was used in the model coupler to filter high-frequency ocean surface thermals associated with the ocean mesoscale. Thus, two types of experiments were performed, one where the oceanic mesoscale is acting and the other where a smoothed SST field is provided for the atmospheric model. The difference between these experiments made it possible to obtain atmospheric variables anomalies modulated by the oceanic mesoscale. The presence of sea ice and its extent influences the oceanic mesoscale observed in the study region. To study the role of the oceanic mesoscale for the maximum and minimum of sea ice, two simulation periods were defined for the numerical experiments, September 2019 and February 2020. The mean SST anomalies for the two periods did not change significantly, with the most significant anomalies being observed in the Brazil-Malvinas Confluence (BMC) region and along the subantarctic and polar fronts. However, a decrease in the magnitude of the mean SST anomalies is observed for February, mainly for the positive SST anomalies (the maximums of the mean SST anomalies for September were 4.23 and -3.71 °C and 2.18 and -3.06 °C for February). The influence of the oceanic mesoscale was verified in the air temperature at 2m (maximum mean anomalies of 1.09 and -1.92 °C for September and 0.99 and -1.52 °C for February), surface wind, sea level pressure, and net energy balance at the surface (maximum mean anomalies of 178.88 and -115.03 $W m^{-2}$ for September and 95.71 and -98.78 $W m^{-2}$ for February). This influence induces changes in the vertical structure of the atmosphere, observed through the development of the marine atmospheric boundary layer (MABL) and the vertical propagation of mean anomalies of the equivalent potential temperature in the free atmosphere above the MABL. The modulation in precipitation in the months of study is also verified. It is observed that this modulation was not only in the oceanic region of more mesoscale activity but also in the adjacent continental region. The dynamic wind-current coupling was also considered. Here, it is verified that this coupling decreases the oceanic mesoscale activity, mainly in the BMC region and near the Drake Passage in the Antarctic Circumpolar Current. This study presents a new approach to the coupling (thermodynamic and dynamic) of the atmosphere and the ocean at the mesoscale over the study region.

Keywords: Oceanic mesoscale. Ocean-atmosphere interaction. Southern sea ice . Coupled modeling. Southwestern Atlantic Ocean.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Correntes superficiais do Oceano Atlântico Sudoeste. O sombreado em azul representa a entrada de água doce do Rio de La Plata e do Estreito de Magalhães com salinidades abaixo de $SSS < 33.5$	7
2.2 Em cores, os valores de energia cinética turbulenta (ECT) calculados por Saraceno e Provost (2012) (unidades $cm^2 s^{-2}$). A área delimitada em preto representa a área do Anticiclone Zapiola considerando a isolinha de vorticidade potencial igual a $-1.92 \times 10^{-8} m^{-1} s^{-1}$ (SARACENO et al., 2009). As linhas tracejadas pretas e magenta representam as posições médias da Frente Subtropical (FST) e da Frente Subantártica (FSA), respectivamente (SARACENO et al., 2004). A Corrente do Brasil (CB), Corrente das Malvinas (CM), Corrente Circumpolar Antártica (CCA), Corrente do Atlântico Sul (CAS) e região de overshoot são mostradas em posições representativas.	9
2.3 Representação esquemática 3D de um vórtice de núcleo quente (VNQ, a) e um vórtice de núcleo frio (VNF, b) observados no Oceano Atlântico Sudoeste em 15 de outubro de 2013. As setas pretas representam as correntes de superfície no sentido anti-horário (horário) para um VNQ (VNF) no Hemisfério Sul. As linhas tracejadas azuis representam as isopícnais correspondentes à profundidade ilustrada pelas linhas tracejadas pretas.	12
2.4 Representação esquemática da influência dos vórtices oceânicos na baixa atmosfera no Hemisfério Sul, para um vórtice de núcleo quente (vermelho, esquerda) e um vórtice de núcleo frio (azul, direita) . Div., divergência do vento; Conv., convergência do vento.	16
2.5 Em cores, perfis de temperatura da atmosfera e do oceano (unidades $^{\circ}C$). A distribuição vertical da magnitude do vento (unidades $m s^{-1}$) em vetores é mostrada sobreposta à temperatura do ar. O tamanho do vetor indica a magnitude do vento.	22
3.1 Variáveis trocadas entre os modelos WRF e ROMS.	34
3.2 Grade horizontal (esquerda) e vertical (direita) do ARW-WRF.	36
3.3 Coordenadas verticais do modelo atmosférico WRF. Em (a) a coordenada vertical <i>terrain-following</i> . Em (b) a coordenada vertical híbrida sigma-pressão.	36

3.4	Domínio utilizado nos experimentos numéricos. Em cores o campo médio da TSM (°C) para o mês de setembro de 2019. Dados do MUR descritos na Seção 3.4.	40
4.1	(a) Campo médio da TSM para o mês de setembro de 2019 para o experimento sem <i>nudging</i> , (b) campo médio da TSM para o mês de setembro de 2019 para o experimento com <i>nudging</i> . A linha preta em (a) e (b) representa a isoterma de 0°C. Em (b) as linhas pretas grossas determinam a área de <i>nudging</i> , desde o ponto do contorno até a linha.	48
4.2	(a) Campo médio da TSM (°C) do experimento CTRLSIMAX, (b) campo médio da TSM (°C) dos dados do MUR, (c) viés entre os campos de TSM do experimento CTRLSIMAX e os dados do MUR (°C), para o mês de setembro de 2019. (d) Campo médio da TSM (°C) do experimento CTRLSIMIN, (e) campo médio da TSM (°C) dos dados do MUR, (f) viés entre os campos de TSM do experimento CTRLSIMIN e os dados do MUR (°C), para o mês de fevereiro de 2020. A linha preta em (a), (b), (d) e (e) representa a isoterma de 0°C.	49
4.3	Campo médio da concentração de gelo marinho, (a) do experimento CTRLSIMAX e (b) dos dados do EUMESAT, para mês de setembro de 2019, (c) do experimento CTRLSIMIN e (d) dos dados do EUMESAT, para o mês de fevereiro de 2020.	50
4.4	Média mensal da precipitação total acumulada (mm) em setembro de 2019, (a) do experimento CTRLSIMAX, (b) dos dados do ERA5 e (c) dos dados do GSMAP. Média mensal da precipitação total acumulada (mm) em fevereiro de 2020, (d) do experimento CTRLSIMIN, (e) dos dados do ERA5 e (f) dos dados do GSMAP.	51
4.5	Distribuições de probabilidade das anomalias médias da TSM em função dos <i>half-span</i> utilizados nos testes de sensibilidade.	52
4.6	(a) Campo médio da TSM (°C) do experimento CTRLSIMAX para o mês de setembro de 2019. (b) Campo médio da TSM (°C) do experimento LOESSIMAX para o mês de setembro de 2019. (c) Anomalia média da TSM (°C) para o mês de setembro, calculado como a diferença entre os campos da TSM dos experimentos CTRLSIMAX e LOESSIMAX. (d) Campo médio da TSM (°C) do experimento CTRLSIMIN para o mês de fevereiro de 2020. (e) Campo médio da TSM (°C) do experimento LOESSIMIN para o mês de fevereiro de 2020. (f) Anomalia média da TSM (°C) para o mês de fevereiro, calculado como a diferença entre os campos da TSM dos experimentos CTRLSIMIN e LOESSIMIN.	55

4.7	(a) Anomalia média da Tair ($^{\circ}\text{C}$), (b) anomalia média da PNMM (hPa), (c) anomalia média do vento a 10m (ms^{-1}) e (d) anomalia média do Qnet (Wm^{-2}), para o mês de setembro de 2019. (e) Anomalia média da Tair ($^{\circ}\text{C}$), (f) anomalia média da PNMM (hPa), (g) anomalia média do vento a 10m (Wm^{-1}) e (h) anomalia média do Qnet (Wm^{-2}), para o mês de fevereiro de 2020. Os campos de anomalias foram calculados como a diferença dos respectivos campos para os experimentos CTRL e LOESS.	57
4.8	(a) Anomalia média da altura da CLAM (m) para o mês de setembro de 2019. (b) Anomalia média da altura da CLAM (m) para o mês de fevereiro de 2020. Os campos de anomalias foram calculados como a diferença dos respectivos campos para os experimentos CTRL e LOESS.	59
4.9	Na coluna à esquerda são mostrados os campos de anomalias médias para o mês de setembro de 2019, na coluna à direita os campos de anomalias médias para o mês de fevereiro de 2020. (a) e (b) Anomalias médias da θ_e (K) e alturas da CLAM (m) para o experimentos CTRL. (c) e (d) Anomalias médias da componente meridional do vento (ms^{-1}). (e) e (f) Anomalias médias da componente vertical do vento (ms^{-1}). (g) e (h) Anomalias médias da TSM ($^{\circ}\text{C}$). Os campos de anomalias foram calculados como a diferença dos respectivos campos para os experimentos CTRL e LOESS, os perfis verticais mostram os campos entre as latitudes 34°S e 60°S e em 52°O	61
4.10	(a) Diagrama de correlação entre as anomalias médias da altura da CLAM e as anomalias médias da TSM, para o mês de setembro de 2019. (b) Diagrama de correlação entre as anomalias médias da altura da CLAM e as anomalias médias da TSM, para o mês de fevereiro de 2020. Os diagramas foram elaborados para as respectivas variáveis no perfil meridional entre as latitudes 34°S e 60°S e em 52°O	62
4.11	(a) Precipitação total acumulada (mm) para o experimento CTRLSIMAX e (b) precipitação total acumulada (mm) para o experimento LOESSIMAX, para o mês de setembro de 2019. (c) Precipitação total acumulada (mm) para o experimento CTRLSIMIN e (d) precipitação total acumulada (mm) para o experimento LOESSIMIN, para o mês de fevereiro de 2020. Os retângulos em preto delimitam as regiões onde as anomalias da precipitação total acumulada e o desvio padrão das anomalias da precipitação diária foram analisados no oceano (Figura 4.12) e no continente (Figura 4.13).	65

4.12	(a) Anomalia da precipitação total acumulada (mm) e (b) desvio padrão das anomalias da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$), para o mês de setembro de 2019.(c) Anomalia da precipitação total acumulada (mm) e (d) desvio padrão das anomalias da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$), para o mês de fevereiro de 2020. Os campos de anomalias foram calculados como a diferença dos respectivos campos para os experimentos CTRL e LOESS. A região mostrada se corresponde com a região oceânica delimitada na Figura 4.11.	66
4.13	(a) Anomalia da precipitação total acumulada (mm) e (b) desvio padrão das anomalias da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$), para o mês de setembro de 2019. (c) Anomalia da precipitação total acumulada (mm) e (d) desvio padrão das anomalias da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$), para o mês de fevereiro de 2020. Os campos de anomalias foram calculados como a diferença dos respectivos campos para os experimentos CTRL e LOESS. A região mostrada se corresponde com a região continental delimitada na Figura 4.11.	68
4.14	(a) Correlação ao longo do mês de setembro de 2019 entre as anomalias da vorticidade da tensão de cisalhamento do vento e a vorticidade das correntes. (b) Correlação ao longo do mês de fevereiro de 2020 entre as anomalias da vorticidade da tensão de cisalhamento do vento e a vorticidade das correntes. As anomalias foram calculadas como a diferença dos respectivos campos para os experimentos CTRL e WS.	72
4.15	(a) Correlação ao longo do mês de setembro de 2019 entre a vorticidade da tensão de cisalhamento do vento e a vorticidade das correntes para o experimento WSSIMAX. (b) Correlação ao longo do mês de fevereiro de 2020 entre a vorticidade da tensão de cisalhamento do vento e a vorticidade das correntes para o experimento WSSIMIN.	73
4.16	(a) Campo médio da ECT ($cm^2\ s^{-2}$) do experimento CTRLSIMAX, para o mês de setembro de 2019. (b) Anomalia média da ECT ($cm^2\ s^{-2}$) para o mês de setembro, calculada como a diferença entre os campos da ECT dos experimentos CTRLSIMAX e WSSIMAX. (c) Campo médio da ECT ($cm^2\ s^{-2}$) do experimento CTRLSIMIN, para o mês de fevereiro de 2020. (d) Anomalia média da ECT ($cm^2\ s^{-2}$) para o mês de fevereiro, calculada como a diferença entre os campos da ECT dos experimentos CTRLSIMIN e WSSIMIN.	75
A.1	Frentes oceânicas, utilizando os dados de Orsi et al. (1995).	91

A.2	(a) Média e desvio padrão da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$) e (b) soma cumulativa da média da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$), para o mês de setembro de 2019. As médias foram calculadas para a região oceânica representada na Figura 4.12.	92
A.3	(a) Média e desvio padrão da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$) e (b) soma cumulativa da média da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$), para o mês de fevereiro de 2020. As médias foram calculadas para a região oceânica representada na Figura 4.12.	93
A.4	(a) Média e desvio padrão da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$) e (b) soma cumulativa da média da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$), para o mês de setembro de 2019. As médias foram calculadas para a região continental representada na Figura 4.13.	94
A.5	(a) Média e desvio padrão da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$) e (b) soma cumulativa da média da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$), para o mês de fevereiro de 2020. As médias foram calculadas para a região continental representada na Figura 4.13.	95
A.6	(a) Vector resultante da diferença das correntes entre o experimento CTRLSIMAX e WSSIMAX ($m\ s^{-1}$, em cores) e correntes do experimento WSSIMAX ($m\ s^{-1}$, sobrepostas em preto). (b) Vector resultante da diferença das correntes entre o experimento CTRLSIMIN e WSSIMIN ($m\ s^{-1}$, em cores) e correntes do experimento WSSIMIN ($m\ s^{-1}$, sobrepostas em preto).	96

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Parametrizações físicas utilizadas no modelo atmosférico WRF.	40
3.2 Principais parametrizações físicas utilizadas no modelo oceânico ROMS.	41
3.3 Experimentos numéricos.	43
4.1 Percentual de contribuição da mesoescala oceânica na média da precipitação diária para as regiões oceânica e continental representadas nas Figuras 4.12 e 4.13.	70

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivo geral e específicos	2
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA: VÓRTICES OCEÂNICOS DE MESOESCALA NO OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE, UMA REVISÃO DO SEU PAPEL NOS PROCESSOS DE INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA	5
2.1 Vórtices oceânicos de mesoescala	6
2.1.1 Principais características do Oceano Atlântico Sudoeste	6
2.1.2 Energética do Oceano Atlântico Sudoeste	8
2.1.3 Principais características dos vórtices oceânicos de mesoescala	10
2.2 O papel dos vórtices oceânicos de mesoescala na atmosfera	14
2.2.1 Interação oceano-atmosfera na mesoescala	14
2.2.2 Estabilidade vertical da camada limite atmosférica marinha	17
2.2.3 Fluxos entre o oceano e a atmosfera	23
2.2.4 Acoplamento vento-corrente	26
2.3 Considerações finais da revisão bibliográfica	29
3 METODOLOGIA E DADOS	33
3.1 Sistema de modelagem numérica COAWST	33
3.1.1 <i>O Model Coupling Toolkit e o Spherical Coordinate Remapping Interpolation Package</i>	34
3.1.2 Modelo atmosférico WRF	35
3.1.3 Modelo oceânico ROMS	37
3.1.4 Modelo de gelo marinho	38
3.2 Descrição dos experimentos numéricos	39
3.3 Descrição do filtro LOESS e do acoplamento vento-corrente	41
3.4 Dados auxiliares utilizados na verificação do desempenho do modelo COAWST	43
3.5 Análise dos processos de interação oceano-atmosfera	44

4 INFLUÊNCIA DA MESOESCALA OCEÂNICA NOS PROCES-	
SOS DE INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA E SUA RELA-	
ÇÃO COM A EXTENSÃO MÁXIMA E MÍNIMA DO GELO	
MARINHO AO REDOR DA PENÍNSULA ANTÁRTICA	47
4.1 Verificação do desempenho dos modelos	47
4.1.1 Camada <i>nudging</i> de contorno	47
4.1.2 Avaliação da TSM, concentração de gelo marinho e precipitação simu-	
lados	48
4.2 Definição do filtro LOESS	52
4.3 Influência da mesoescala oceânica na baixa atmosfera	53
4.4 Modulação da estrutura vertical da atmosfera	58
4.5 Influência da mesoescala oceânica na precipitação	62
4.6 Acoplamento vento-corrente, a sua influência na mesoescala oceânica . . .	71
5 CONCLUSÕES	77
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	79
ANEXO A - FIGURAS COMPLEMENTARES UTILIZADAS NAS	
ANÁLISES DOS RESULTADOS	91

1 INTRODUÇÃO

A mesoescala oceânica pode ser definida como frentes oceanográficas, meandros e vórtices com escalas horizontais de ≈ 100 km e escalas temporais de dias a 3 meses (LENTINI et al., 2002; PEZZI et al., 2016; LEYBA et al., 2017; SOUZA et al., 2021; PEZZI et al., 2021; CABRERA et al., 2022). Estudos anteriores têm mostrado uma estreita correlação entre as estruturas termais associadas à mesoescala oceânica e a resposta da atmosfera sobrejacente, seja ela na camada limite atmosférica marinha (CLAM), ou acima desta, na atmosfera livre (e.g. Frenger et al. (2013), Sugimoto et al. (2017), Pezzi et al. (2021)). De modo geral, é observada uma correlação positiva entre as anomalias da TSM, temperatura do ar em baixos níveis da atmosfera, ventos em superfície, fluxos de calor sensível e latente na superfície e altura da CLAM.

A região do Oceano Atlântico Sudoeste, é marcada por uma grande atividade de mesoescala oceânica gerada pelo encontro de águas quentes e salinas da Corrente do Brasil (CB) com águas frias e menos salinas da Corrente das Malvinas (CM), região conhecida como Confluência Brasil Malvinas (CBM), e também pela presença das frentes oceânicas subtropical e subantártica (PETERSON; STRAMMA, 1991; ORSI et al., 1995; PEZZI et al., 2016; LEYBA et al., 2017). Nestas regiões de intenso gradiente termal e através de principalmente instabilidade baroclínica, é observada a formação de vórtices e meandros que são observados durante todo o ano (SARACENO; PROVOST, 2012; LEYBA et al., 2017; CABRERA et al., 2022). Porém, a atividade de mesoescala oceânica não se restringe somente às latitudes médias, como no oceano Atlântico Sudoeste, mas pode ser observada em outras regiões como no oceano Austral, onde foi mostrado que a presença de vórtices de mesoescala modificam a precipitação (FRENGER et al., 2013).

O Oceano Austral é conhecido como um regulador do clima planetário, seja absorvendo o excesso de calor recebido da atmosfera nos trópicos ou mesmo assimilando a grande maioria do CO_2 de origem antropogênica global. O gelo marinho e sua variabilidade contribuem para o balanço de energia devolvendo para atmosfera, graças a seu elevado albedo, grande parte da energia solar incidente sobre as altas latitudes. Sendo também discutida na literatura para regiões em altas latitudes a influência do gelo marinho, assim como, da concentração do gelo marinho na resposta da dinâmica e termodinâmica da CLAM (SEO; YANG, 2013).

A presença de gelo marinho aumenta o albedo da superfície, e isola a atmosfera do oceano mais quente, reduzindo as trocas de calor e, portanto, a mistura vertical no oceano. Isto possibilitado pela baixa condutividade térmica do gelo, a qual

determina que o gelo marinho opere como um isolante entre a atmosfera fria e o oceano relativamente quente. Assim, quando o gelo marinho se rompe e expõe áreas oceânicas os transportes de calor do oceano para a atmosfera polar assumem valores de magnitude superiores aos transportes sobre o gelo circunvizinho (TRENBERTH, 1992). Outra importante característica do Oceano Austral, relevante para o presente trabalho, é a grande variabilidade da extensão do gelo marinho, o qual atinge a sua extensão máxima no fim do inverno e início da primavera (setembro) e sua extensão mínima no fim do verão (fevereiro).

Além do acoplamento termodinâmico entre o oceano e a atmosfera, o acoplamento dinâmico entre estes meios, considerando as correntes oceânicas de superfície e o vento nos baixos níveis da atmosfera têm sido estudado devido à sua influência em ambos meios (LUO et al., 2005; OERDER et al., 2018; RENAULT et al., 2019). Modelos acoplados oceano-atmosfera tem sido fundamentais no estudo de ambos acoplamentos em diversas regiões do oceano global (e.g. O'Neill et al. (2010), Putrasahan et al. (2013b), Kilpatrick et al. (2014), Sugimoto et al. (2017), Oerder et al. (2018), Renault et al. (2019)).

Dessa forma, buscando ampliar o conhecimento sobre a influência da mesoescala oceânica na atmosfera, nos setores sudoeste e austral do Oceano Atlântico, e sua relação com a extensão máxima e mínima do gelo marinho ao redor da Península Antártica, um modelo regional acoplado é utilizado neste estudo. Além disso, um filtro espacial bidimensional é empregado para filtrar a alta frequência termal da superfície oceânica, associada à mesoescala oceânica. O acoplamento vento-corrente no cálculo da tensão de cisalhamento do vento é também considerado nas simulações numéricas.

1.1 Objetivo geral e específicos

Este estudo tem como objetivo geral, analisar a influência da mesoescala oceânica na atmosfera nos setores sudoeste e austral do Oceano Atlântico. Para isso os seguintes objetivos específicos são definidos:

- Revisar e entender o estado da arte sobre a influência da mesoescala oceânica na atmosfera, com foco na região do Oceano Atlântico Sudoeste.
- Realizar simulações numéricas com um modelo regional acoplado utilizando as componentes atmosférica, oceânica e de gelo marinho na área de estudo.
- Implementar um filtro espacial e determinar o seu melhor ajuste para remover a

alta frequência termal da superfície oceânica, que represente as feições de mesoescala oceânica presentes na região.

- Entender e quantificar a influência da mesoescala oceânica na baixa atmosfera, no que tange a modulação da estrutura vertical da atmosfera (dinâmica e termodinâmica) bem como na precipitação, considerando períodos de máxima e mínima extensão do gelo marinho do Oceano Austral.
- Entender e descrever a influência do acoplamento dinâmico do vento com as correntes, ambos superficiais, no cálculo da tensão de cisalhamento do vento e na atividade de mesoescala oceânica.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA: VÓRTICES OCEÂNICOS DE ME- SOESCALA NO OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE, UMA REVI- SÃO DO SEU PAPEL NOS PROCESSOS DE INTERAÇÃO OCEANO- ATMOSFERA

A fundamentação teórica apresentada neste capítulo é baseada, principalmente, num artigo de revisão publicado na revista *Journal of Marine Systems*, que foi desenvolvido como parte da presente tese (CABRERA et al., 2022).

Vórtices oceânicos de mesoescala são estruturas que desempenham um papel importante no transporte de propriedades físicas, químicas e biológicas para longe da sua região de formação durante o seu ciclo de vida (LEYBA et al., 2017; SUN et al., 2019; PEZZI et al., 2021). Além disso, seus efeitos podem impactar a circulação oceânica e os recursos da biologia marinha, entre outras propriedades. No oceano global, aproximadamente 2.000 vórtices de mesoescala (com escalas horizontais de ≈ 100 km) são observados simultaneamente e sua presença corresponde a aproximadamente 20 – 30% da superfície total do oceano (CHAIGNEAU et al., 2008; MASON et al., 2017). No entanto, dependendo da região onde os vórtices são observados, eles podem ter características e comportamentos diferentes, como assinatura de temperatura superficial, profundidade, formato e tempo de vida. Essas características estão principalmente associadas às suas regiões de origem (ou seja, Oceano Antártico, Equatorial, regiões de latitudes médias, regiões de plataforma e correntes de contorno) (CALADO et al., 2006; ZHANG; BUSALACCHI, 2008; FRENGER et al., 2013; MA et al., 2016; CUI et al., 2021; PEZZI et al., 2021; TANG et al., 2021).

A influência de vórtices oceânicos quentes e frios na atmosfera tem sido estudada devido à modulação que eles causam na camada limite atmosférica marinha (CLAM) e na atmosfera livre devido às suas anomalias na temperatura da superfície do mar (TSM) (FRENGER et al., 2013; LEYBA et al., 2017; SUGIMOTO et al., 2017; PEZZI et al., 2021; SOUZA et al., 2021). Outro efeito observado pela presença dos vórtices é causado pelas anomalias das correntes oceânicas de superfície na tensão de cisalhamento do vento próximo à superfície (RENAULT et al., 2019).

O conhecimento dos processos de interação oceano-atmosfera sobre estruturas oceânicas de mesoescala precisa de atenção já que eles podem controlar parcialmente a circulação oceânica, influenciando assim o clima global (RENAULT et al., 2019). Tanto a TSM quanto as anomalias das correntes oceânicas podem afetar a produção biogeoquímica, alterando as concentrações de nutrientes (por exemplo, ferro) na zona eufótica (RENAULT et al., 2019). Um estudo realizado sobre um vórtice

quente (VNQ) no Oceano Atlântico Sudoeste (OAS), que se destacou da Corrente do Brasil (CB), mostrou como o VNQ transportou características da TSM local, salinidade e clorofila-a para o sul. Durante o seu ciclo de vida, o vórtice foi fonte de calor e CO_2 para a atmosfera sobrejacente em uma região oceânica que se espera seja um sumidouro de CO_2 atmosférico (PEZZI et al., 2021).

Apesar do conhecimento sobre os processos de interação oceano-atmosfera, questões sobre os mecanismos que explicam essas interações de mesoescala e as melhores ferramentas ou procedimentos a serem usados nos estudos ainda são discutíveis. Nas seções a seguir é apresentada uma revisão geral dos vórtices oceânicos de mesoescala e sua influência na atmosfera, focando principalmente no OAS e nas técnicas utilizadas nesta região.

2.1 Vórtices oceânicos de mesoescala

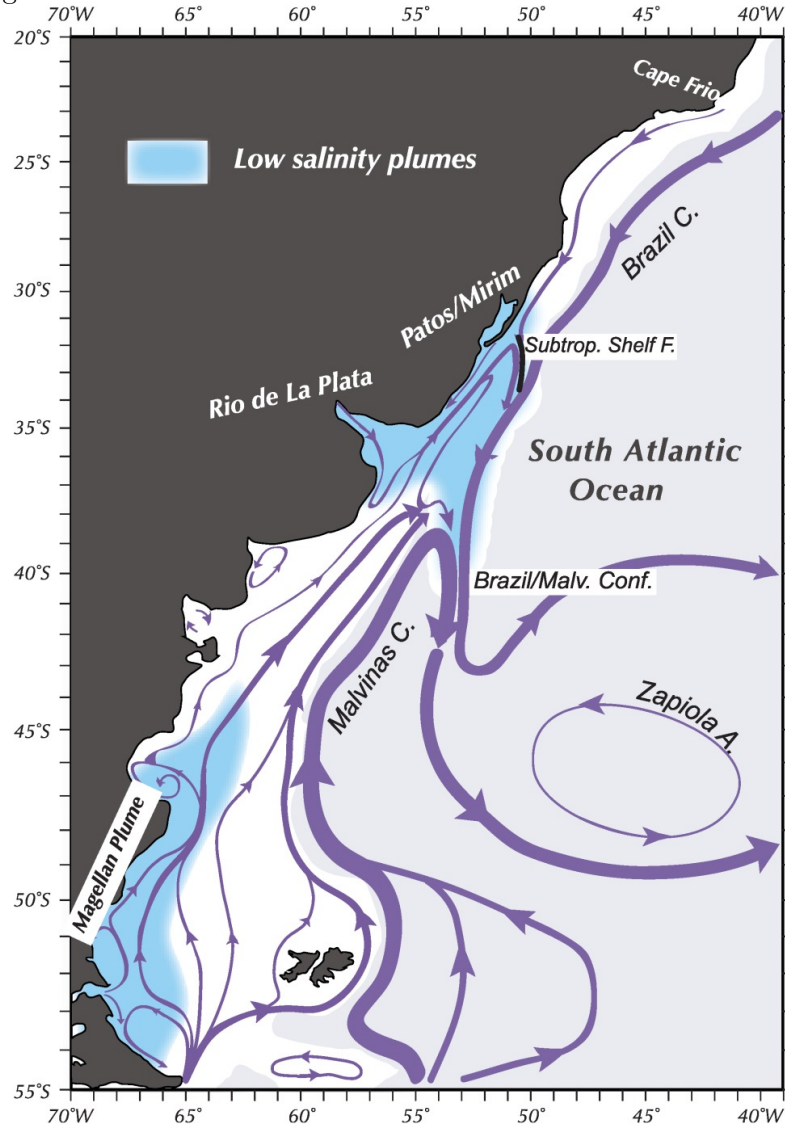
Nesta seção, são apresentadas as principais características hidrográficas do OAS e descritas as principais frentes térmicas oceânicas. Em seguida, é mostrado o papel das estruturas de mesoescala na distribuição da energia observada nesta região, concluindo com uma descrição das principais características dos vórtices oceânicos de mesoescala.

2.1.1 Principais características do Oceano Atlântico Sudoeste

A região da Confluência Brasil Malvinas (CBM, Figura 2.1) é considerada uma região extremamente dinâmica e uma das mais energéticas do oceano global (GORDON, 1981; CHELTON et al., 1990; PEZZI et al., 2009; PIOLA; MATANO,). A CBM, localizada no OAS, apresenta intensos gradientes térmicos, forte instabilidade e grande atividade de mesoescala oceânica (SOUZA; ROBINSON, 2004; SARACENO; PROVOST, 2012; PEZZI et al., 2016). Os intensos gradientes horizontais de temperatura nesta região (ver Pezzi et al. (2009)) devem-se à confluência das águas mais quentes e salinas da CB, que faz parte da corrente de fronteira oeste do giro subtropical do Atlântico Sul, com as águas mais frias e menos salinas de origem subantártica transportadas para o norte pela Corrente das Malvinas (CM, Figura 2.1). A CM é formada a partir do ramo norte da Corrente Circumpolar Antártica (CCA), que sofre retroflexão para o norte após cruzar a Passagem de Drake (PIOLA; GORDON, 1989; PETERSON; STRAMMA, 1991; CIRANO et al., 2006; PALMA et al., 2008; GOES et al., 2019). Além disso, na região do OAS, existe uma circulação oceânica anticiclônica localizada próxima a $45^\circ S$ e $45^\circ O$, conhecida como Anticiclone Zapiola (Figura 2.1), que é causada pela elevação sedimentar zonal presente nesta região

(SARACENO et al., 2009; SARACENO; PROVOST, 2012; LEYBA et al., 2017).

Figura 2.1 - Correntes superficiais do Oceano Atlântico Sudoeste. O sombreado em azul representa a entrada de água doce do Rio de La Plata e do Estreito de Magalhães com salinidades abaixo de $SSS < 33.5$.



Fonte: Strub et al. (2015).

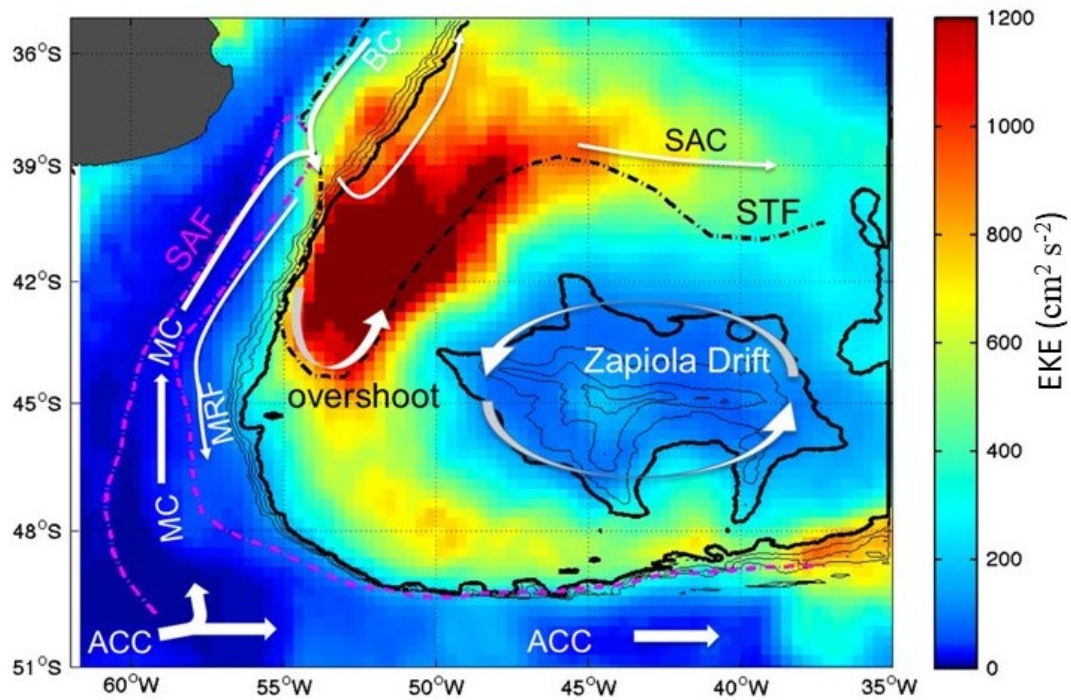
Na região vizinha da CBM é importante destacar a presença da Frente Subtropical (FST), Frente Subantártica (FSA) e Frente Polar, que também se caracterizam pela presença de gradientes de temperatura (ORSI et al., 1995; DONG et al., 2006) e grande instabilidade baroclínica. Orsi et al. (1995) enfatizaram os gradientes meridionais pronunciados nas características da superfície na FST. A FST separa as águas subtropicais mais quentes dos oceanos Atlântico Sul, Pacífico Sul e Índico daquelas

do Oceano Antártico (ORSI et al., 1995). As localizações geográficas da FST e FSA no OAS são mostradas na Figura 2.2.

2.1.2 Energética do Oceano Atlântico Sudoeste

No OAS os maiores valores de energia cinética média (ECM) são observados na CB e CM e principalmente na CM ao norte de 45°S. Porém, os maiores valores de energia cinética turbulenta (ECT) são encontrados na CBM, associados aos frequentes vórtices oceânicos e meandros de mesoescala que ocorrem nesta região (OLIVEIRA et al., 2009). Uma vez que a CM é barotrópica, é impulsionada pelo fluxo médio inibindo a variabilidade turbulenta, o que explica porque a ECT é menor na CM do que na CB, onde a atividade de mesoescala desempenha um papel importante (VIVIER; PROVOST, 1999; SILVEIRA et al., 2004; CALADO et al., 2006; OLIVEIRA et al., 2009). A relação ECM/ECT mostra predominância de ECT na maior parte da região do OAS, exceto nos jatos principais da CB e CM, onde a ECM é maior que a ECT (OLIVEIRA et al., 2009). As distribuições de ECM e ECT não apresentaram variação sazonal significativa. A conversão de ECM em ECT pode ser analisada usando o termo de conversão de energia cinética barotrópica, que é um indicador de instabilidade barotrópica (OLIVEIRA et al., 2009). Quando este termo é positivo, a ECM é convertida em ECT através do trabalho da tensão de Reynolds no cisalhamento médio (equação 7 em Oliveira et al. (2009)). As instabilidades barotrópicas estão relacionadas ao cisalhamento horizontal das correntes. Assim, uma área significativa de conversão de ECM para ECT ocorre na CB em regiões onde a velocidade ao longo da costa é grande, o que leva a um maior cisalhamento horizontal e à formação de vórtices a partir do fluxo médio. Porém, próximo à região de Cabo Frio no Brasil, observam-se valores negativos do termo de conversão de energia cinética barotrópica, sugerindo uma mudança de ECT para ECM. Nesta região, a ECT aumenta a ECM, o que indica que o decaimento dos vórtices acelera o fluxo médio. Um aumento no termo de conversão barotrópica ao sul da CB indica que a instabilidade barotrópica desempenha um papel importante na formação de vórtices na CBM. Embora a ECT ser maior que a ECM nesta região, estas possuem valores semelhantes, o que sugere uma forte interação entre o fluxo médio e os vórtices. Máximos secundários de ECT são observados em toda a FSA, enquanto valores baixos caracterizam a região do Anticiclone Zapiola (OLIVEIRA et al., 2009). A Figura 2.2 mostra os valores de ECT estimados por Saraceno e Provost (2012), no OAS, usando dados de altimetria de satélite para o período de 1992 a 2010.

Figura 2.2 - Em cores, os valores de energia cinética turbulenta (ECT) calculados por Saraceno e Provost (2012) (unidades $cm^2 s^{-2}$). A área delimitada em preto representa a área do Anticiclone Zapiola considerando a isolinha de vorticidade potencial igual a $-1.92 \times 10^{-8} m^{-1} s^{-1}$ (SARACENO et al., 2009). As linhas tracejadas pretas e magenta representam as posições médias da Frente Subtropical (FST) e da Frente Subantártica (FSA), respectivamente (SARACENO et al., 2004). A Corrente do Brasil (CB), Corrente das Malvinas (CM), Corrente Circumpolar Antártica (CCA), Corrente do Atlântico Sul (CAS) e região de overshoot são mostradas em posições representativas.



Fonte: Saraceno e Provost (2012).

2.1.3 Principais características dos vórtices oceânicos de mesoescala

Os vórtices oceânicos de núcleo quente no OAS têm um ciclo de vida médio de 11 a 95 dias. Quando destacados da CB, seus formatos são quase elípticos com raios variando de 65 ± 22 km a 126 ± 50 km (LENTINI et al., 2002). A influência desses vórtices na baixa atmosfera tem sido estudada no OAS usando bases de dados como as criadas por Chelton et al. (2011) e dados do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR; Saha et al. (2010)) (LEYBA et al., 2017). Considerando a distribuição espacial dos vórtices, uma grande quantidade são encontrados em regiões onde a ECT é maior. Conseqüentemente, existe uma correspondência entre as regiões com os maiores valores de ECT e regiões com os maiores números de vórtices ciclônicos (VC) e anticiclônicos (VA) (Leyba et al. (2017); Figuras 1 de Leyba et al. (2017) e Saraceno e Provost (2012). Estas regiões estão localizadas no OAS, na CBM, ao longo da FST, e entre a FSA e o Anticiclone Zapiola. Na região observa-se um número maior de VC em relação ao número de VA, considerando o período analisado, destacando-se também que dentro do Anticiclone Zapiola a maioria dos vórtices são ciclônicos (SARACENO; PROVOST, 2012).

Ao sul da FSA e a oeste de 40° O é a região onde foi observado um menor número de VC e VA, verificando-se três máximos logo ao sul dessa posição. Uma comparação com a batimetria sugere que esses três máximos correspondem às principais passagens da CCA para o Atlântico Sul. Essa configuração nas distribuições dos vórtices sugere que a diminuição do número entre a FSA e os três máximos locais observados ao sul indica que poucos vórtices conectam o OAS com o oceano ao sul dele (SARACENO; PROVOST, 2012; LEYBA et al., 2017).

Vórtices com raios maiores que 150 km foram observados na CBM e ao sul da FST, quando considerada a distribuição espacial em função dos raios dos VC e VA. Para os VA, o raio mediano foi de 66 km, enquanto o do VC foi de 61 km, com valor médio de 82 km para os dois tipos de vórtices. Também é destacada uma diminuição na distribuição geográfica do raio médio dos vórtices, de aproximadamente 150 km nas latitudes mais baixas para aproximadamente 60 km nas latitudes mais altas. Ao sul da FSA, foram observados os vórtices com menores raios (raios entre 40 km e 50 km; ver Leyba et al. (2017)). Além disso, é verificada uma relação entre a distribuição espacial da amplitude dos vórtices e as regiões onde os valores de ECT são maiores. Assim, vórtices com maiores amplitudes são observados na CBM, FST e ao norte da FSA, enquanto os de menores amplitudes estão ao sul da FSA, nordeste da região de estudo e dentro do Anticiclone Zapiola. A amplitude mais frequente é de

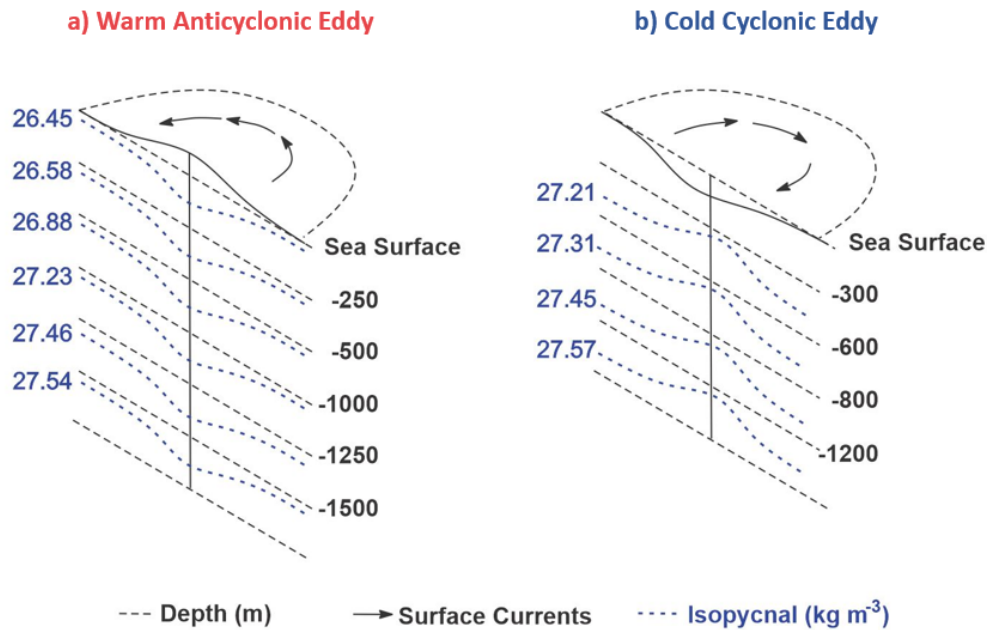
aproximadamente 3 cm, com amplitude média para os VC de 14.55 cm e 12.24 cm para os VA (LEYBA et al., 2017).

Vórtices ciclônicos (anticiclônicos) estão relacionados no Hemisfério Sul com uma circulação no sentido horário (anti-horário), bem como anomalias negativas (positivas) de TSM. Assim, os VCs são caracterizados por um núcleo frio que leva ao ganho de calor da atmosfera para o oceano, enquanto os VAs de núcleo quente favorecem a perda de calor do oceano para a atmosfera. A diminuição (aumento) da TSM no centro do vórtice ciclônico (anticiclônico) pode ser explicada pelo mecanismo clássico de bombeamento dos vórtices, que associa a diminuição (aumento) da TSM com os movimentos verticais das isopicnais impulsionados por variações na vorticidade relativa, o que leva a uma ressurgência (subsidência) no centro dos vórtices ciclônicos (anticiclônicos). As anomalias negativas (positivas) do nível médio do mar estão associadas a vórtices ciclônicos (anticiclônicos). Para ilustrar isso, uma representação 3D de um VNQ (localizado a 44.8°S e 53.7°O) e um vórtice de núcleo frio (VNF, localizado a 43.3°S e 53.7°O), observados no OAS em 15 de outubro de 2013, pode ser visto na Figura 2.3. O campo de densidade potencial nos vórtices (Figura não mostrada) foi calculado a partir dos dados de temperatura, salinidade, profundidade e latitude da reanálise GLORYS12 (LELLOUCHE et al., 2021).

O centro de um vórtice pode ser definido em diferentes profundidades oceânicas, no ponto onde o menor valor de ECT ou o maior valor de energia potencial é observado, enquanto a borda do vórtice é determinada onde a energia do vórtice é 5% de seu valor máximo (ZHANG et al., 2016). A presença de vórtices modifica a profundidade da termoclina e da pycnoclina, que são mais profundas nos VA e mais rasas nos VC (CHEN; CHEN, 2020; CHEN et al., 2021). A profundidade dos vórtices pode ser definida como a profundidade na qual a curvatura das isopicnais não é mais observada, ou seja, a profundidade na qual as isopicnais não são mais deslocadas verticalmente. No OAS, VNQs observados em estudos recentes mostraram profundidades variando de 500-600 m (PEZZI et al., 2021; SOUZA et al., 2021). A profundidade do núcleo de um vórtice pode representar a camada de arrastamento máximo de propriedades do meio (CHEN et al., 2021; CHEN et al., 2021), que varia dependendo do tipo de vórtice e sua região de formação. A profundidade média global do núcleo dos VC (314 e 277 m) é maior do que a dos VA (234 e 218 m, ver Figura 4 em Chen et al. (2021)), que geralmente são mais profundos na CCA e correntes de contorno oeste, incluindo o OAS. Considerando a profundidade de anomalia máxima da densidade potencial, os vórtices são intensificados na superfície se o núcleo turbulento estiver acima de 50 m, ou intensificados na subsuperfície se o núcleo turbulento estiver

abaixo de 50 m (ASSASSI et al., 2016; MAREZ et al., 2019; CHEN et al., 2021).

Figura 2.3 - Representação esquemática 3D de um vórtice de núcleo quente (VNQ, a) e um vórtice de núcleo frio (VNF, b) observados no Oceano Atlântico Sudoeste em 15 de outubro de 2013. As setas pretas representam as correntes de superfície no sentido anti-horário (horário) para um VNQ (VNF) no Hemisfério Sul. As linhas tracejadas azuis representam as isopicnais correspondentes à profundidade ilustrada pelas linhas tracejadas pretas.



Fonte: Adaptada de Robinson (2010).

Na região da CBM, foi estudada a modulação local e o efeito na baixa atmosfera de dois vórtices, um com núcleo quente e outro com núcleo frio (SOUZA et al., 2021). A localização e rastreamento dos vórtices durante seus ciclos de vida foi realizada pela transformada Radon (OLIVEIRA; POLITO, 2018), usando dados de altimetria. Com base em suas posições, séries temporais oceânicas e atmosféricas de dados de satélite e da reanálise ERA5 (HERSBACH et al., 2020) foram criadas. Além disso, dados *in situ* foram empregados no estudo. Considerando o ciclo de vida dos vórtices e usando dados de satélite e reanálise, o estudo abrangeu os meses entre setembro e novembro de 2013, enquanto os dados *in situ*, medidos diretamente acima dos vórtices, foram coletados entre 14 e 20 de outubro de 2013. O ciclo de vida do VNQ foi de 53 dias, enquanto o do VNF foi de 50 dias. Através das anomalias do nível médio do mar, estimou-se um diâmetro médio de 104 km para ambos os vórtices, com variação do diâmetro para o VNQ entre 86 e 122 km e para o VNF entre 95

e 114 km, ao longo do seus respectivos ciclos de vida. O valor médio das anomalias do nível médio do mar para o VNQ foi de $0,3 \pm 0,07$ m e para o VNF foi de $-0,5 \pm 0,13$ m. A partir dos dados de TSM *in situ*, os diâmetros dos vórtices foram maiores do que os estimados a partir das anomalias do nível médio do mar, com valores de aproximadamente 150 km para o VNQ e 130 km para o VNF.

Um estudo recente foi realizado para descrever o transporte de propriedades da CB por um VNQ para a região ao sul da FST e seu efeito na atmosfera local (PEZZI et al., 2021). O vórtice foi observado na região da CBM e foi estudado pelos autores usando principalmente dados *in situ*, complementados por dados de satélite e da reanálise ERA5. O período de amostragem *in situ* foi de 18 a 19 de outubro de 2019. O centro do VNQ estava localizado a 44°S e 52°O , quando os dados *in situ* foram amostrados, possuindo um raio médio de 95 km. Usando dados de satélite, o ciclo de vida do vórtice foi de 86 dias antes de ser reassimilado pela CB. A TSM (derivada de dados de satélite) no centro do VNQ foi de aproximadamente 14°C , diminuindo para 9°C na borda do vórtice. Além disso, menores concentrações de clorofila-a foram observadas no VNQ do que nas águas circundantes. Tanto os valores de TSM quanto os de clorofila-a observados no centro do VNQ coincidiram com os valores típicos observados nas águas da CB, o que confirmou que o vórtice foi desacoplado da CB e carregava as propriedades do ambiente em que se originou. A salinidade da superfície no centro do vórtice era de aproximadamente 35.7, diminuindo para aproximadamente 34.2 na borda do vórtice. Esse comportamento é comum em VNQ na região da CBM, onde as águas mais frias e menos salinas da CM são observadas no entorno dos VNQ (PEZZI et al., 2021).

Uma análise das anomalias da TSM e do nível médio do mar foi realizada no Oceano Atlântico Norte e no Oceano Austral, mostrando que esses campos, quando associados aos vórtices, não estão exatamente em fase (HAUSMANN; CZAJA, 2012). Para os VA, a anomalia máxima da TSM é observada ligeiramente a oeste e na direção aos polos da anomalia máxima do nível médio do mar. Enquanto no VC, a anomalia máxima da TSM também ocorre a oeste da anomalia máxima do nível médio do mar, mas na direção ao equador. Essa mudança espacial de fase para oeste entre as anomalias da TSM e do nível médio do mar resulta em um transporte de calor turbulento na direção aos polos na camada de mistura no oceano que domina o transporte de calor relacionado ao movimento em direção aos polos dos VAs e ao movimento em direção ao equador dos VCs.

A difusão lateral é um importante processo de transferência de calor e sal dos vórti-

ces para o ambiente adjacente que deve ser considerada (PEZZI; RICHARDS, 2003; MEUNIER et al., 2020). Considerando a taxa total de perda de calor dos vórtices, os fluxos de calor na superfície são pequenos, indicando que o calor é liberado principalmente para as águas circundantes (MEUNIER et al., 2020).

Algoritmos de identificação automática têm sido empregados para quantificar e caracterizar vórtices de mesoescala (DONG et al., 2011; SOUZA et al., 2011). Utilizando estes algoritmos foi confirmado que no centro das bacias oceânicas, a maior variabilidade está relacionada com a presença de estruturas de mesoescala, estando principalmente associadas ao corredor das Agulhas e principalmente aos anéis anticiclônicos das Agulhas no Oceano Atlântico Sul. Vórtices com maior tempo de vida foram observados nas regiões do Corredor das Agulhas e na CCA (SOUZA et al., 2011).

2.2 O papel dos vórtices oceânicos de mesoescala na atmosfera

Nesta seção é apresentada uma revisão dos processos de interação oceano-atmosfera na mesoescala devido à presença de gradientes térmicos superficiais causados por frentes e vórtices oceânicos. Esta seção é dividida em quatro subseções abordando a interação oceano-atmosfera na mesoescala, estabilidade vertical da CLAM, o papel dos fluxos entre o oceano e a atmosfera e o acoplamento vento-corrente.

2.2.1 Interação oceano-atmosfera na mesoescala

Associado às anomalias negativas (positivas) de TSM em vórtices ciclônicos (anticiclônicos), espera-se que os fluxos de calor sensível e latente também apresentem anomalias negativas (positivas). Leyba et al. (2017) observaram anomalias médias máximas de $-0,5^{\circ}\text{C}$ ($0,5^{\circ}\text{C}$) para TSM, -4 Wm^{-2} (6 Wm^{-2}) para o fluxo de calor sensível e -9 Wm^{-2} (12 Wm^{-2}) para o fluxo de calor latente. Essas anomalias máximas foram encontradas no centro dos vórtices ciclônicos (anticiclônicos), diminuindo radialmente para fora. Leyba et al. (2017) também destacaram como as anomalias de TSM e as anomalias dos fluxos de calor sensível e latente são mais intensas em VAs do que em VCs.

De modo geral, as anomalias dos fluxos de calor mais intensas para os VC e VA foram observadas na região da CBM, sendo menos intensas ao norte de 36°S e ao sul de 50°S . Considerando os VAs, anomalias positivas para os fluxos de calor sensível e latente foram observadas em toda a região de estudo (LEYBA et al., 2017). Um resultado interessante nas anomalias dos fluxos de calor associadas aos VCs foram

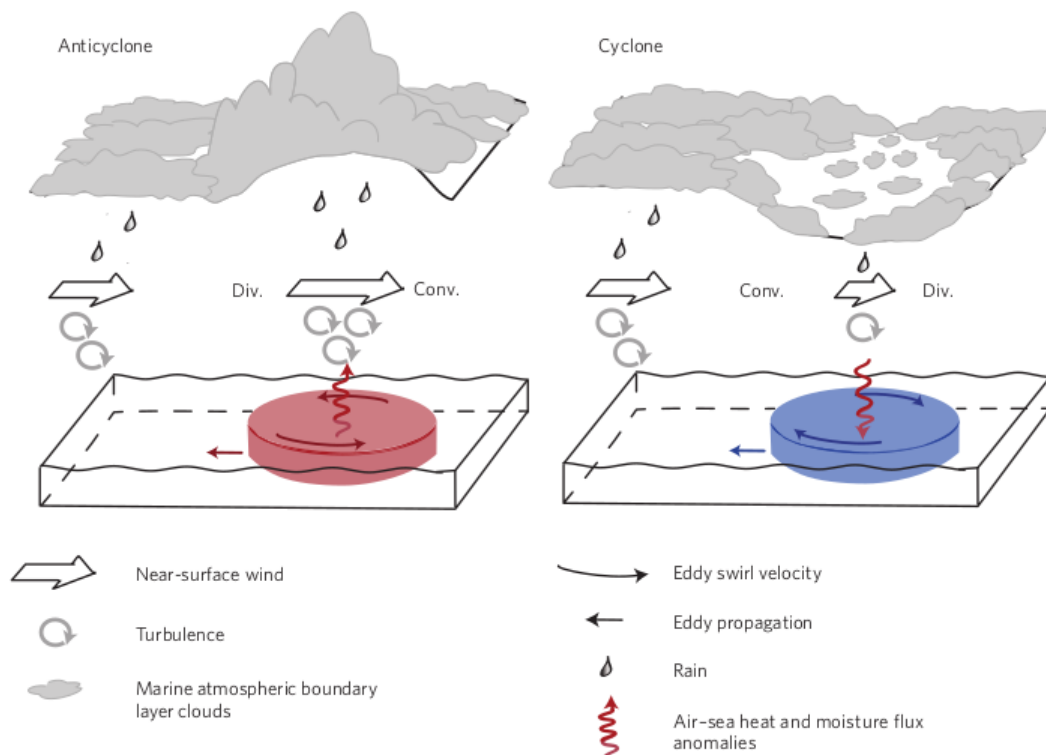
os consideráveis valores positivos observados na região da CBM, o que discorda dos valores negativos esperados para os VNF, como foi observado no restante da região de estudo. Uma explicação para isso é que a ressurgência resultante do bombeamento dos vórtices não resfriou suficientemente as águas superficiais porque a maior parte dos VC que se originam nos subtropicais retém águas subtropicais quentes. [Leyba et al. \(2017\)](#) também analisaram a trajetória dos VCs que passaram pela CBM e observaram que 60.6% dos VCs tiveram origem ao norte da FST, e posteriormente se espalharam para o sul. A partir desse resultado, destaca-se que o sinal das anomalias de TSM e as anomalias dos fluxos de calor sensível e latente também dependem das condições físicas da região de origem dos vórtices. A região de formação dos vórtices deve ser considerada quando composições de vórtices são exploradas para evitar mascarar a assinatura da superfície dos vórtices ([LEYBA et al., 2017](#)).

As condições atmosféricas associadas a mais de 600.000 vórtices ao sul de 30°S foram estudadas em todo o Oceano Austral de junho de 2002 a novembro de 2009 ([FRENGER et al., 2013](#)). Este estudo foi realizado usando dados de satélite, identificando os vórtices a partir de mapas semanais de anomalias do nível médio do mar e aplicando um método de detecção baseado no parâmetro de Okubo-Weiss ([OKUBO, 1970](#); [WEISS, 1991](#)). Na metodologia, para cada vórtice identificado pelo menos duas vezes, foram utilizados campos de TSM, velocidade e direção do vento, fração de nuvem, conteúdo de água líquida da nuvem, taxa de precipitação e probabilidade de precipitação. A maioria dos vórtices identificados (tanto ciclônicos quanto anticiclônicos) foram observados na região da CCA, com ênfase nos setores Índico e Pacífico. Observou-se pouca sazonalidade no número de vórtices, obtendo-se um raio de aproximadamente 40 km para o vórtice médio identificado, o que concorda com os menores valores de raio (raio entre 40 e 50 km) observados por [Leyba et al. \(2017\)](#) ao sul da FSA. Anomalias da TSM de aproximadamente $-0,5^{\circ}\text{C}$ para os VCs e $0,5^{\circ}\text{C}$ para VAs também foram encontradas por [Frenger et al. \(2013\)](#).

Uma correlação positiva foi observada entre as anomalias do nível médio do mar e as anomalias atmosféricas no Oceano Austral. As maiores correlações foram observadas para a velocidade do vento e fração de nuvem, e as menores para o conteúdo de água líquida da nuvem e precipitação. As correlações mais fortes foram observadas em regiões com grandes anomalias de TSM, grande atividade de mesoescala oceânica e intensas velocidades do vento ([FRENGER et al., 2013](#)). Os padrões atmosféricos causados pelos vórtices oceânicos (ver [Frenger et al. \(2013\)](#) para informações sobre como os padrões atmosférico foram obtidos) tem uma extensão radial máxima de aproximadamente duas a três vezes o raio dos vórtices (80-120 km), sendo quase

simétrico entre os vórtices ciclônico e anticiclônicos, mas com sinal oposto. As anomalias médias máximas foram $0.31 \pm 0.01 \text{ m s}^{-1}$ para o vento, $1.7 \pm 0.1\%$ para a fração de nuvem, $2.9 \pm 0.3 \times 10^{-3} \text{ mm}$ para o conteúdo de água líquida da nuvem, $4 \pm 1 \times 10^{-3} \text{ mm h}^{-1}$ para a taxa de precipitação e $1.7 \pm 0.3\%$ para a probabilidade de precipitação. Essas anomalias representam uma variabilidade atmosférica de 13-15% do vento e fração de nuvens, 6-10% do conteúdo de água líquida da nuvem e 2-6% da precipitação. Com isso, pode ser concluir que vórtices oceânicos de meso-escala afetam localmente o vento, as nuvens e a precipitação. Assim, para os VNF, pode-se observar uma diminuição dos ventos próximos à superfície, da fração de nuvem e do conteúdo de água líquida da nuvem e, conseqüentemente, uma redução na precipitação (uma representação esquemática disso pode ser vista na Figura 2.4).

Figura 2.4 - Representação esquemática da influência dos vórtices oceânicos na baixa atmosfera no Hemisfério Sul, para um vórtice de núcleo quente (vermelho, esquerda) e um vórtice de núcleo frio (azul, direita) . Div., divergência do vento; Conv., convergência do vento.



Fonte: Adaptada de Frenger et al. (2013).

Por outro lado, foi observado que o efeito do acoplamento entre a tensão de cisalhamento do vento e a TSM, na mesoescala, pode reduzir a TSM (CUI et al., 2021).

Na costa oeste da América do Sul, foi verificada uma redução da TSM de até 0,5°C no Mar do Peru e 0,7°C no Mar do Chile. A análise do balanço de calor na camada de mistura mostrou que os termos de advecção horizontal e fluxo de calor superficial foram os principais para explicar a redução da TSM. Porém, o acoplamento na mesoescala pode aumentar a velocidade vertical no mar perto da costa, relacionado ao bombeamento de Ekman e a vorticidade da tensão de cisalhamento do vento na mesoescala, que leva a água sub-superficial fria para a superfície do mar. Este acoplamento de mesoescala mostrou ser uma importante solução para diminuir o viés positivo da TSM observado em simulações de modelos climáticos na costa oeste da América do Sul.

2.2.2 Estabilidade vertical da camada limite atmosférica marinha

Dois principais mecanismos foram propostos para explicar a resposta da atmosfera às frentes oceânicas com fortes gradientes horizontais de TSM e vórtices de mesoescala, estes são, o mecanismo de ajuste hidrostático e o mecanismo de mistura vertical (LINDZEN; NIGAM, 1987; WALLACE et al., 1989; NONAKA; XIE, 2003; CHELTON et al., 2004; PEZZI et al., 2005; TOKINAGA et al., 2005; SEO et al., 2007; SPALL, 2007; MINOBE et al., 2008; SMALL et al., 2008; CHELTON; XIE, 2010; SHIMADA; MINOBE, 2011; CAMARGO et al., 2013; FRENGER et al., 2013; LIU et al., 2013; KILPATRICK et al., 2014). O mecanismo de ajuste hidrostático relaciona-se com a forma como as anomalias da TSM induzem alterações na densidade do ar no CLAM e conseqüentemente na pressão ao nível do mar (PNMM). Assim, anomalias PNMM negativas (positivas) podem ser encontradas em anomalias da TSM positivas (negativas), que geram convergência (divergência) dos ventos em superfície. A convergência do vento em anomalias positivas da TSM produz uma aceleração do vento a montante da anomalia positiva de TSM e uma desaceleração a jusante desta (FRENGER et al., 2013).

O mecanismo de mistura vertical propõe que o deslocamento de ar de uma região com anomalias negativas de TSM para uma região com anomalias positivas de TSM aumenta os fluxos de calor do oceano para a atmosfera, aumentando a flutuabilidade e a turbulência do ar dentro da CLAM e diminuindo sua estabilidade. Esses processos levam a um aprofundamento do CLAM e a um aumento no transporte de momento descendente, diminuindo o cisalhamento vertical do vento e aumentando o vento em superfície. Neste caso, o aumento do vento em superfície está centrado em anomalias positivas da TSM (FRENGER et al., 2013). Porém, quando o deslocamento de ar vem de uma região com anomalias de TSM positivas para uma região com anomalias

de TSM negativas, observa-se a situação oposta à apresentada anteriormente.

Outro aspecto enfatizado nos estudos de interação oceano-atmosfera é o efeito da TSM na direção do vento. Para entender esse aspecto, um estudo numérico usando o Sistema Brasileiro de Modelagem Atmosférica Regional (BRAMS) combinado com dados oceânicos e atmosféricos coletados *in situ* durante cinco cruzeiros entre 2004 e 2008 foi conduzido na região do CBM (CAMARGO et al., 2013). A partir das diferenças médias de 24 horas de TSM e vorticidade do vento de superfície, uma curvatura ciclônica foi observada em águas mais quentes para três dos cruzeiros analisados e uma curvatura anticiclônica em águas mais frias para outro cruzeiro. Por outro lado, observações de satélite ao longo da Corrente do Golfo mostraram que os ventos em superfície giram no sentido horário quando os ventos sopram de água fria para água quente e giram no sentido anti-horário quando os ventos sopram na direção oposta, de água quente para água fria (PARK et al., 2006; SONG et al., 2006). Esse padrão também aparece em outras regiões oceânicas frontais, como a Corrente de Retorno das Agulhas (O'NEILL et al., 2010).

No campo de pressão, as anomalias de baixa pressão são formadas a jusante das anomalias da TSM positivas em aproximadamente 100-200 km, enquanto as anomalias de alta pressão estão aproximadamente na mesma distância a jusante das anomalias da TSM negativas (O'NEILL et al., 2010). O intervalo de anomalias de pressão de superfície induzidas pelo TSM foi de aproximadamente $\pm 0,25$ hPa, o que é comparável ao encontrado em outros estudos de observação e modelagem (SMALL et al., 2003; SMALL et al., 2005; SONG et al., 2006).

Frenger et al. (2013) analisaram os mecanismos que dominam a resposta da atmosfera a anomalias de TSM. Os autores descobriram que a semelhança entre os padrões de divergência do vento e o gradiente da TSM a favor do vento favorece o mecanismo de mistura vertical como uma possível explicação para a resposta da atmosfera. Nesta análise, os autores verificaram os padrões espaciais da TSM em combinação com a divergência do vento. Para o mecanismo de ajuste hidrostático, observa-se convergência do vento sobre uma anomalia de TSM positiva e um padrão monopolo de divergência do gradiente da TSM (Laplaciano de TSM) (MINOBE et al., 2008; FRENGER et al., 2013). Um padrão dipolar é esperado para o mecanismo de mistura vertical. Neste caso, como a aceleração do vento ocorre sobre a anomalia da TSM positiva, a divergência do vento ocorre a montante da anomalia da TSM e a convergência ocorre a jusante da anomalia da TSM. Assim, um padrão dipolar é esperado tanto no campo de divergência do vento quanto no campo

de gradiente da TSM a favor do vento (CHELTON et al., 2004; FRENGER et al., 2013). A proximidade das anomalias da TSM, velocidade do vento, nuvens e precipitação sugere uma mudança na estabilidade da CLAM e uma convecção que pode ser intensificada/suprimida em combinação com o suprimento de umidade e o movimento vertical do ar, causado pela divergência/convergência do vento. Variações na altura da CLAM acompanham esses processos que, segundo (FRENGER et al., 2013), provavelmente permanecem restritos a esta camada da atmosfera.

A dependência de escala de ambos os mecanismos foi estudada através de simulações numéricas na região de Kuroshio, observando-se um papel ativo de ambos durante o inverno devido à fraca estabilidade vertical da atmosfera (PUTRASAHAN et al., 2013a). Para o mecanismo de mistura vertical, a relação linear entre a divergência da tensão do vento e o gradiente de TSM a favor do vento, mostrou um desempenho significativo desse mecanismo tanto em grande escala quanto em mesoescala. No entanto, a relação entre a vorticidade de tensão de cisalhamento do vento e o gradiente da TSM do vento transversal revelou a importância da presença de vórtices para a atuação do mecanismo que não foi significativa em gradientes TSM de grande escala. Além disso, para o mecanismo de ajuste hidrostático, a relação linear entre o Laplaciano do PNMM e a convergência do vento de superfície indicou que ele está atuando em ambas as escalas, sendo mais ativo na mesoescala. O acoplamento do fluxo de calor latente e a TSM também foi importante nas duas escalas. Anomalias de precipitação foram observadas alinhadas com anomalias de convergência do vento em superfície e anomalias de velocidade vertical; um processo relacionado ao mecanismo de mistura vertical na mesoescala.

Uma análise dos mecanismos e relações lineares entre anomalias de TSM e respostas atmosféricas foi realizada no Oceano Atlântico Sul usando um modelo acoplado de alta resolução (BYRNE et al., 2015). Neste estudo, a anomalia da tensão do vento teve um valor de aproximadamente $\pm 0,02 \text{ N m}^2$ ou 7-10% de variação por grau de TSM, observando um padrão dipolar de divergência da tensão do vento correlacionado com o gradiente da TSM a favor do vento. A onda de tensão do vento também apresentou um padrão dipolar associado a mudanças no vento devido a anomalias de TSM, porque a corrente de superfície oceânica não foi considerada no cálculo da tensão de vento do modelo, e o campo de satélite também apresentou um padrão dipolar. A dominância do mecanismo de mistura vertical foi verificada no padrão de dipolo da divergência de tensão do vento, análise de termos de equilíbrio de momento zonal e padrões espaciais de evaporação, precipitação e anomalias de cobertura de nuvens associadas aos vórtices. A análise de balanço de momento zonal

também considerou os termos de anomalia, mostrando o termo de mistura como o principal contribuinte para a aceleração (desaceleração) do vento de superfície e desaceleração (aceleração) do vento acima, com os valores máximos (mínimos) coincidindo com o máximo (mínimo) da anomalia de tensão do vento. Os termos de pressão e anomalia de advecção permanecem equilibrados, enquanto o termo de Coriolis não desempenha um papel significativo quando comparado aos outros termos. A dominância do mecanismo de mistura vertical esteve relacionada com a predominância de ventos de oeste e pequenas anomalias de pressão horizontal observadas. Neste caso, o máximo (mínimo) de precipitação não coincidiu com a convergência do vento para anomalias de TSM positivas e negativas, mas com uma mudança máxima (mínima) na difusão vertical do coeficiente de momento. Este foi posicionado a jusante do máximo (mínimo) de TSM. O aumento (diminuição) da fração de nuvem em baixos níveis não coincidiu com a convergência do vento, mas com a mudança do coeficiente de mistura vertical.

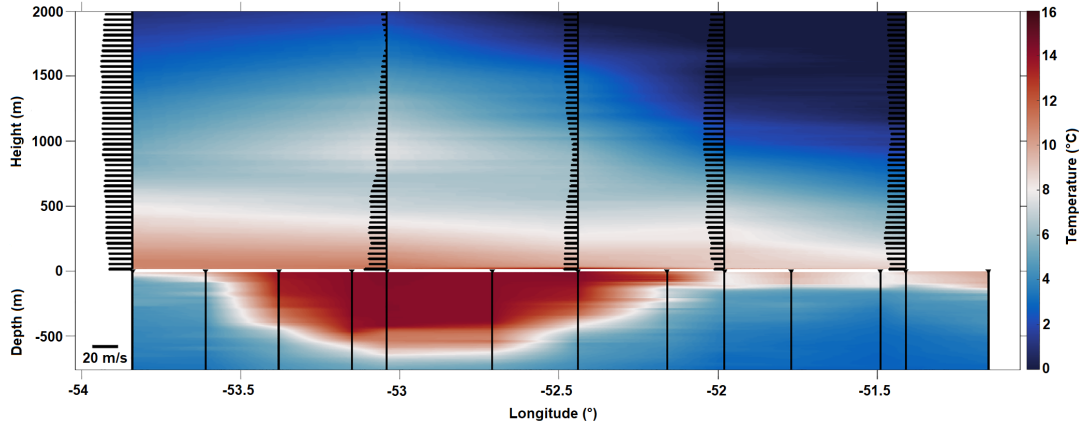
Uma abordagem diferente foi usada para estudar a resposta da atmosfera local aos vórtices oceânicos quentes na Confluência Kuroshio-Oyashio (SUGIMOTO et al., 2017). No estudo, foi utilizado um modelo regional, incluindo quatro vórtices quentes, cada um com uma anomalia de TSM de 3°C em seu centro e uma extensão horizontal de aproximadamente 300 km. O mês escolhido para o estudo foi dezembro de 2003, durante o inverno do Hemisfério Norte. Um aumento nos fluxos de calor turbulento (soma dos fluxos de calor sensível e latente) de 180 W m^{-2} foi observado ao longo dos vórtices quentes, o que levou a um aumento da temperatura do ar próximo à superfície de aproximadamente $1\text{-}1,5^{\circ}\text{C}$. Este aquecimento do ar também foi observado em todo o CLAM, atingindo a atmosfera livre na borda leste dos vórtices. Além disso, na modulação do vento de superfície, observou-se um aumento dos ventos de oeste (características da estação) sobre os vórtices quentes resultantes do mecanismo de mistura vertical, que gerou uma convergência do vento de superfície próximo à borda leste dos vórtices. Essa convergência observada gera uma elevação local com uma extensão vertical significativa (que se estende até a média/alta troposfera), com a maior velocidade vertical do vento logo acima da CLAM entre os níveis de 800 e 700 hPa. Também foi verificado um aumento da precipitação, principalmente convectiva, acima da convergência do vento de superfície, resultante de movimentos ascendentes locais que proporcionam aquecimento diabático à atmosfera logo acima da CLAM. O aumento da precipitação relacionado aos vórtices quentes foi de aproximadamente 100 mm mês^{-1} , o que corresponde a 30-50% da precipitação simulada. Forte aquecimento diabático foi observado sobre os vórtices quentes no CLAM, indicando aquecimento local direto. Porém, acima do CLAM, o

aquecimento se desloca para leste, sendo mais intenso entre os níveis de 800 e 700 hPa, posicionado na região de maior movimento ascendente e sobre a convergência do vento de superfície.

Entre os estudos de interação oceano-atmosfera, muito poucos apresentam resultados de dados *in situ* coletados em vórtices oceânicos de mesoescala (BHARTI et al., 2019; MESSENGER; SWART, 2016; PEZZI et al., 2021; SOUZA et al., 2021). No estudo realizado por Pezzi et al. (2021), os perfis verticais de vento e temperatura são mostrados no CLAM acoplados à temperatura oceânica sobre um VNQ na CBM (Figura 2.5). Na Figura 2.5, ventos mais fortes próximos à superfície e pequenos cisalhamentos verticais indicam um CLAM bem misturado e turbulento, o que também pode ser verificado pela homogeneidade da temperatura do ar (Tair). Fora da região influenciada pelo VNQ, também foi observada uma diminuição na magnitude do vento de superfície, e um aumento no cisalhamento vertical sugeriu um aumento na estabilidade do CLAM. Na mesma Figura, para a primeira radiossonda amostrada em águas frias, não é possível observar a modulação do vento de superfície no CLAM porque um ciclone extratropical estava influenciando próximo à região de estudo. Assim, verificou-se um CLAM instável acima do VNQ. Esta CLAM instável foi corroborada pelos valores positivos da diferença de temperatura entre a TSM e a Tair logo acima da superfície (PEZZI et al., 2005; PEZZI et al., 2009). Além disso, o parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov confirmou que o CLAM é estatisticamente instável, apresentando valores negativos. O cálculo do balanço de energia líquida sugere que o VNQ induz o transporte de energia do oceano para a atmosfera. Valores positivos dos fluxos de calor sensível e latente e radiação de ondas longas também foram observados onde o VNQ estava influenciando. Enquanto isso, valores baixos de radiação de ondas curtas foram relacionados à presença de nebulosidade.

O aumento na velocidade do vento causado pelo VNQ também foi observado nos dados de TSM e tensão de cisalhamento do vento da reanálise ERA5. Com esses dados, verificou-se que os movimentos ascendentes (descendentes) do ar coincidem com os valores mais altos (mais baixos) de TSM, onde o topo da CLAM é o mais alto (mais baixo). O gradiente de TSM gerado pelo VNQ afeta a CLAM e atinge a troposfera. Para o campo PNMM, os dados *in situ* mostraram que os valores mais baixos de PNMM coincidiram com os valores mais altos de TSM. Uma divergência (convergência) do vento em regiões com menor (maior) TSM, mostrando o desempenho do mecanismo de ajuste hidrostático, foi observada através dos dados ERA5 e usando campos médios de 10 dias de TSM, PNMM e vento de superfície (PEZZI et al., 2021).

Figura 2.5 - Em cores, perfis de temperatura da atmosfera e do oceano (unidades $^{\circ}\text{C}$). A distribuição vertical da magnitude do vento (unidades m s^{-1}) em vetores é mostrada sobreposta à temperatura do ar. O tamanho do vetor indica a magnitude do vento.



Fonte: Pezzi et al. (2021).

No Atlântico Sul, foi verificado que a interação termodinâmica entre vórtices oceânicos de mesoescala e a atmosfera na presença de um gradiente de vento de grande escala pode energizar os vórtices (BYRNE et al., 2016). Foi demonstrado que esse acoplamento termodinâmico causa a aceleração do vento em superfície sobre anomalias positivas da TSM e a desaceleração do vento em superfície sobre anomalias negativas da TSM. Na presença de grandes gradientes de vento, esse acoplamento supera o efeito negativo do amortecimento mecânico produzido pelo acoplamento entre as correntes da superfície do oceano e a atmosfera. Em regiões com gradiente de vento negativo, ou seja, regiões com aumento da velocidade do vento de norte para sul, observa-se um aumento da energia cinética para VNQ e VNF (ver Figura 1 em (BYRNE et al., 2016)). Portanto, verifica-se uma diminuição da energia cinética para ambos os vórtices em regiões com gradiente de vento positivo. Essas duas condições estão presentes no Atlântico Sul, ao norte de 50°S ; há um gradiente de vento meridional negativo e aumento da energia cinética dos vórtices, e ao sul de 50°S , há um gradiente de vento meridional positivo com diminuição da energia cinética. O ganho de energia na região norte é maior que a perda de energia na região sul, devido à maior presença de vórtices ao norte de 50°S . Os experimentos com o modelo acoplado mostraram que esse acoplamento termodinâmico contribui com até 10% da energia cinéticas dos vórtices oceânicos de mesoescala no Atlântico Sul.

2.2.3 Fluxos entre o oceano e a atmosfera

O efeito dos vórtices oceânicos de mesoescala nos fluxos de calor sensível e latente foi estudado, no Oceano Atlântico Sul, usando dados de satélite para 10 anos (1999-2009) (BôAS et al., 2015). A anomalia média para os fluxos de calor associados aos vórtices nas regiões energéticas da CBM e da Retroflexão da Corrente de Agulhas teve valores de até $\pm 10\text{-}20 \text{ W m}^{-2}$, que representam até 20% da variância total dos fluxos de calor turbulentos na superfície. A intensidade das anomalias dos fluxos de calor e a amplitude dos vórtices mostraram uma relação direta. Portanto, a modulação dos vórtices de grande amplitude nos fluxos de calor é maior que a modulação daqueles de pequena amplitude. Valores mais fortes das anomalias de fluxo de calor foram observados perto do centro dos vórtices, diminuindo radialmente em direção à borda dos vórtices. No entanto, o máximo dessas anomalias foi observado ligeiramente deslocado em direção ao equador do centro de VCs e ao polo do centro de VAs, resultado relacionado ao efeito β .

Como mencionado anteriormente, poucos estudos observacionais de vórtices foram realizados usando dados *in situ* e metodologias como a *eddy covariance* (EC), que fornece uma medição direta e precisa dos fluxos turbulentos (PEZZI et al., 2021; SOUZA et al., 2021). Recentemente, pela primeira vez, amostras de fluxo turbulento de CO_2 foram realizadas em um VNQ no OAS (PEZZI et al., 2021). Valores positivos de fluxos de CO_2 foram observados na região influenciada pelo VNQ, onde foram observadas as maiores anomalias de TSM e um CLAM instável. Assim, o VNQ se comportou como fonte de CO_2 em uma região onde se espera que o oceano atue como sumidouro de CO_2 atmosférico. O coeficiente de velocidade de transferência de CO_2 entre o oceano e a atmosfera foi calculado e comparado com três coeficientes apresentados em estudos anteriores (TAKAHASHI et al., 2009; WANNINKHOF, 2014; BUTTERWORTH; MILLER, 2016), mostrando um bom desempenho. Este coeficiente permite verificar a qualidade dos fluxos de CO_2 calculados e encontrar um ajuste quadrático entre o coeficiente de transferência de CO_2 e a velocidade do vento a 10m. Para velocidades de vento inferiores a 7 m s^{-1} , observou-se uma boa concordância da curva de ajuste quadrático em relação à obtida em estudos anteriores, enquanto para velocidades de vento superiores a 7 m s^{-1} , verificou-se uma subestimação dos valores dos coeficientes de transferência. No entanto, a curva de ajuste quadrático representa o comportamento previsto. O valor do coeficiente para uma velocidade do vento igual a zero foi mais significativo do que o obtido em estudos anteriores, o que pode estar associado a processos relacionados à turbulência na superfície do oceano e à atividade biológica presente na região de estudo. Assim,

as medições do fluxo de CO_2 sugerem que o VNQ transferiu $0,3 \pm 0,04 \text{ mmol m}^{-2}$ para a atmosfera durante o período de amostragem *in situ* e, considerando todo o ciclo de vida do vórtice, a quantidade de CO_2 transferida pode chegar a $25,8 \pm 3,56 \text{ mmol m}^{-2}$. Esses resultados enfatizam que o VNQ observado na região do CBM pode ser importante como contribuinte para o balanço de carbono oceano-atmosfera se considerado todo o seu ciclo de vida. A transferência líquida de calor do oceano para a atmosfera para a área do vórtice e o período de amostragem, foi de $7,07 \cdot 10^{17}$ J, indicando que aproximadamente 1,3% do excesso de energia térmica do oceano no VNQ foi liberado na atmosfera durante todo o seu ciclo de vida.

No estudo realizado por Souza et al. (2021), usando dados derivados de satélite, uma maior magnitude do vento foi observada na baixa atmosfera sobre o VNQ do que sobre o VNF. Considerando o ciclo de vida dos vórtices, os valores médios das magnitudes do vento são de $0.6\text{-}0.7 \text{ m s}^{-1}$ maiores no VNQ. Isso também foi observado para o vento da reanálise ERA5, considerando as posições dos vórtices. No entanto, para referência, outra série temporal foi criada a partir dos dados do ERA5 considerando uma localização fixa (45°S , 42°O) no Anticiclone Zapiola e um período envolvendo a vida útil de ambos os vórtices, o que permitiu a comparação dos campos estudados entre este local e sob a modulação dos vórtices e assim foi verificado que a modulação do vento só ocorre quando os ventos de grande escala são enfraquecidos durante as transições sinóticas. A correlação positiva entre TSM e magnitude do vento foi relacionada à modulação da estabilidade devido ao mecanismo de mistura vertical. Para os dados do ERA5 e considerando as séries temporais criadas a partir das posições dos vórtices durante seu ciclo de vida, a diferença entre TSM e Tair logo acima da superfície apresentou valores maiores para o VNQ do que para o VNF, em média 1°C maior para o VNQ.

Os fluxos de calor dos dados do ERA5 foram maiores também para o VNQ, com os seguintes valores médios, $10.3 \pm 11.44 \text{ W m}^{-2}$ para os fluxos de calor sensível e $41.5 \pm 29.55 \text{ W m}^{-2}$ para os fluxos de calor latente. Os valores para o VNF foram $1.9 \pm 7.44 \text{ W m}^{-2}$ e $19.9 \pm 18.02 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente. Os fluxos de calor sensível foram menores que os fluxos de calor latente; no entanto, valores negativos desses fluxos eram esperados para o VNF. Aqui, fatores como rajadas de vento fortes, fortes contrastes de TSM e mudanças bruscas na diferença entre TSM e Tair podem influenciar a resposta dos fluxos de calor (SANTINI et al., 2020; PEZZI et al., 2021; SOUZA et al., 2021). Comparando esses valores com a região do Anticiclone Zapiola para o VNQ, foi observado um aumento médio de 37% para a Tair e a TSM, levando a um aumento médio de 78% para os fluxos de calor sensível e 55% para os fluxos de

calor latente. Enquanto para o VNF uma redução de 6% na Tair e 8% na TSM levou a uma redução de 49% nos fluxos de calor sensível e 25% nos fluxos de calor latente, esses resultados mostram a importância dos vórtices estudados na modulação local de fluxos de calor.

No período estudado por (SOUZA et al., 2021), através dos dados coletados *in situ*, observou-se a presença de um sistema de alta pressão na escala sinótica, influenciando a região de estudo, com valores de PNMM diminuindo de 1000-1010 hPa para 980 hPa. Os menores valores de magnitude do vento foram observados durante e após a amostragem do VNF, enquanto um aumento ocorreu quando o navio cruzou o VNQ. Enquanto o navio estava se movendo do VNQ para o VNF, os vetores de vento na superfície mostraram uma diminuição na magnitude, mas sem mudanças significativas na direção. A Tair mostrou uma clara relação com a TSM, mostrando a modulação da TSM dos vórtices na baixa atmosfera. A diferença entre TSM e Tair foi quase zero na região dos vórtices, enquanto nas proximidades dos vórtices essa diferença apresentou valores relativamente constantes próximos a $\pm 2^\circ\text{C}$. A umidade relativa apresentou valores de 95% e 65% sobre o VNQ e aproximadamente 100% sobre o VNF. Essa mudança na umidade relativa se refletiu no cálculo dos fluxos de calor latente, que foram mais pronunciados no método de EC. Fluxos de calor turbulentos foram obtidos usando duas metodologias: EC e a parametrização bulk (FAIRALL et al., 1996; EDSON et al., 2014; SANTINI et al., 2020). Os vieses calculados para os fluxos de calor sensível e latente entre as duas metodologias propostas apresentaram altos valores associados a mudanças rápidas na magnitude do vento, diferença entre TSM e Tair e umidade relativa (SANTINI et al., 2020; SOUZA et al., 2021). Uma CLAM estável foi observado na região influenciada pelos vórtices, associado à presença de um sistema de alta pressão, o que também influencia os vieses entre o algoritmo bulk e o EC porque os coeficientes de transferência turbulenta de calor e umidade não podem representar um comportamento realista sob condições de estabilidade atmosférica (SANTINI et al., 2020). Considerando os dados *in situ* e usando EC, foram observados valores negativos dos fluxos de calor sensível para o VNQ (-10.3 W m^{-2}) e valores positivos para o VNF (16.3 W m^{-2}), ao contrário do resultado tipicamente esperado. Isso pode estar relacionado à região de origem dos vórtices (LEYBA et al., 2017), bem como a mudanças na dinâmica da atmosfera que podem modificar as condições de estabilidade modulando os fluxos oceano-atmosfera (SOUZA et al., 2021). Os fluxos de calor latente obtidos pelo EC foram positivos para os dois vórtices, com valores maiores para o VNQ. Os fluxos de calor sensível calculados a partir do algoritmo bulk foram negativos em média para os dois vórtices, enquanto os fluxos de calor latente apresentaram valores nega-

tivos para o VNQ e valores positivos para o VNF. Esses resultados estão associados ao padrão de advecção atmosférica que induz mudanças na CLAM (SOUZA et al., 2021). Embora as condições observadas neste estudo sejam consideradas anômalas, elas devem ser examinadas, pois representam situações muitas vezes desconsideradas em simulações numéricas e estudos que analisam condições médias.

2.2.4 Acoplamento vento-corrente

Uma nova abordagem dos processos de interação oceano-atmosfera na mesoescala oceânica é apresentada nesta seção. Até agora, vimos a resposta atmosférica às anomalias da TSM, mas outro tipo de interação entre o oceano e a atmosfera é a influência das correntes oceânicas de superfície, no vento em superfície e na tensão de cisalhamento do vento. Como visto anteriormente, as anomalias da TSM influenciam a magnitude, divergência e vorticidade do vento de superfície e da tensão de cisalhamento do vento, com as anomalias de tensão de cisalhamento do vento e vento sendo positivamente correlacionadas (CHELTON et al., 2004; RENAULT et al., 2019).

As correntes oceânicas de superfície modificam diretamente a tensão de cisalhamento do vento, ao contrário das anomalias TSM, que a modificam por meio de uma mudança no vento de superfície (BYE, 1985; CHELTON et al., 2001; RENAULT et al., 2019). Neste caso, as anomalias do vento e tensão são anticorrelacionadas. Por exemplo, uma anomalia de corrente positiva gera uma anomalia de tensão negativa que causa uma anomalia do vento positiva (RENAULT et al., 2016; TAKATAMA; SCHNEIDER, 2017; RENAULT et al., 2019). No entanto, como a tensão superficial também depende da direção do vento, uma anomalia de corrente pode gerar uma anomalia de tensão positiva ou negativa dependendo da direção do vento (RENAULT et al., 2019). Muitos estudos (por exemplo, (O'NEILL et al., 2003; CHELTON et al., 2004; RENAULT et al., 2016; RENAULT et al., 2017; OERDER et al., 2018; RENAULT et al., 2019) afirmaram que as correntes oceânicas em estruturas de mesoescala são quase geostróficas e não divergentes. Assim, as correntes oceânicas de mesoescala modificam principalmente a vorticidade do vento e a vorticidade da tensão de cisalhamento do vento. Geralmente, a interação entre as correntes oceânicas superficiais e a atmosfera desacelera as correntes oceânicas médias e diminui a atividade de mesoescala dos vórtices, criando um sumidouro de energia dos vórtices para a atmosfera (BYE, 1985; LUO et al., 2005; RENAULT et al., 2016; RENAULT et al., 2017; OERDER et al., 2018; RENAULT et al., 2019). (RENAULT et al., 2019) destacam um ponto importante em relação aos dados de vento usados em estudos de

interação oceano-atmosfera. Dados de vento de satélite têm sido usados para estudar as respostas do vento e da tensão de cisalhamento do vento à influência da TSM e das correntes de mesoescala. No entanto, eles não representam o vento absoluto. Os dados de vento de satélite, conhecidos como vento de estabilidade neutra equivalente, são relativos às correntes oceânicas de superfície e, portanto, podem induzir erros em estudos que analisam a influência de TSM e correntes no vento (ROSS et al., 1985; BENTAMY et al., 2013; RENAULT et al., 2019).

Os coeficientes de acoplamento foram definidos para quantificar o efeito linear das anomalias da TSM na vorticidade do vento, vorticidade da tensão, divergência do vento, divergência da tensão, anomalias do vento e anomalias da tensão, bem como relacionar a vorticidade da corrente de superfície com a vorticidade da tensão de cisalhamento do vento e a vorticidade do vento (para mais informações sobre o cálculo dos coeficientes e estudos relacionados, ver (RENAULT et al., 2019)). Dados de satélite e simulações acopladas oceano-atmosfera (para um domínio entre 45°N-45°S) foram usados para avaliar se os coeficientes de acoplamento permitem a separação no vento da influência da TSM de mesoescala e do efeito das correntes de superfície, e para avaliar se os dados de vento de satélite são apropriados para estudar a resposta do vento e tensão de cisalhamento do vento ao acoplamento oceano-atmosfera na mesoescala (RENAULT et al., 2019). Os valores do coeficiente de acoplamento entre a vorticidade da corrente de superfície e a vorticidade da tensão de superfície indicaram que uma anomalia de vorticidade de corrente de superfície positiva gerou uma anomalia de vorticidade de tensão de superfície negativa. Esse coeficiente de acoplamento pode mostrar a eficiência da interação entre as correntes de superfície e a atmosfera, pois quanto mais negativo for, mais eficiente será a dissipação dos vórtices. Este coeficiente também pode separar o efeito das correntes de superfície na tensão de superfície do efeito da TSM de mesoescala.

Para o coeficiente de acoplamento entre a vorticidade da corrente de superfície e a vorticidade do vento, observou-se que esse coeficiente é oposto ao coeficiente de acoplamento entre a vorticidade da corrente de superfície e a vorticidade da tensão na superfície, mostrando que as anomalias da vorticidade do vento e da vorticidade da tensão são anticorrelacionadas. Este novo coeficiente pode revelar a eficiência da reenergização do oceano devido à resposta do vento às correntes de superfície. Portanto, a atividade de mesoescala é maior para maiores valores deste coeficiente. Os resultados também sugerem que este coeficiente é eficiente para descrever a resposta do vento ao efeito das correntes de superfície. Os testes para dados de vento de satélite confirmam que, ao usar esses dados, a tensão de cisalhamento do vento

e, portanto, os coeficientes de acoplamento baseados em tensão de cisalhamento do vento são mais adequados para estudar a resposta da atmosfera às interações oceano-atmosfera.

Em geral, a partir dos dados de satélite, os valores do coeficiente de acoplamento entre a vorticidade da tensão de cisalhamento do vento e o gradiente da TSM variam entre 0 e $0,03 \text{ N m}^{-2} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, sendo maiores em regiões onde são observadas maiores velocidades do vento. Valores não significativos do coeficiente ou próximos de zero são observados em regiões onde a ECT é pequena, enquanto valores negativos do coeficiente são observados em regiões de intensa convecção atmosférica. A partir dos dados de satélite, o efeito da TSM de mesoescala e o efeito da corrente são refletidos na tensão de cisalhamento do vento; portanto, o coeficiente de acoplamento entre a vorticidade da tensão de cisalhamento do vento e o gradiente da TSM pode não separar eficientemente um efeito do outro. A partir dos experimentos numéricos, concluiu-se também que este coeficiente de acoplamento não pode separar totalmente o efeito da TSM de mesoescala do efeito da corrente na tensão superficial, especialmente onde as correntes de mesoescala são mais fortes. Isso ocorre porque as correntes geostróficas tendem a seguir as isotermas e, portanto, sua influência na vorticidade de tensão afeta tanto a correlação quanto o coeficiente de acoplamento entre a vorticidade da tensão de cisalhamento do vento e o gradiente da TSM (CHELTON et al., 2001; RENAULT et al., 2019).

Ao calcular o coeficiente de acoplamento entre o gradiente da TSM e a vorticidade do vento a 10m, os resultados foram semelhantes aos encontrados para o coeficiente de acoplamento entre a vorticidade da tensão de cisalhamento do vento e o gradiente da TSM. Assim, os dados de vorticidade de tensão ou de vorticidade do vento fornecidos pelos satélites devem ser usados com cuidado ao calcular os coeficientes de acoplamento para avaliar o efeito da TSM de mesoescala no vento e na tensão de cisalhamento do vento. Para os coeficientes de acoplamento relacionados à divergência do vento a 10 m e à divergência das tensões superficiais, as correntes de mesoescala têm pouca influência porque são quase geostróficas e não divergentes, portanto, o efeito da TSM de mesoescala na divergência pode ser bem caracterizado por esses coeficientes.

O coeficiente de acoplamento entre anomalias da TSM e anomalias da magnitude das tensões superficiais apresentou valores, em geral, entre 0 e $0,03 \text{ N m}^{-2} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, com os maiores valores nas latitudes médias, nas correntes de contorno leste e próximo a algumas correntes de contorno oeste. O coeficiente apresentou valores negativos

em regiões com convecção atmosférica significativa. Os experimentos numéricos indicaram que esse coeficiente mostra claramente a influência da TSM, associada à mesoescala, na magnitude das tensões. O coeficiente relacionado às anomalias de magnitude do vento a 10 m apresentou resultados semelhantes usando o vento absoluto a 10 m. Uma superestimação da resposta do vento às anomalias TSM de 25% foi verificada quando o vento que reproduz um vento estimado por satélite foi usado para calcular o coeficiente.

2.3 Considerações finais da revisão bibliográfica

Neste capítulo, é apresentada uma revisão geral dos vórtices oceânicos de mesoescala e sua modulação local na atmosfera e nas águas circundantes. Ao longo de seu deslocamento e ciclo de vida, essas estruturas de mesoescala transportam características oceânicas da sua região de origem, trocando propriedades locais e modificando a atmosfera sobrejacente. As principais considerações desta revisão científica são destacadas a seguir:

- Os processos oceânicos responsáveis pela formação de estruturas de mesoescala são bem compreendidos. Sua origem se deve principalmente às condições de instabilidade geradas pela presença de intensos gradientes térmicos oceânicos horizontais e verticais (por exemplo, instabilidade baroclínica) e cisalhamento de corrente (por exemplo, instabilidade barotrópica).
- Considerando a atividade de mesoescala no OAS, a região da CBM é uma das áreas mais energéticas do oceano global. Devido à sua natureza barotrópica, a MC é onde os valores mais baixos de ECT são observados. Já na CBM, devido ao intenso cisalhamento entre as correntes do Brasil e das Malvinas, ocorre uma transferência de energia do fluxo médio para estruturas de mesoescala, como vórtices e meandros.
- Vórtices ciclônicos (anticiclônicos) são caracterizados por um núcleo frio (quente). O clássico mecanismo de bombeamento dos vórtices explica a diminuição (aumento) da TSM no centro dos vórtices ciclônicos (anticiclônicos). Anomalias negativas (positivas) do nível médio do mar estão associadas a vórtices ciclônicos (anticiclônicos).
- O raio médio dos vórtices varia de aproximadamente 150 km nas regiões da CBM e FST, diminuindo em direção a latitudes mais altas. No OAS, VNQs foram observados em estudos recentes com profundidades variando de 500 a 600 m. Pouca sazonalidade foi observada no número de vórtices formados ao longo da CCA.
- Vórtices de mesoescala têm influência direta nas características atmosféricas so-

brejacentes; eles modulam os ventos, a cobertura de nuvens, a precipitação e o conteúdo de água na nuvem. Os ventos em superfície são acelerados (desacelerados) sobre vórtices quentes (frios), onde é observado um aumento (diminuição) na precipitação.

- Alguns estudos associaram anomalias de precipitação positiva em fase com anomalias de TSM positivas para VNQs, e outros observaram a anomalia de precipitação acima da zona de convergência do vento de superfície, ligeiramente a jusante da anomalia de TSM positiva. Assim, pode-se considerar que a resposta da atmosfera aos VNQs não é necessariamente a mesma em todas as bacias oceânicas.

- Os mecanismos de ajuste hidrostático e mistura vertical são os dois principais mecanismos que explicam a estabilidade da CLAM, associada a anomalias da TSM, causadas por vórtices oceânicos de mesoescala.

- Os VNQs (VNFs), quando presentes em regiões de águas frias (quentes), atuam como fontes (sumidouros) de CO_2 . Os VNQs (VNFs) são geralmente associados com anomalias positivas (negativas) dos fluxos de calor sensível, calor latente e *momentum*.

- Efeitos de mesoescala de TSM e correntes oceânicas influenciam o vento de superfície e a tensão de cisalhamento do vento. A TSM, associada à mesoescala, influencia a vortacidade, divergência e magnitude do vento de superfície e tensão de cisalhamento do vento. As correntes oceânicas de mesoescala afetam principalmente a vortacidade da tensão de cisalhamento do vento e a vortacidade do vento.

Conforme destacado por [Renault et al. \(2019\)](#), é importante considerar as limitações dos modelos numéricos acoplados, como o uso de parametrizações para a resolução de processos sub-grade, uma vez que apenas modelos acoplados podem ser usados para separar os efeitos das anomalias das correntes oceânicas, dos efeitos das anomalias da TSM, associada à mesoescala, sobre a atmosfera.

Estudos no OAS já descreveram a interação entre vórtices oceânicos de mesoescala e a atmosfera durante todo o seu ciclo de vida (e.g., [Souza et al. \(2021\)](#)) e já estimaram quanto CO_2 um VNQ pode transferir para a atmosfera durante sua existência ([PEZZI et al., 2021](#)). No entanto, ainda são necessários estudos que descrevam o ciclo de vida dos vórtices em todas as suas diferentes fases de vida, desde sua formação até sua dissipação ou reassimilação pelas correntes que os originaram. Nesses estudos, deve-se prestar especial atenção na determinação de sua estrutura

e na interação com as águas circundantes e a atmosfera. Devido aos altos custos e dificuldades de observações oceânicas *in situ* de longo prazo, uma alternativa pode ser o uso de perfiladores Argo, *saildrone* e LiDAR para amostrar simultaneamente a estrutura vertical, a superfície e a atmosfera subjacente.

O comportamento dos vórtices em condições de mudanças climáticas ainda precisa de mais estudos para responder questões como, por exemplo, os vórtices serão mais frequentes? Haverá condições ambientais mais favoráveis para sua formação e desenvolvimento? Como serão suas características em diferentes regiões oceânicas?

Sobre os mecanismos de modulação da CLAM em vórtices oceânicos, observou-se que sua influência está relacionada tanto à grande escala como à mesoescala, porém, na escala de tempo desses fenômenos, o mecanismo de ajuste hidrostático apresenta menor representatividade causada pela escassez de dados *in situ* e amostragem em condições sinóticas específicas. Este problema é observado ao realizar simulações de mesoescala que não podem representar adequadamente a modulação atmosférica associadas a este mecanismo na obtenção de saídas instantâneas, só sendo possível fazer médias em períodos mais longos (escalas de dias ou meses). Uma solução para esse problema poderia ser o uso de modelos de simulação de grandes vórtices (LES), o que fica como sugestão para trabalhos futuros.

A formação de uma camada limite interna é outro fenômeno já observado em regiões que apresentam diferenças de rugosidade e intensos gradientes horizontais de temperatura na superfície. Uma melhoria na resolução espacial e temporal das simulações numéricas permitiria uma representação adequada deste fenômeno e uma melhor compreensão do seu papel nos estudos de interação oceano-atmosfera.

Este capítulo finaliza afirmando que há muito mais a aprender sobre os vórtices e seu papel nos processos de interação oceano-atmosfera. Esses fenômenos devem ser estudados por meio de simulações numéricas e dados observados (*in situ* e de satélite), considerando processos desde a mesoescala até escalas maiores, como estudos climáticos sobre o balanço de calor e CO_2 global. Assim, esperamos que esta revisão destaque algumas questões científicas para trabalhos futuros em que as anomalias da TSM, associadas à mesoescala, e correntes superficiais possam ser estudadas em regiões de latitudes médias, como o Oceano Atlântico Sudoeste.

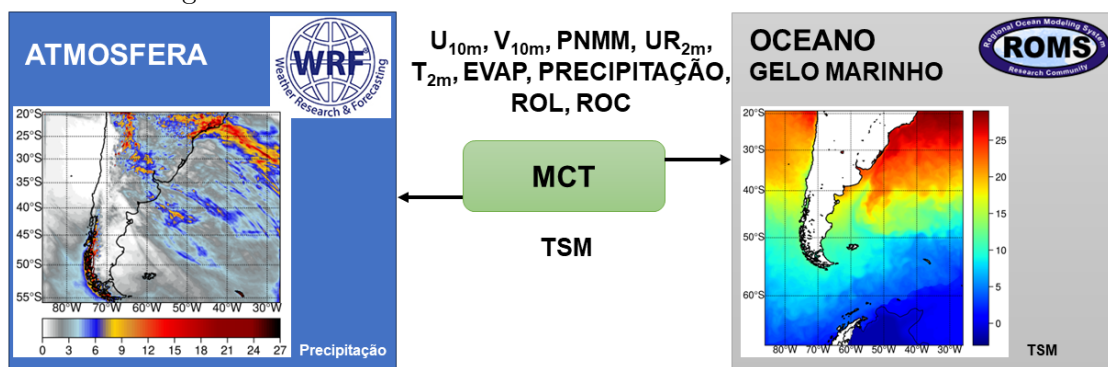
3 METODOLOGIA E DADOS

No presente capítulo é realizada uma descrição do sistema de modelagem numérica regional acoplada utilizado, assim como, dos experimentos numéricos realizados. Uma descrição do filtro *Locally Weighted Smoothing* (LOESS) utilizado no sistema de modelagem, para filtrar as anomalias da TSM causados pela mesoescala oceânica, também é apresentada neste capítulo. No final do capítulo são descritos os dados auxiliares, empregados para complementar a pesquisa, e a metodologia utilizada na análise dos processos de interação oceano-atmosfera na região de estudo.

3.1 Sistema de modelagem numérica COAWST

O sistema de modelagem numérica regional acoplada utilizado é o *Coupled Ocean Atmosphere Wave Sediment Transport* (COAWST v3.4; Warner et al. (2010)). Desta versão do sistema de modelagem COAWST foram utilizados o modelo atmosférico *Weather Research and Forecasting Model* (WRF v4.0.3, Skamarock et al. (2019)); o modelo oceânico *Regional Ocean Modeling System* (ROMS svn 934; Shchepetkin e McWilliams (2005), Haidvogel et al. (2008), Shchepetkin e McWilliams (2009)) e o modelo de gelo marinho *Sea Ice model* (BUDGELL, 2005). A troca de dados entre os modelos WRF e ROMS é realizada através do acoplador *Model Coupling Toolkit* (MCT v2.6.0; Jacob et al. (2005), Larson et al. (2005)). No modelo ROMS é utilizado o algoritmo *Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment* (COARE; Fairall et al. (1996), Fairall et al. (2003)) para o cálculo da tensão de cisalhamento do vento e fluxos de calor na superfície do oceano. Para esse caso, o modelo WRF fornece ao modelo ROMS as variáveis atmosféricas necessárias (i.e., temperatura do ar a 2m, componentes u e v do vento a 10m, umidade relativa a 2m, pressão ao nível médio do mar, precipitação, evaporação, radiação de onda longa incidente e balanço de radiação de onda curta), que por sua vez devolve a TSM para o modelo atmosférico WRF (Figura 3.1).

Figura 3.1 - Variáveis trocadas entre os modelos WRF e ROMS.



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

3.1.1 O Model Coupling Toolkit e o Spherical Coordinate Remapping Interpolation Package

Dentro do sistema de modelagem COAWST a troca de dados entre os modelos é realizada pelo *Model Coupling Toolkit* (MCT) (LARSON et al., 2005; JACOB et al., 2005; WARNER et al., 2008). O MCT é um conjunto de rotinas, vinculadas entre si durante a compilação. Desenvolvido na linguagem Fortran 90, o MCT trabalha com o protocolo de comunicação MPI e foi concebido para a construção de modelos acoplados em paralelo a partir de outros modelos individuais. De modo que, cada modelo componente tem sua própria grade e é executado em seu próprio conjunto de processadores. Além disso, o MCT fornece protocolos para a decomposição e alocação das grades dos modelos em diferentes processadores, para a transferência eficiente de dados entre os diferentes modelos e possui algoritmos de interpolação para os dados que são transferidos (JACOB et al., 2005; WARNER et al., 2008; WARNER et al., 2010).

No COAWST, os *scripts* dos sistemas individuais foram modificados para que o sistema acoplado seja compilado para produzir um único executável. O sistema de modelagem é executado no MPI, sendo definido pelo usuário o número de processadores que serão alocados para cada modelo antes da execução. Durante a inicialização, cada processador de cada modelo é inicializado com o MCT que identifica a distribuição dos componentes do modelo em todos os processadores. O MCT determina então as distribuições da grade. Durante a execução, os modelos avançam no tempo até atingirem um ponto de sincronização definido pelo usuário. Naquele momento, cada modelo preenche seu vetor de atributo para trocar variáveis prognósticas por meio do MCT para outros modelos. Sendo que este ponto de sincronização, prede-

terminado por intervalos definidos pelo usuário, depende da aplicação desejada. Se os dados compartilhados entre os modelos mudam rapidamente, uma sincronização mais frequente é necessária, porém, é obtido um incremento no tempo de execução (WARNER et al., 2008; WARNER et al., 2010).

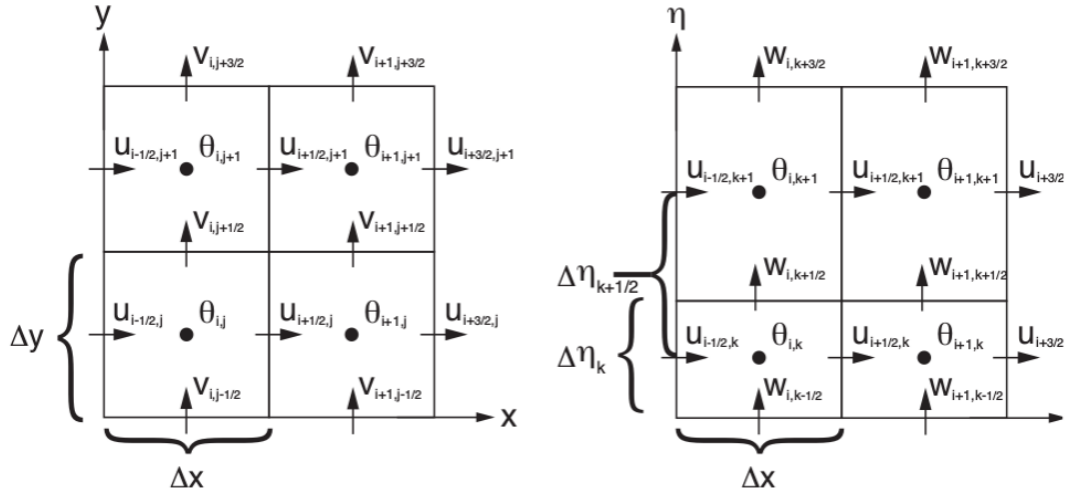
Por outro lado, o *Spherical Coordinate Remapping Interpolation Package* (SCRIP) (JONES, 1998; JONES, 1999), disponibilizado junto com o código do sistema de modelagem COAWST, é utilizado quando na simulação realizada é empregado mais de um modelo dos componentes do COAWST sendo necessária a geração de pesos de interpolação entre as grades. Estes pesos são usados para remapear de forma conservativa os campos de dados entre as grades dos modelos. Informações sobre as grades utilizadas nos experimentos numéricos e o ponto de sincronização definido podem ser encontradas na Seção 3.2.

3.1.2 Modelo atmosférico WRF

Como foi mencionado, o modelo atmosférico empregado no sistema de modelagem numérica regional acoplado COAWST v3.4 é o *Weather Research and Forecasting Model* (WRF) v4.0.3. O núcleo dinâmico utilizado no WRF é o *Advanced Research WRF* (ARW). O ARW apresenta entre suas principais características a resolução das equações não hidrostáticas de Euler para uma atmosfera compressível, sendo conservativo para variáveis escalares (SKAMAROCK et al., 2019).

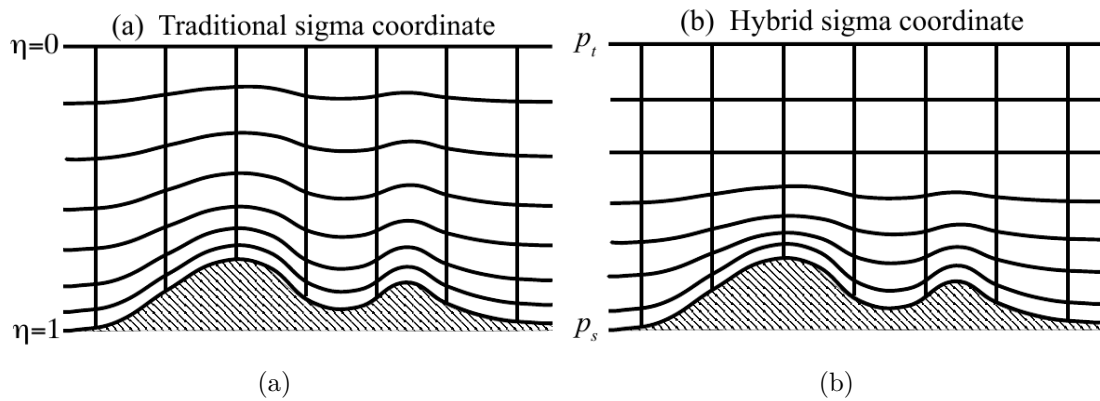
O WRF é um modelo de ponto de grade que utiliza a grade do tipo Arakawa-C alternada (ARAKAWA; LAMB, 1977), na qual as componentes do vento são normais aos respectivos lados das células que definem a grade, encontrando-se escalonadas a meio comprimento das células. Enquanto as variáveis termodinâmicas encontram-se localizadas no centro das células que definem a grade (Figura 3.2). A coordenada vertical padrão a partir da v4.0 do modelo WRF é a coordenada vertical híbrida sigma-pressão, encontrando-se disponível ainda a coordenada vertical *terrain-following* utilizada até a v3.9 do modelo. No WRF a coordenada vertical híbrida sigma-pressão é uma coordenada que segue o terreno próximo à superfície e se torna isobárica em um nível predefinido pelo usuário. Na Figura 3.3 se mostra uma comparação entre a coordenada híbrida sigma-pressão e a coordenada *terrain-following* (Skamarock et al. (2019)). No presente estudo optou-se por utilizar a coordenada *terrain-following*, representada na Figura 3.3 (a).

Figura 3.2 - Grade horizontal (esquerda) e vertical (direita) do ARW-WRF.



Fonte: Skamarock et al. (2019).

Figura 3.3 - Coordenadas verticais do modelo atmosférico WRF. Em (a) a coordenada vertical *terrain-following*. Em (b) a coordenada vertical híbrida sigma-pressão.



Fonte: Skamarock et al. (2019).

O ARW usa para a integração no tempo um esquema *time-split* no qual os modos de baixa frequência, significativos na meteorologia, são integrados usando um esquema Runge-Kutta de 3ª ordem. Enquanto intervalos de tempo menores são usados na integração dos modos acústicos de alta frequência para manter a estabilidade numérica (SKAMAROCK et al., 2019).

As condições iniciais e de contorno do modelo atmosférico WRF são geradas utilizando o *WRF Preprocessing System (WPS)*. As saídas do modelo são visualizadas e analisadas, no presente estudo, utilizando a linguagem de programação Python.

3.1.3 Modelo oceânico ROMS

O modelo oceânico é o *Regional Ocean Modeling System (ROMS)*, que é um modelo de superfície livre que resolve as equações primitivas de Navier Stokes através do método de diferenças finitas, usando as médias de Reynolds e assumindo as aproximações hidrostática e de Boussinesq (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005; HAIDVOGEL et al., 2008; SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2009).

A coordenada vertical utilizada é também uma coordenada *terrain-following*, que possui como característica principal o fato de seguir a batimetria, podendo ser arranjada verticalmente, permitindo maior resolução em regiões de interesse como a termoclina e camadas limites de fundo (SONG; HAIDVOGEL, 1994; SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005). A grade do tipo Arakawa-C alternada é utilizada também no ROMS, de forma que, variáveis como a densidade, temperatura, são avaliadas entre os pontos onde as correntes são calculadas.

As equações do ROMS são resolvidas usando dois intervalos de tempo, empregando um esquema de passo de tempo *split-explicit*, no qual, as equações integradas na vertical (modo barotrópico) são resolvidas com um passo de tempo menor que as equações 3D completas (modo baroclínico). Assim, um número finito de passos de tempo barotrópico são executados dentro de cada passo baroclínico. Estes parâmetros são definidos pelo usuário através das variáveis DT e $NDTFAST$ nas configurações do modelo, de modo que $DT = NDTFAST * DTFAST$, sendo DT o passo de tempo baroclínico, $NDTFAST$ o número de passos de tempo barotrópico dentro de cada passo de tempo baroclínico e $DTFAST$ o passo de tempo barotrópico. O intervalo de tempo utilizado no presente trabalho para o modo baroclínico e o número de passos barotrópicos podem ser encontrados na Seção 3.2.

Como mencionado na Seção 3.1, no ROMS foi adaptado o algoritmo COARE ba-

seado na parametrização Bulk (FAIRALL et al., 1996; FAIRALL et al., 2003) para a resolução da camada limite de interação oceano-atmosfera. O algoritmo é empregado no cálculo das tensões superficiais e fluxos de calor líquidos na superfície. Esta camada limite é utilizada para o acoplamento *one-way* ou *two-way* com modelos atmosféricos, como o utilizado no sistema de modelagem COAWST.

Na geração da grade, condições iniciais e de contornos utilizadas no modelo ROMS é empregado o pacote de ferramentas ROMSTOOL. Este pacote corresponde a um conjunto de rotinas desenvolvidas na linguagem de programação MATLAB, no qual foram adicionadas as variáveis de gelo marinho necessárias para inicializar o modelo de gelo acoplado ao modelo ROMS. As saídas oceânicas também foram visualizadas utilizando a linguagem de programação Python.

3.1.4 Modelo de gelo marinho

O modelo de gelo marinho acoplado ao modelo oceânico ROMS é o proposto por Budgell (2005). Segundo Budgell (2005), Hedstrom (2018) e Sutil e Pezzi (2020) o modelo de gelo marinho é fortemente acoplado, possuindo os mesmos passos de tempo e a mesma grade (Arakawa-C) do modelo oceânico e compartilhando a mesma estrutura de codificação paralela para uso com MPI ou OpenMPI, o que permite a modelagem dinâmica e termodinâmica onde houver predomínio de gelo marinho.

Uma descrição detalhada da formulação utilizada para a resolução da dinâmica e termodinâmica no modelo de gelo marinho pode ser encontrada em Hedstrom (2018). Budgell (2005) e Hedstrom (2018) detalham como a dinâmica do gelo é baseada em uma reologia elástica-viscosa-plástica (EVP) (HUNKE; DUKOWICZ, 1997; HUNKE, 2001). Enquanto, a termodinâmica é baseada no cálculo de quanto gelo cresce e derrete em cada superfície, fundo e lados dos blocos de gelo, bem como, na formação de gelo frazil (MELLOR; KANTHA, 1989). Dessa forma, na resolução da equação de condução de calor é utilizada uma camada de neve, uma de gelo e uma subcamada molecular que separa o fundo da cobertura de gelo do resto do oceano, sendo a termodinâmica do gelo representada pelas temperaturas na superfície da neve, superfície do gelo, interior e superfície inferior (MELLOR; KANTHA, 1989; BUDGELL, 2005; HEDSTROM, 2018).

Como foi comentado na Seção 3.1, o modelo oceânico calcula as tensões superficiais a partir dos dados oferecidos pelo modelo atmosférico. Porém, com a ativação do modelo de gelo marinho, a concentração do gelo também é utilizada no cálculo das referidas tensões em superfície (HEDSTROM, 2018).

Sendo o modelo de gelo marinho um componente acoplado ao modelo oceânico ROMS, as condições iniciais e de contorno para o modelo de gelo marinho são geradas conjuntamente com as do modelo oceânico, conforme descrito no item 3.1.3.

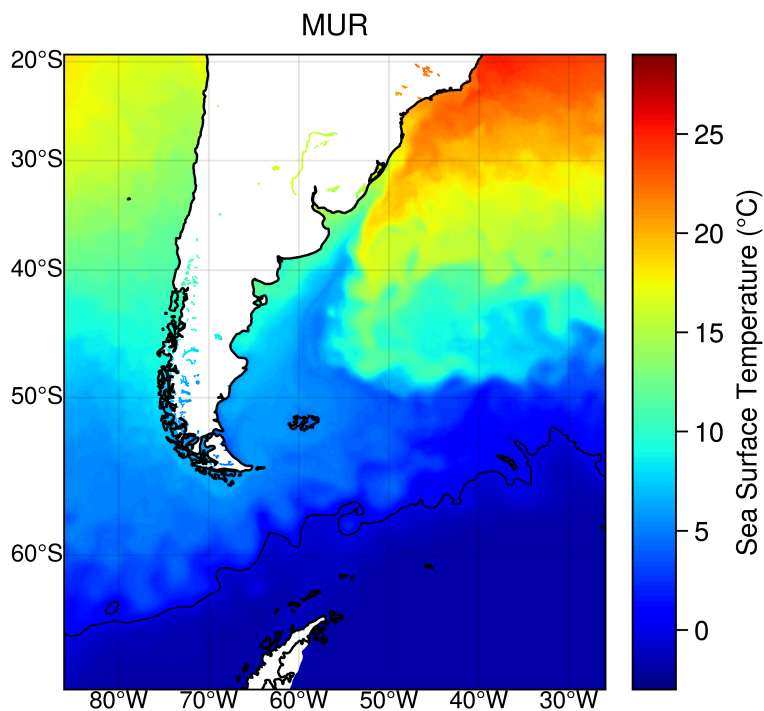
3.2 Descrição dos experimentos numéricos

Na Figura 3.4 é mostrado o domínio utilizado nos experimentos numéricos, o qual se estende entre as latitudes de 19°S e 66°S e as longitudes de 85°O e 27°O. Na geração das condições iniciais e de contorno atmosféricas são utilizados dados da reanálise ERA5 (HERSBACH et al., 2020). ERA5 é a reanálise global de quinta geração do *European Centre for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF) que substitui a reanálise ERA-Interim, sendo uma combinação de modelo e dados de observação onde a assimilação dos dados observados acontece a cada 12 horas. Os dados do ERA5 são disponibilizados numa grade regular de latitude e longitude com resolução de 1/4°. Neste trabalho são utilizadas variáveis a cada 3h dos níveis de pressão (i.e., altura geopotencial, umidade relativa, umidade específica, temperatura, componentes u e v do vento) e níveis únicos (i.e., temperatura a 2m, TSM, componentes u e v do vento a 10m, temperatura do ponto de orvalho a 2m, máscara terra-oceano, pressão ao nível médio do mar, cobertura de gelo marinho, temperatura da superfície, pressão na superfície, espessura da neve, temperatura e volume de água para 4 níveis do solo). Os dados de níveis de pressão possuem cobertura vertical entre os níveis de 1000 hPa e 1 hPa, distribuídos em 37 níveis de pressão.

Na geração das condições iniciais e de contorno oceânicas são utilizados dados da reanálise GLORYS12V1 (LELLOUCHE et al., 2021). Estes dados apresentam uma resolução espacial de 1/12° e resolução temporal diária, sendo fornecidos em uma grade com projeção regular de longitude e latitude pelo Copernicus Marine Service (CMEMS). Os dados possuem 50 níveis verticais que variam de 0 a aproximadamente 5500 metros de profundidade. GLORYS12V1 também possui assimilação de variáveis observadas, sendo o modelo utilizado o *Nucleus for European Modelling of the Ocean* (NEMO 3.1), forçado com dados horários atmosféricos do ERA5.

A resolução horizontal das grades, tanto do modelo atmosférico WRF como do modelo oceânico ROMS, é de 12km. No modelo atmosférico WRF são definidos 45 níveis na vertical e um passo de integração de 20s. Na Tabela 3.1 são mostradas as parametrizações físicas utilizadas no modelo atmosférico WRF para a resolução dos processos de escala de sub-grade. Este conjunto de parametrizações foi utilizado por Pezzi et al. (2023).

Figura 3.4 - Domínio utilizado nos experimentos numéricos. Em cores o campo médio da TSM (°C) para o mês de setembro de 2019. Dados do MUR descritos na Seção 3.4.



Fonte: Produção do autor.

Tabela 3.1 - Parametrizações físicas utilizadas no modelo atmosférico WRF.

Microfísica	Ferrier scheme (FERRIER et al., 2002)
Cúmulos	New Tiedtke scheme (ZHANG et al., 2011)
Camada Limite Planetária	YSU scheme (HONG, 2010)
Radiação de Onda Longa	GFDL scheme (FELS; SCHWARZKOPF, 1981)
Radiação de Onda Curta	GFDL scheme (FELS; SCHWARZKOPF, 1981)
Camada Limite Superficial	MM5 scheme (GRELL et al., 1994)
Interação Superfície-Atmosfera	Noah Land Surface Model (CHEN; DUDHIA, 2001)

No modelo oceânico ROMS são utilizados 30 níveis na vertical, com um passo de tempo para o modo baroclínico de 90s e 40 passos de tempo barotrópico dentro de cada passo de tempo baroclínico. As principais parametrizações físicas utilizadas no modelo ROMS são mostradas na Tabela 3.2. Essas parametrizações foram utilizadas em estudos anteriores na região do OAS (PEZZI et al., 2022; PEZZI et al., 2023). A troca das variáveis entre os modelos WRF e ROMS acontece dentro da simulação a cada 900s. O tempo de saída das simulações foi definido para fornecer as variáveis a cada 3h.

Tabela 3.2 - Principais parametrizações físicas utilizadas no modelo oceânico ROMS.

Momentum	Horizontal harmonic viscosity (WAJSOWICZ, 1993)
Equações dos Traçadores	3rd-order upstream horizontal advection (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005)
Algoritmo de Gradiente de Pressão	Splines density Jacobian (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2003)
Mistura Horizontal de Momentum	Constant sigma surfaces (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2003)
Mistura Horizontal dos Traçadores	Constant z (geopotential) surfaces (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2003)
Mistura Vertical de Momentum e Traçadores	Generic Length-Scale (WARNER et al., 2005)

Os experimentos numéricos foram realizados para um mês de máxima e mínima extensão do gelo marinho para que não fosse mascarado o efeito da mesoescala oceânica através de vários anos. O período de simulação dos experimentos numéricos foi de 31 dias para o período de máxima extensão de gelo marinho, começando em 31 de agosto de 2019 e até 01 de outubro de 2019, na análise das variáveis utilizadas foi considerado o mês de setembro de 2019. Para o período de mínima extensão do gelo marinho, a simulação teve uma duração de 30 dias, começando em 31 de janeiro de 2020 e concluindo em 01 de março de 2020, neste caso, na análise das variáveis utilizadas foi considerado o mês de fevereiro de 2020.

3.3 Descrição do filtro LOESS e do acoplamento vento-corrente

A fim de estudar a influência da mesoescala oceânica na atmosfera, o filtro *Locally Weighted Smoothing* (LOESS, Cleveland e Devlin (1988), Schlabach et al. (2001), O'Neill et al. (2010)) foi usado no acoplador (MCT) do sistema de modelagem CO-AWST para filtrar a alta frequência da TSM, associada à mesoescala oceânica, a

cada passo de acoplamento em que o modelo oceânico ROMS fornece a TSM para o modelo atmosférico WRF. Dessa forma, dois tipos de experimentos foram realizados, experimentos CTRL, onde a mesoescala oceânica se encontra atuando, e experimentos LOESS, onde uma TSM suavizada é fornecida para o modelo atmosférico WRF. A diferença entre estes experimentos permite obter campos de anomalias de variáveis atmosféricas moduladas pela mesoescala oceânica. Este filtro tem sido utilizado em trabalhos anteriores para o estudo de processos de interação oceano-atmosfera (O'NEILL et al., 2010; PUTRASAHAN et al., 2013a; PUTRASAHAN et al., 2013b; PERLIN et al., 2014; SEO et al., 2016; CUI et al., 2020).

O filtro LOESS utilizado é um filtro espacial horizontal de duas dimensões (latitude e longitude), que utiliza uma função de ponderação tri-cúbica ($w(x) = (1 - |x|^3)^3$, $|x| < 1$, sendo x a distância entre os pontos do subconjunto e o ponto desejado), que dá maior peso aos pontos mais próximos e menor peso aos pontos mais afastados do ponto desejado. O máximo das magnitudes das anomalias filtradas depende do parâmetro de suavização associado à metade da janela nas direções x e y , que será referido neste documento como *half-span*. Cinco testes de sensibilidade, para o período de maior extensão de gelo marinho (setembro de 2019), foram realizados a fim de definir o *half-span* mais apropriado para representar a mesoescala oceânica presente na região de estudo. As anomalias da TSM dos testes de sensibilidade foram representadas em distribuições de probabilidade média para o mês de setembro, que auxiliaram na escolha do melhor *half-span* (CUI et al., 2020), ver Seção 4.2.

Outros dois experimentos foram realizados a fim de investigar a influência que o acoplamento vento-corrente, no cálculo da tensão de cisalhamento do vento (τ) no modelo ROMS, pode ter na atividade de mesoescala oceânica na região. A inclusão das correntes no cálculo de τ foi realizada na parametrização Bulk que resolve a camada limite de interação oceano-atmosfera no ROMS (FAIRALL et al., 1996; FAIRALL et al., 2003). Estes experimentos (WS) são relacionados com os mesmos experimentos CTRL, utilizados para estudar a influência das anomalias da TSM através do filtro LOESS. Dessa forma, o cálculo de τ nos experimentos CTRL é realizado através da fórmula: $\tau = \rho_a C_d U_a |U_a|$. Enquanto nos experimentos WS as correntes são consideradas neste cálculo: $\tau = \rho_a C_d (U_a - U_o) |U_a - U_o|$. Sendo τ a tensão de cisalhamento do vento, ρ_a densidade do ar, C_d coeficiente de arrasto, U_a vento a 10m e U_o correntes superficiais.

A Tabela 3.3 mostra um resumo dos seis experimentos numéricos realizados a fim de analisar a influência da mesoescala oceânica e do acoplamento vento-corrente, para

os períodos de máxima (SIMAX) e mínima (SIMIN) extensão do gelo marinho.

Tabela 3.3 - Experimentos numéricos.

Experimento	Início-Fim da simulação	Filtro LOESS	Acop. Vento-Corrente
CTRLSIMAX	31/08/2019 - 01/10/2019	Não	Não
LOESSIMAX	31/08/2019 - 01/10/2019	Sim	Não
WSSIMAX	31/08/2019 - 01/10/2019	Não	Sim
CTRLSIMIN	31/01/2020 - 01/03/2020	Não	Não
LOESSIMIN	31/01/2020 - 01/03/2020	Sim	Não
WSSIMIN	31/01/2020 - 01/03/2020	Não	Sim

3.4 Dados auxiliares utilizados na verificação do desempenho do modelo COAWST

Dados de TSM e concentração de gelo marinho fornecidos pelo *Jet Propulsion Laboratory* (<http://podaac.jpl.nasa.gov>) foram utilizados para verificar estas variáveis simuladas nos experimentos CTRL. Os dados de TSM pertencem à versão 4.1 do produto *Multiscale Ultrahigh Resolution L4* (MUR), os quais têm resolução espacial de 0.01° e resolução temporal diária. Estes dados são principalmente derivados de sensores de satélites e observações *in situ*. O viés entre a TSM média simulada e a proveniente do MUR é calculado para os meses de setembro de 2019 e fevereiro de 2020. Neste cálculo foi realizada primeiramente uma interpolação horizontal dos dados do ROMS para a grade dos dados do MUR. Os dados de concentração de gelo marinho são provenientes do *EUMETSAT Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility (OSI SAF) High Latitude Processing Center*. As médias mensais da concentração do gelo marinho simulada e a proveniente do EUMESAT são comparadas para os períodos de estudo. Os resultados são mostrados na Seção 4.1.2.

Na análise da precipitação simulada pelo modelo foram utilizados dados da reanálise ERA5, também usada na geração das condições iniciais e contorno atmosféricas (Seção 3.2), e dados do *Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP)*. A resolução espacial da precipitação do GSMaP é de 0.1° , sendo utilizados no presente trabalho dados com resolução temporal diária. Devido à cobertura espacial observada na precipitação do GSMaP, durante os períodos de estudo, um domínio menor ao da grade do modelo foi utilizado na comparação da média mensal da precipitação total acumulada (19°S - 55.5°S e 85°O - 27°O). Os dados do GSMaP foram utilizados num estudo recente onde é mostrado que a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), durante o verão 20021/2022, teve uma contribuição relevante (mais de

90%) na precipitação, em regiões do sudeste do Brasil e sudoeste do oceano Atlântico (PEZZI et al., 2023).

3.5 Análise dos processos de interação oceano-atmosfera

Na análise da influência da mesoescala oceânica nas variáveis atmosféricas, serão definidas como anomalias a diferença entre as respectivas variáveis dos experimentos CTRL (onde a mesoescala oceânica encontra-se atuando) e dos experimentos LOESS (onde a alta frequência da TSM, associada com a mesoescala oceânica, foi retirada). As variáveis atmosféricas de superfície analisadas são temperatura do ar a 2m (T_{air}), pressão ao nível médio do mar (PNMM), vento a 10m e balanço de energia líquida na superfície (Q_{net}). O Q_{net} é calculado como a soma do balanço de radiação de onda curta (R_s), balanço de radiação de onda longa (R_l), fluxo de calor sensível (H_s) e fluxo de calor latente (H_l), seguindo a fórmula $Q_{net} = R_s + R_l + H_s + H_l$ (SANTINI et al., 2020).

Perfis meridionais atmosféricos foram gerados a fim de investigar a influência da mesoescala oceânica não só em variáveis atmosféricas de superfície como também na modulação da estrutura vertical da atmosfera. Os perfis foram elaborados entre as latitudes 34°S e 60°S e em 52°O, ao longo das anomalias de TSM observadas na CBM e na frente polar. As variáveis analisadas nos perfis verticais foram temperatura potencial equivalente (θ_e), altura da CLAM, vento meridional e componente vertical do vento. A θ_e é indicativa também da umidade presente na atmosfera. A correlação entre as anomalias médias da altura da CLAM e as anomalias médias da TSM, para os períodos de estudo, foi também calculada ao longo das latitudes do perfil meridional.

A influência da mesoescala oceânica na precipitação é analisada através das anomalias da precipitação total acumulada, nos períodos de estudo, e o desvio padrão das anomalias da precipitação diária. A análise é realizada para a região do OAS, onde maiores são as anomalias de TSM, e para a região sudeste da América do Sul (sul do Brasil e Uruguai). Para estas regiões é calculada a percentagem de contribuição da mesoescala oceânica na média da precipitação diária e na precipitação acumulada nos respectivos meses analisados.

Na análise do acoplamento vento-corrente, a influência deste acoplamento no campo de tensão de cisalhamento do vento é mostrado através da correlação, ao longo dos meses de estudo, entre as anomalias da vorticidade da tensão do vento e a vorticidade das correntes. Enquanto a modulação deste acoplamento na atividade de mesoescala

oceânica é verificada através da correlação entre a vorticidade da tensão do vento e a vorticidade das correntes nos experimentos acoplados (WS) e as anomalias de ECT entre os experimentos CTRL e WS.

4 INFLUÊNCIA DA MESOESCALA OCEÂNICA NOS PROCESSOS DE INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA E SUA RELAÇÃO COM A EXTENSÃO MÁXIMA E MÍNIMA DO GELO MARINHO AO REDOR DA PENÍNSULA ANTÁRTICA

Neste capítulo é apresentada, primeiramente, uma avaliação de campos simulados pelo modelo acoplado COAWST, seguido dos testes de sensibilidade realizados para a definição do tamanho da janela do filtro LOESS. A influência da mesoescala oceânica nos campos atmosféricos de superfície e a sua modulação na estrutura vertical da atmosfera é apresentada a seguir. Concluindo com a análise da influência da mesoescala oceânica na precipitação e do acoplamento vento-corrente na atividade de mesoescala oceânica.

4.1 Verificação do desempenho dos modelos

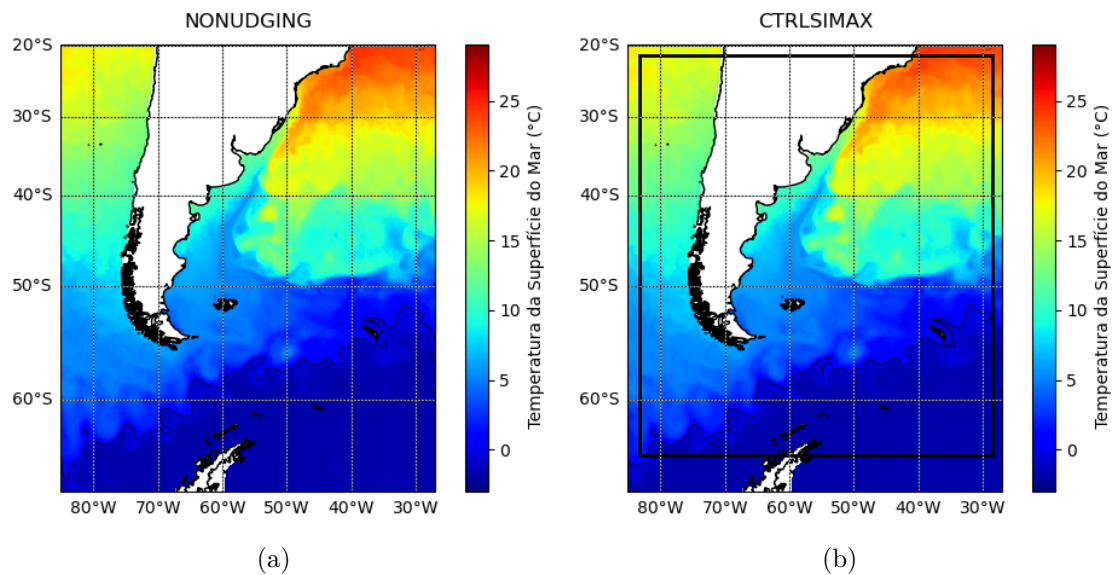
4.1.1 Camada *nudging* de contorno

Nos primeiros experimentos numéricos foram observados vieses nas variáveis oceânicas, no contorno oeste do domínio, associados com a entrada da CCA que induzia o transporte de águas mais quentes para altas latitudes ocasionando o derretimento do gelo marinho (Figura 4.1 (a)). Com o objetivo de diminuir esse viés foi definida uma área próxima aos contornos, onde coeficientes de *nudging* ($1/\psi$) foram calculados, seguindo Hedstrom (2018). A área para os contornos oeste, norte e leste foi determinada para 15 pontos de grade a partir do ponto do contorno (que representam $\approx 1.6^\circ$), enquanto para o contorno sul foi de 50 pontos de grade ($\approx 5.4^\circ$, Figura 4.1 (b)). No contorno sul foi definida uma área maior a fim de diminuir o viés observado no sudoeste do domínio e porque nesta região foi verificada a presença de gelo marinho, sendo que o principal objetivo deste trabalho é estudar a influência da mesoescala oceânica formada principalmente nas frentes oceânicas observadas em latitudes acima das compreendidas pela área de *nudging* sul. Os coeficientes de *nudging* calculados variaram de uma escala de tempo de 5 dias nos pontos dos contornos, diminuindo linearmente para 0 dias (ou seja, sem *nudging*) na borda interior da área de *nudging*.

Na área de *nudging*, as resoluções das equações do modelo são aproximadas a dados externos através da inclusão do termo de *nudging*: $-\frac{1}{\psi}(\phi - \phi^{ext})$ no lado direito das equações prognósticas do modelo (MARCHESIELLO et al., 2001; ODDO; PINARDI, 2008). Neste termo, ψ é a escala de tempo para o coeficiente de *nudging*

e ϕ^{ext} é o dado externo. Dados de temperatura potencial, salinidade e das componentes u e v das correntes provenientes da reanálise GLORYS12V1 foram utilizadas como dados climáticos. Todos os experimentos numéricos utilizados nas análises das seguintes seções consideram esta área de *nudging* na resolução das equações do modelo ROMS.

Figura 4.1 - (a) Campo médio da TSM para o mês de setembro de 2019 para o experimento sem *nudging*, (b) campo médio da TSM para o mês de setembro de 2019 para o experimento com *nudging*. A linha preta em (a) e (b) representa a isoterma de 0°C. Em (b) as linhas pretas grossas determinam a área de *nudging*, desde o ponto do contorno até a linha.



Fonte: Produção do autor.

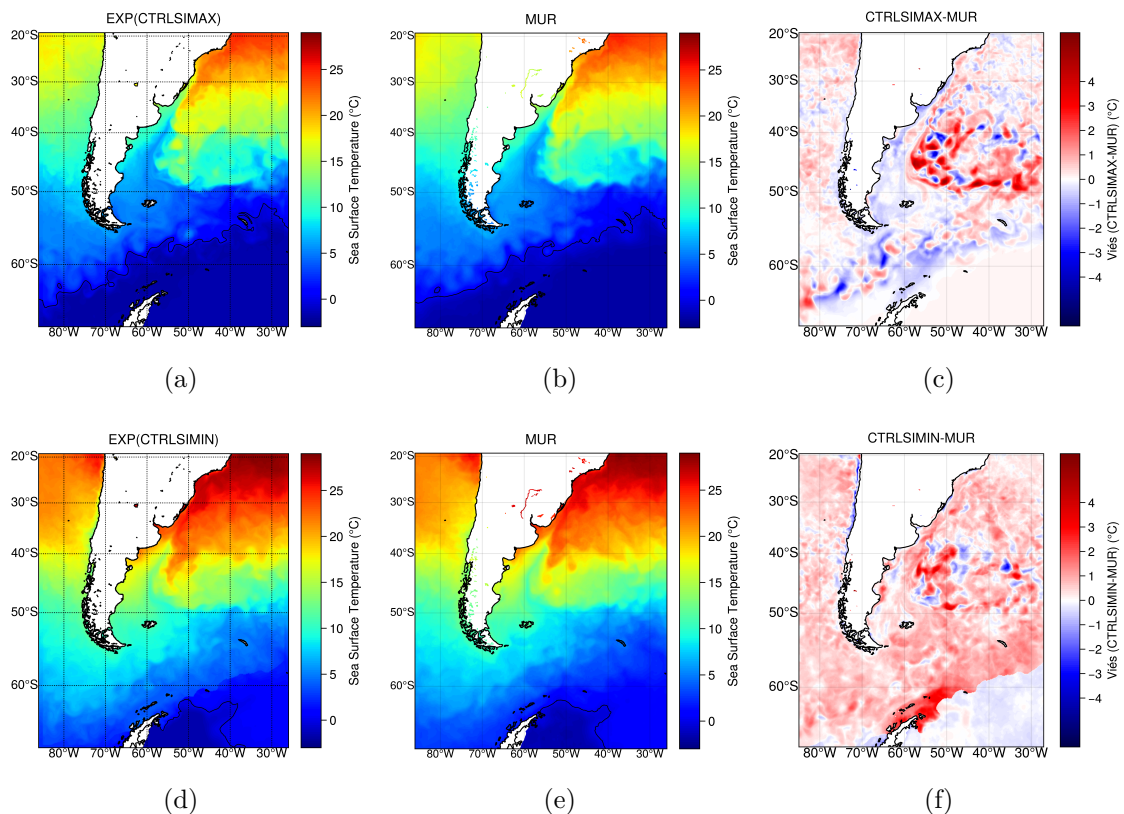
4.1.2 Avaliação da TSM, concentração de gelo marinho e precipitação simulados

A comparação entre os campos médios da TSM simulados nos experimentos CTRL e os obtidos a partir dos dados do MUR, para os meses de setembro de 2019 e fevereiro de 2020, é mostrada nas Figuras 4.2 (a), 4.2 (b), 4.2 (d) e 4.2 (e), respectivamente. Na comparação dos campos pode ser observado que o modelo representa corretamente as principais feições oceânicas observadas nos dados do MUR, para ambos os períodos.

Os maiores vieses no mês de setembro são verificados nas regiões de maiores gradientes de TSM (Figura 4.2 (c)), principalmente na região do OAS que é caracterizada por uma grande variabilidade e pela presença de mesoescala oceânica, sendo difícil e

complexa a representação da dinâmica desta região. No mês de fevereiro é observada a predominância de vieses positivos (Figura 4.2 (f)), destacando-se também a região do OAS e a área entorno à península Antártica. A presença de águas mais quentes próximas ao mar de Weddell pode ser verificada quando comparadas as isotermas de 0°C representadas nas Figuras 4.2 (d) e 4.2 (e). No entanto, fora destas regiões com maior variabilidade, pode-se observar que os vieses calculados não são muito relevantes e permitem cumprir os objetivos do trabalho. Assim, pode-se concluir que o modelo representou de forma adequada o campo de TSM.

Figura 4.2 - (a) Campo médio da TSM (°C) do experimento CTRLSIMAX, (b) campo médio da TSM (°C) dos dados do MUR, (c) viés entre os campos de TSM do experimento CTRLSIMAX e os dados do MUR (°C), para o mês de setembro de 2019. (d) Campo médio da TSM (°C) do experimento CTRLSIMIN, (e) campo médio da TSM (°C) dos dados do MUR, (f) viés entre os campos de TSM do experimento CTRLSIMIN e os dados do MUR (°C), para o mês de fevereiro de 2020. A linha preta em (a), (b), (d) e (e) representa a isoterma de 0°C.

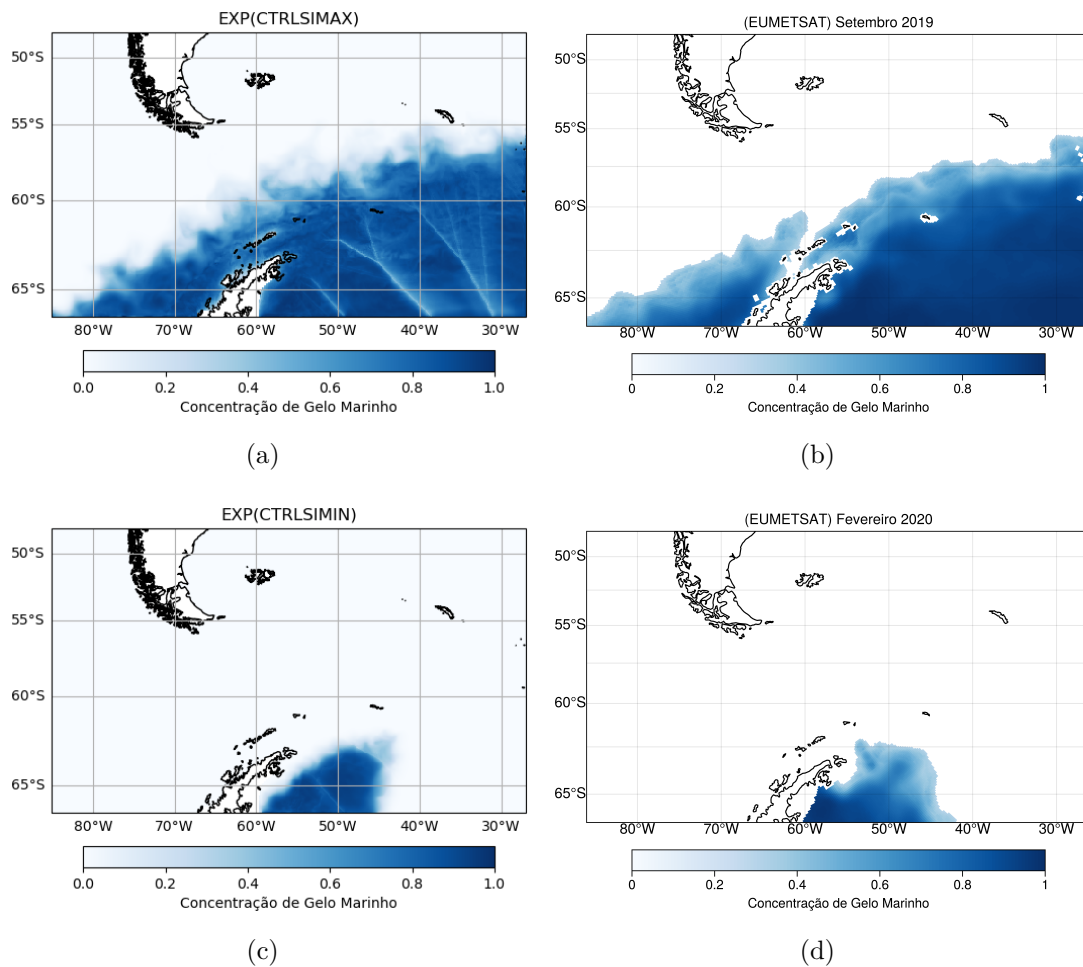


Fonte: Produção do autor.

A comparação do campo médio da concentração de gelo marinho é mostrada na Fi-

gura 4.3. Em geral, o modelo representa de forma adequada as regiões com presença de gelo marinho, mostrando também satisfatoriamente a variabilidade de maior extensão do gelo para o mês de setembro e menor para o mês de fevereiro. Para o mês de maior extensão do gelo marinho (Figuras 4.3 (a) e 4.3 (b)), principalmente entre as longitudes de 80°O e 30°O, o modelo mostra uma maior extensão do gelo marinho comparada com os dados do EUMESAT. Isto se encontra relacionado também com os vieses negativos da TSM observados na zona marginal do gelo marinho para este mês de setembro (Figura 4.2 (c)). Para o mês de fevereiro, uma menor extensão de gelo marinho é representada pelo modelo na mesma região do entorno da península Antártica onde valores positivos dos vieses da TSM são verificados (4.2 (f)).

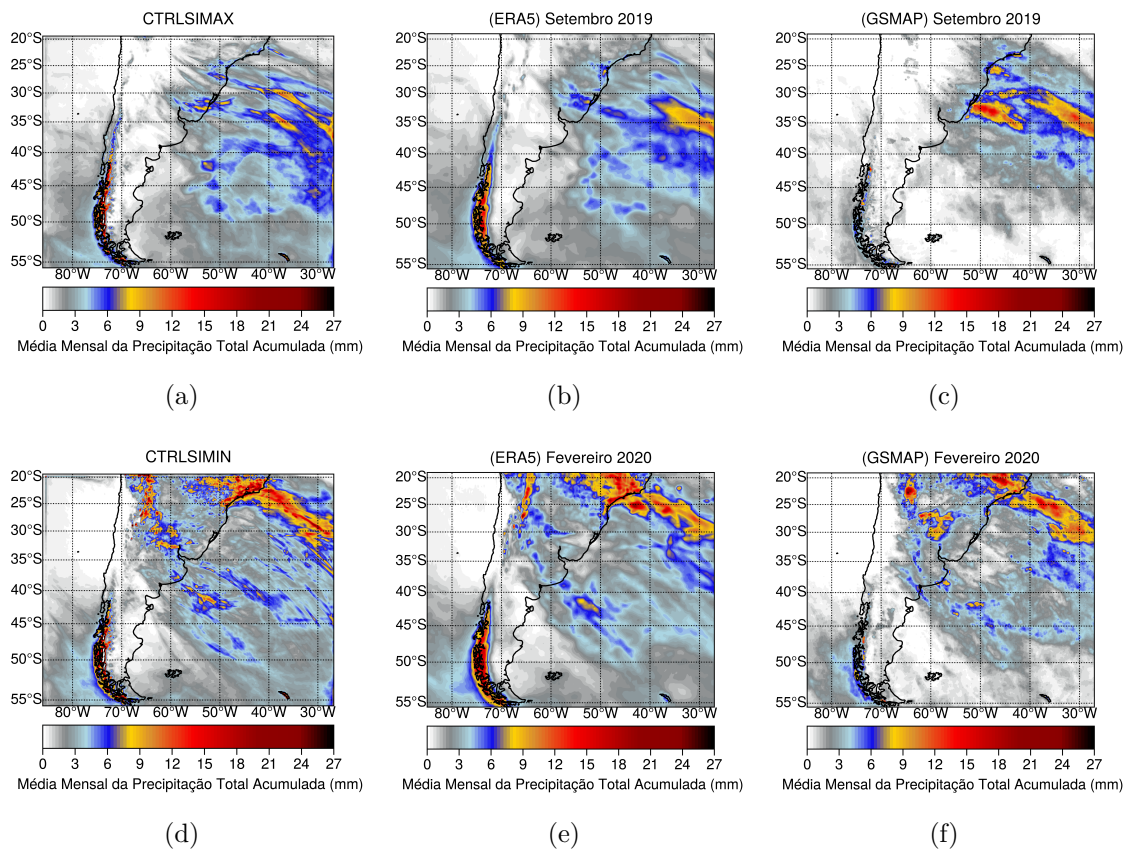
Figura 4.3 - Campo médio da concentração de gelo marinho, (a) do experimento CTRLSIMAX e (b) dos dados do EUMESAT, para mês de setembro de 2019, (c) do experimento CTRLSIMIN e (d) dos dados do EUMESAT, para o mês de fevereiro de 2020.



Fonte: Produção do autor.

As médias mensais da precipitação total acumulada no mês de setembro para os dados do modelo, do ERA5 e do GSMAP são mostradas no painel superior da Figura 4.4, enquanto no painel inferior são apresentados os respectivos campos para o mês de fevereiro. Nos dados simulados para ambos os experimentos observa-se que as regiões com maiores precipitações coincidem com as áreas onde os máximos de precipitação estimados nos dados do GSMAP e representados nos dados do ERA5 são verificados. No experimento CTRLSIMAX também destacam-se, no OAS entre as latitudes de 37°S e 50°S, regiões com precipitação de aproximadamente 6 mm que parecem responder à mesoescala oceânica presente na região (Figura 4.4 (a)). Esta precipitação não aparece tão claramente estimada nos dados do GSMAP porém é observada nos dados da reanálise ERA5 (Figuras 4.4 (b) e 4.4 (c)).

Figura 4.4 - Média mensal da precipitação total acumulada (mm) em setembro de 2019, (a) do experimento CTRLSIMAX, (b) dos dados do ERA5 e (c) dos dados do GSMAP. Média mensal da precipitação total acumulada (mm) em fevereiro de 2020, (d) do experimento CTRLSIMIN, (e) dos dados do ERA5 e (f) dos dados do GSMAP.



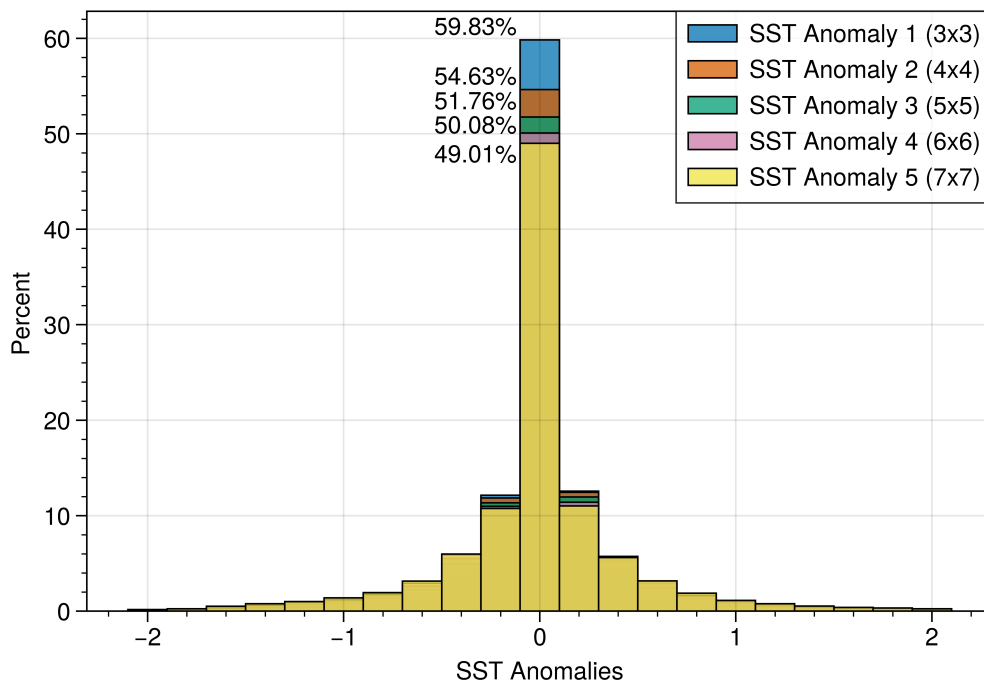
Fonte: Produção do autor.

Através dos campos avaliados verificou-se que as simulações realizadas representam de forma satisfatória as principais características oceânicas e atmosféricas durante os períodos de estudo. As simulações utilizadas nesta seção são os dados CTRL dos resultados apresentados nas Seções 4.3, 4.4, 4.5 e 4.6.

4.2 Definição do filtro LOESS

Nesta seção são mostrados os resultados dos testes de sensibilidade realizados para a definição do parâmetro de suavização *half-span*, usado no filtro LOESS (ver definição do filtro LOESS na Seção 3.3). A Figura 4.5 mostra as distribuições de probabilidade das anomalias médias da TSM para os cinco testes de sensibilidade, nos quais foram utilizados *half-span* de $3^\circ \times 3^\circ$, $4^\circ \times 4^\circ$, $5^\circ \times 5^\circ$, $6^\circ \times 6^\circ$ e $7^\circ \times 7^\circ$ de latitude/longitude, respectivamente. Na Figura 4.5 pode ser observado como os máximos das anomalias médias da TSM aumentam conforme o *half-span* dos testes de sensibilidade é aumentado. Porém, pouca mudança é observada nas distribuições de probabilidade para os experimentos 4 e 5 com $6^\circ \times 6^\circ$ e $7^\circ \times 7^\circ$ de *half-span*, respectivamente. Com isso, foi definido um *half-span* de $6^\circ \times 6^\circ$ para os experimentos LOESS utilizados nas análises a seguir.

Figura 4.5 - Distribuições de probabilidade das anomalias médias da TSM em função dos *half-span* utilizados nos testes de sensibilidade.



Fonte: Produção do autor.

4.3 Influência da mesoescala oceânica na baixa atmosfera

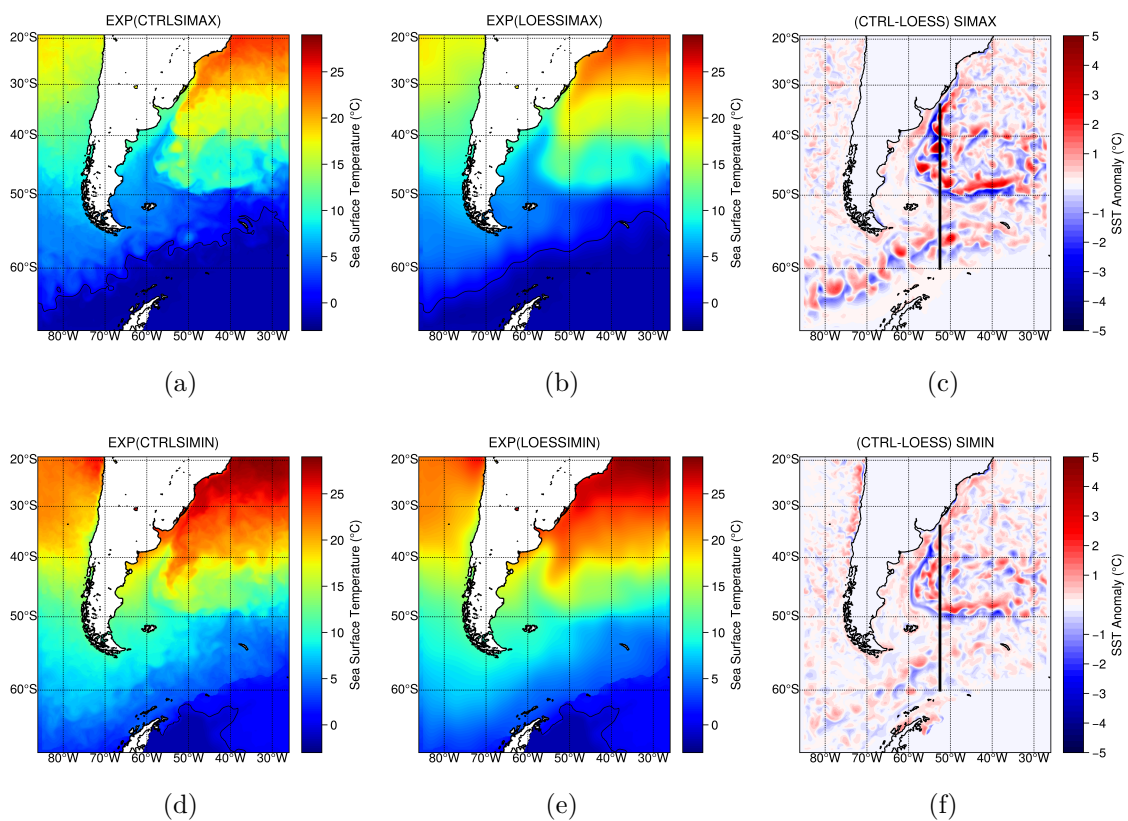
Nesta seção é analisada a resposta de variáveis atmosféricas de superfície à mesoescala oceânica. Os campos analisados para descrever esta modulação são temperatura do ar a 2m (Tair), pressão ao nível médio do mar (PNMM), vento a 10m e balanço de energia líquida na superfície. Uma quantificação das anomalias destas variáveis atmosféricas induzidas pelas anomalias da TSM é realizada, ressaltando-se as diferenças encontradas entre os meses de maior e menor extensão do gelo marinho. A influência da mesoescala oceânica nos níveis mais baixos da atmosfera têm sido estudada na literatura devido à modulação que esta exerce sobre a atmosfera sobrejacente (e.g. O'Neill et al. (2010), Frenger et al. (2013), Leyba et al. (2017), Sugimoto et al. (2017)). Nestes estudos de interação oceano-atmosfera têm sido observado como geralmente anomalias positivas (negativas) de TSM geram anomalias positivas (negativas) da temperatura do ar, do vento próximo à superfície e dos fluxos de calor sensível e calor latente. Enquanto que uma resposta oposta é esperada para o campo da PNMM, onde anomalias negativas (positivas) tem sido relacionadas a anomalias positivas (negativas) da TSM.

O campo médio da TSM para o mês de setembro de 2019, correspondente com o experimento CTRLSIMAX, onde é considerada a mesoescala oceânica presente na região, é mostrado na Figura 4.6 (a). Na Figura 4.6 (b) é mostrado o mesmo campo para o experimento LOESSIMAX, onde a mesoescala oceânica foi filtrada do campo de TSM fornecido pelo modelo oceânico ROMS para o modelo atmosférico WRF. Na Figura 4.6 (c) é mostrado o campo de anomalia média da TSM para o mês de setembro obtido a partir da diferença entre os campos de TSM dos experimentos CTRLSIMAX e LOESSIMAX a cada passo de tempo de saída do modelo. As maiores anomalias médias para o campo de TSM são observadas na região da CBM, assim como ao longo da frente subantártica no OAS (Figura 4.6 (c), para referência das localizações das frentes oceânicas, subtropical, subantártica e polar, na região de estudo, ver Figura A.1 nos anexos). Nestas regiões, as anomalias médias de TSM apresentam uma orientação meridional e zonal respectivamente, que acompanham a circulação das correntes oceânicas presentes na região (STRUB et al., 2015) e coincidem com as regiões de maior energia cinética turbulenta (SARACENO; PROVOST, 2012). As maiores anomalias médias positivas e negativas de TSM encontradas na região foram de 4.23°C e -3.71°C, respectivamente. Valores relevantes de anomalias médias da TSM ($\approx \pm 2^\circ\text{C}$) são observados também nas regiões das frentes subtropical, no OAS, e polar, ao longo da CCA.

Na Figura 4.6 (d) é apresentada a TSM média para o mês de fevereiro de 2020. Neste campo observam-se maiores valores da TSM no norte da região de estudo, assim como um domínio da CB mais ao sul quando comparado com o mês de setembro (Figura 4.6 (a)). As características observadas no campo de TSM para o mês de fevereiro representam condições típicas da estação de verão, onde águas mais quentes são transportadas mais ao sul pela CB e um mínimo da extensão do gelo marinho é observado (Figuras 4.6 (d) e 4.3 (c)). De forma geral, a distribuição das anomalias médias da TSM para o mês de fevereiro apresenta pouca variação na região do OAS, os maiores valores continuam sendo observados na região da CBM e ao longo da frente subantártica (Figura 4.6 (f)). No entanto, uma diminuição na magnitude destas anomalias médias é observada, principalmente para as anomalias positivas de TSM (Figura 4.6 (f)). As maiores anomalias médias de TSM encontrados para este mês foram de 2.18°C e -3.06°C . Ao longo da CCA, e em geral em latitudes maiores que 50°S , observa-se uma grande atividade de mesoescala na forma de vórtices e meandros de menor escala espacial, comparados com os observados no mês de setembro (Figuras 4.6 (a), 4.6 (d), 4.6 (c) e 4.6 (f)). No entanto, uma diminuição da magnitude das anomalias médias de TSM é também verificada (Figuras 4.6 (c) e 4.6 (f)). A diminuição das magnitudes das anomalias de TSM na região da CCA pode estar relacionada à diminuição do gradiente meridional de TSM observado ao longo da frente polar durante o verão (DONG et al., 2006).

A influência da mesoescala oceânica foi identificada no campo de temperatura do ar a 2m (Tair) como pode ser observado nas Figuras 4.7 (a) e 4.7 (e). Na Figura 4.7 (a) observam-se as maiores anomalias médias obtidas para o campo de Tair, para o mês de setembro, na região do OAS e ao longo da CCA onde as maiores anomalias médias de TSM foram observadas (Figura 4.6 (c)). Valores de anomalias médias positivas de até 1.09°C e anomalias médias negativas de até -1.92°C foram verificadas no campo de Tair, indicando a influência da mesoescala oceânica sobre a atmosfera subjacente. No mês de fevereiro também foi observada uma relação entre os campos de anomalias médias da Tair e da TSM (Figuras 4.7 (e) e 4.6 (f)). Uma diminuição das magnitudes das anomalias médias de Tair foi verificada para este mês (máximo das anomalias médias: 0.99°C e -1.52°C), o que pode ser associado à diminuição das magnitudes das anomalias médias da TSM (Figuras 4.6 (c) e 4.6 (f)).

Figura 4.6 - (a) Campo médio da TSM ($^{\circ}\text{C}$) do experimento CTRLSIMAX para o mês de setembro de 2019. (b) Campo médio da TSM ($^{\circ}\text{C}$) do experimento LOESSIMAX para o mês de setembro de 2019. (c) Anomalia média da TSM ($^{\circ}\text{C}$) para o mês de setembro, calculado como a diferença entre os campos da TSM dos experimentos CTRLSIMAX e LOESSIMAX. (d) Campo médio da TSM ($^{\circ}\text{C}$) do experimento CTRLSIMIN para o mês de fevereiro de 2020. (e) Campo médio da TSM ($^{\circ}\text{C}$) do experimento LOESSIMIN para o mês de fevereiro de 2020. (f) Anomalia média da TSM ($^{\circ}\text{C}$) para o mês de fevereiro, calculado como a diferença entre os campos da TSM dos experimentos CTRLSIMIN e LOESSIMIN.



Fonte: Produção do autor.

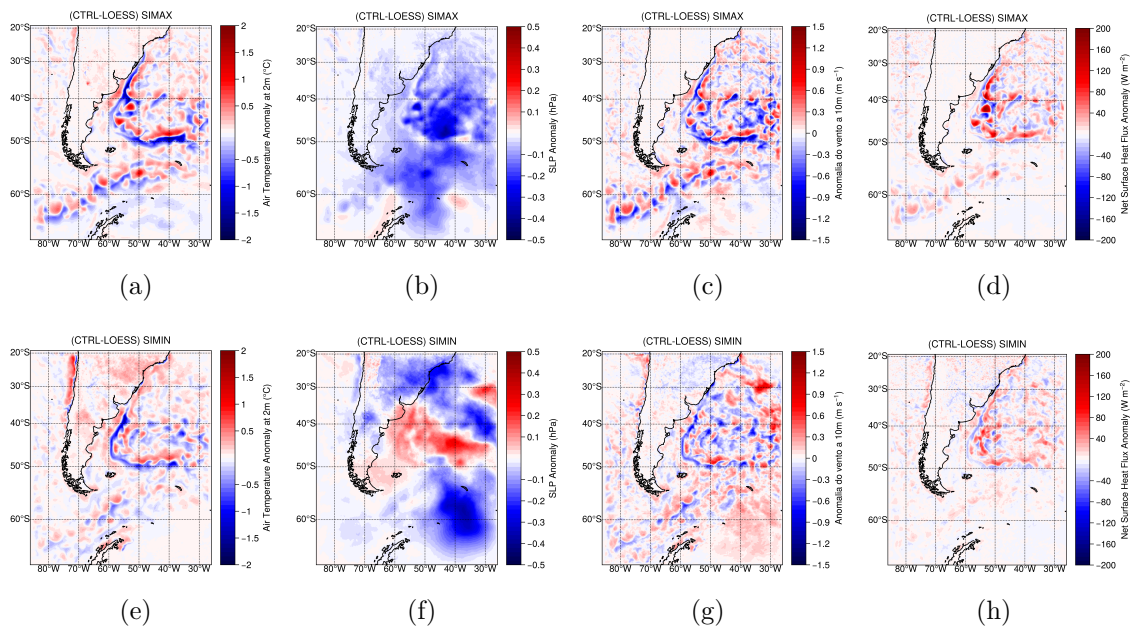
No campo de anomalias médias da PNMM para o mês de setembro (Figura 4.7 (b)) é observada uma predominância de valores negativos das anomalias, o que indica uma maior influência da mesoescala oceânica que induziu anomalias positivas da TSM. Isto também pode ser verificado nos valores máximos das anomalias médias da PNMM que foram -0.39 hPa e 0.08 hPa para as anomalias negativas e positivas, respectivamente. A predominância de anomalias negativas da PNMM para o período de máxima extensão do gelo marinho também pode ser associada à circulação da alta subtropical do Atlântico Sul (ASAS), localizada ligeiramente mais a norte no experimento CTRLSIMAX da sua posição média no experimento LOESSIMAX, o que tem como consequências a geração de anomalias negativas a sul de sua área de abrangência. Durante o período de mínima extensão de gelo marinho, fevereiro, a posição da ASAS mais a sul, combinada com a ação da mesoescala oceânica e a incidência de transientes atmosféricos na região, geraram um interessante padrão tripolo no campo de anomalias médias da PNMM no OAS (Figura 4.7 (f)). Os maiores valores das anomalias médias da PNMM para o mês de fevereiro foram -0.37 hPa e 0.28 hPa, respectivamente.

Uma relação entre as regiões com anomalias positivas (negativas) de TSM e anomalias positivas (negativas) do vento a 10m pode ser verificada nas Figuras 4.6 (c), 4.6 (f), 4.7 (c) e 4.7 (g). Esta relação indica que a velocidade do vento a 10m é aumentada (diminuída) sobre águas mais quentes (frias). As maiores anomalias da velocidade do vento a 10m para o mês de setembro são de 0.93 ms^{-1} e -1.35 ms^{-1} para as anomalias positivas e negativas, respectivamente. Enquanto para o mês de fevereiro são de 0.95 ms^{-1} e -1.21 ms^{-1} .

Os campos de anomalias médias do balanço de energia líquida na superfície (Qnet) para os meses de setembro e fevereiro são mostrados nas Figuras 4.7 (d) e 4.7 (h). A distribuição das anomalias para estes campos evidencia claramente a influência da mesoescala oceânica na atmosfera. Essa influência no Qnet ocorre principalmente através das diferenças de propriedades entre os dois meios, tais como a temperatura e a umidade, combinada com a atuação da mesoescala oceânica sobre o campo de vento, modulando diretamente os fluxos turbulentos de calor (Hl e Hs). As maiores anomalias são observadas no mês de setembro sendo mais pronunciadas na região do OAS. Neste caso, as maiores magnitudes das anomalias médias do Qnet em setembro foram 178.88 Wm^{-2} e -115.03 Wm^{-2} e 95.71 Wm^{-2} e -98.78 Wm^{-2} para o mês de fevereiro, respectivamente. Dentre as componentes do Qnet, as que mais contribuíram com as anomalias médias observadas foram as anomalias relacionadas aos fluxos turbulentos de calor. Os maiores valores das anomalias médias destes

fluxos para o mês de setembro foram 133.08 Wm^{-2} e -85.58 Wm^{-2} para o fluxo de calor latente e 68.33 Wm^{-2} e -46.48 Wm^{-2} para o fluxo de calor sensível. Já para o mês de fevereiro as maiores anomalias médias são 75.65 Wm^{-2} e -86.04 Wm^{-2} para o calor latente e 27.63 Wm^{-2} e -21.59 Wm^{-2} para o calor sensível, respectivamente.

Figura 4.7 - (a) Anomalia média da Tair ($^{\circ}\text{C}$), (b) anomalia média da PNMM (hPa), (c) anomalia média do vento a 10m (ms^{-1}) e (d) anomalia média do Qnet (Wm^{-2}), para o mês de setembro de 2019. (e) Anomalia média da Tair ($^{\circ}\text{C}$), (f) anomalia média da PNMM (hPa), (g) anomalia média do vento a 10m (Wm^{-1}) e (h) anomalia média do Qnet (Wm^{-2}), para o mês de fevereiro de 2020. Os campos de anomalias foram calculados como a diferença dos respectivos campos para os experimentos CTRL e LOESS.



Fonte: Produção do autor.

Em geral, as variáveis atmosféricas de superfície analisadas apresentaram maiores anomalias para o mês de maior extensão do gelo marinho (final do inverno no hemisfério sul) que para o mês de menor extensão do gelo marinho (verão do hemisfério sul). O que pode estar relacionado com as maiores anomalias de TSM que também foram verificadas no período de maior extensão do gelo marinho. Os valores de anomalias encontrados para a TSM, Tair e os fluxos de calor sensível e latente são comparáveis com os encontrados por Sugimoto et al. (2017) para a região da confluência Kuroshio-Oyashio. No estudo, os autores utilizando experimentos numéricos, incluíram vórtices com 3°C de anomalias de TSM, resultando em um aumento da temperatura do ar próximo à superfície de $1\text{-}1.5^{\circ}\text{C}$ e um incremento do fluxo de

calor (soma do fluxo de calor sensível e do fluxo de calor latente) de 180 Wm^{-2} .

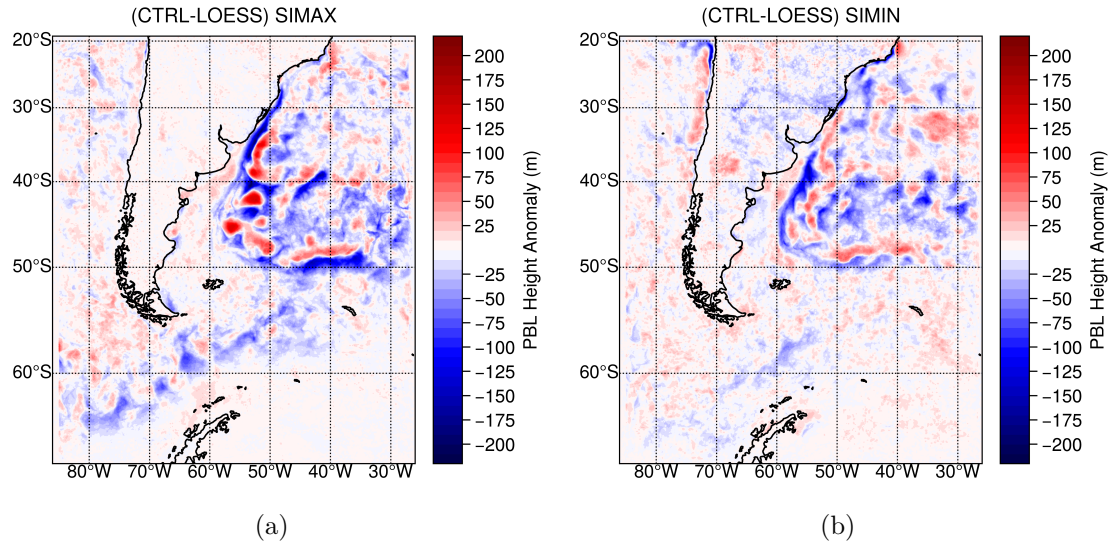
4.4 Modulação da estrutura vertical da atmosfera

As anomalias de TSM observadas também podem modular a estrutura vertical da atmosfera como será mostrado na presente seção. Estudos mostram (e.g. Wallace et al. (1989), Pezzi et al. (2021), Seo et al. (2023)) como o aumento dos fluxos de calor, principalmente do fluxo de calor sensível, do oceano para a atmosfera sobre anomalias positivas da TSM levam a um aumento da turbulência dentro da CLAM. Nestes casos, uma CLAM instável e uma diminuição do cisalhamento vertical do vento são verificados, induzindo a um aumento do vento em superfície e a um aprofundamento desta camada. Porém, uma resposta oposta é observada sobre anomalias negativas da TSM.

Nas Figuras 4.8 (a) e 4.8 (b) pode ser verificado, como de fato, o desenvolvimento vertical da CLAM foi modulado pela mesoescala oceânica para ambos os períodos estudados. Anomalias positivas (negativas) no campo de altura da CLAM são observadas nas regiões onde vórtices e meandros quentes (frios) se encontram, indicando um maior (menor) desenvolvimento desta camada. As maiores anomalias médias positivas (negativas) de altura da CLAM durante setembro atingiram valores de até 142m (-223m), enquanto para o mês de fevereiro, foram observadas anomalias de até 91m (-199m).

Perfis meridionais atmosféricos entre as latitudes 34°S e 60°S e em 52°O (Figuras 4.6 (c) e 4.6 (f)) foram gerados a fim de investigar não só a resposta do desenvolvimento da CLAM à mesoescala oceânica como também da temperatura potencial equivalente, vento meridional e componente vertical do vento, durante os períodos de máxima e mínima extensão de gelo marinho. Seus principais resultados são apresentados a seguir.

Figura 4.8 - (a) Anomalia média da altura da CLAM (m) para o mês de setembro de 2019. (b) Anomalia média da altura da CLAM (m) para o mês de fevereiro de 2020. Os campos de anomalias foram calculados como a diferença dos respectivos campos para os experimentos CTRL e LOESS.



Fonte: Produção do autor.

Nas Figuras 4.9 (a) e 4.9 (b) são mostrados os campos de anomalias médias da temperatura potencial equivalente (θ_e) e a altura média da CLAM dos experimentos CTRL para os meses de setembro e fevereiro, respectivamente. Uma clara correspondência entre as regiões com anomalias médias positivas (negativas) da θ_e e anomalias médias positivas (negativas) da TSM é verificada no perfil meridional para os dois períodos (Figuras 4.9 (a), 4.9 (b), 4.9 (g) e 4.9 (h)). Maiores magnitudes das anomalias médias da θ_e são observadas em latitudes menores que 49°S (Figuras 4.9 (a) e 4.9 (b)). Através do campo de altura da CLAM é verificada também uma relação direta entre o desenvolvimento da CLAM, as anomalias médias da θ_e e as anomalias médias da TSM (Figuras 4.9 (a) e 4.9 (b)). Uma forte correlação é observada entre os campos de anomalias médias da altura da CLAM e anomalias médias da TSM para o perfil, sendo de 0.83 para o mês de setembro e 0.76 para o mês de fevereiro (Figura 4.10). O maior desenvolvimento da CLAM, como esperado, ocorre em latitudes menores que 49°S atingindo valores de até 834m no mês de setembro (Figura 4.9 (a)). Em latitudes maiores que 49°S, onde as magnitudes das anomalias causadas pela presença de feições de mesoescala oceânica são menos pronunciadas, não é observada uma significativa mudança da altura da CLAM quando comparados os períodos de maior e menor extensão do gelo marinho. Em média a altura da CLAM para essa região é de 404m para o mês de setembro e 384m para o mês de

fevereiro (Figuras 4.9 (a) e 4.9 (b)). A influência da mesoescala oceânica no campo da θ_e na vertical atinge maiores altitudes no mês de setembro que no mês de fevereiro (Figuras 4.9 (a) e 4.9 (b)), relacionada também com as maiores magnitudes das anomalias médias da TSM observadas no perfil durante o mês de maior extensão do gelo marinho (Figuras 4.9 (g) e 4.9 (h)). Esta influência é observada, através da propagação das anomalias médias da θ_e , na atmosfera livre, acima da CLAM (Figuras 4.9 (a) e 4.9 (b)).

As anomalias médias da componente meridional do vento são mostradas nas Figuras 4.9 (c) e 4.9 (d). A partir desses dados pode ser observada, próximo à superfície, uma aceleração (desaceleração) do vento meridional associada às águas mais quentes (frias) moduladas pela mesoescala oceânica (Figuras 4.9 (c), 4.9 (d), 4.9 (g) e 4.9 (h)). Para este campo, diferente da resposta das anomalias médias da θ_e , que parece ser logo acima das anomalias de TSM, as anomalias médias da componente meridional do vento mostram um pequeno deslocamento para o sul. Este deslocamento na resposta do vento já tem sido destacado em estudos que analisam a influência na atmosfera de vórtices oceânicos de mesoescala, através do campo de convergência do vento, onde se observou que a convergência do vento se encontrava deslocada em relação ao centro dos vórtices (SUGIMOTO et al., 2017; PEZZI et al., 2021).

A componente vertical do vento também indica uma modulação pela mesoescala oceânica como pode ser observado nas Figuras 4.9 (e) e 4.9 (f). No mês de setembro, pode ser verificado, principalmente em latitudes menores que 49°S, como as maiores magnitudes das anomalias médias da velocidade vertical do vento se observam onde as maiores magnitudes das anomalias médias da TSM e as maiores anomalias médias da θ_e são verificadas (Figuras 4.9 (a), 4.9 (e) e 4.9 (g)). Próximo de 42°S e 44°S, onde as maiores anomalias médias positivas e negativas são observadas (Figura 4.9 (e)), movimentos ascendentes e descendentes são verificados no campo médio da componente vertical do vento para o experimento CTRLSIMAX, que foram intensificados pela presença da mesoescala oceânica como evidenciado pelas anomalias. A resposta menos significativa da componente vertical do vento à mesoescala oceânica para o mês de menor extensão do gelo marinho, quando comparada com a resposta deste campo para o mês de setembro, pode ser associada à menor amplitude das anomalias de TSM observadas para o mês de fevereiro (Figuras 4.9 (e), 4.9 (f), 4.9 (g), 4.9 (h)).

Figura 4.9 - Na coluna à esquerda são mostrados os campos de anomalias médias para o mês de setembro de 2019, na coluna à direita os campos de anomalias médias para o mês de fevereiro de 2020. (a) e (b) Anomalias médias da θ_e (K) e alturas da CLAM (m) para o experimentos CTRL. (c) e (d) Anomalias médias da componente meridional do vento (ms^{-1}). (e) e (f) Anomalias médias da componente vertical do vento (ms^{-1}). (g) e (h) Anomalias médias da TSM ($^{\circ}C$). Os campos de anomalias foram calculados como a diferença dos respectivos campos para os experimentos CTRL e LOESS, os perfis verticais mostram os campos entre as latitudes 34 $^{\circ}$ S e 60 $^{\circ}$ S e em 52 $^{\circ}$ O.

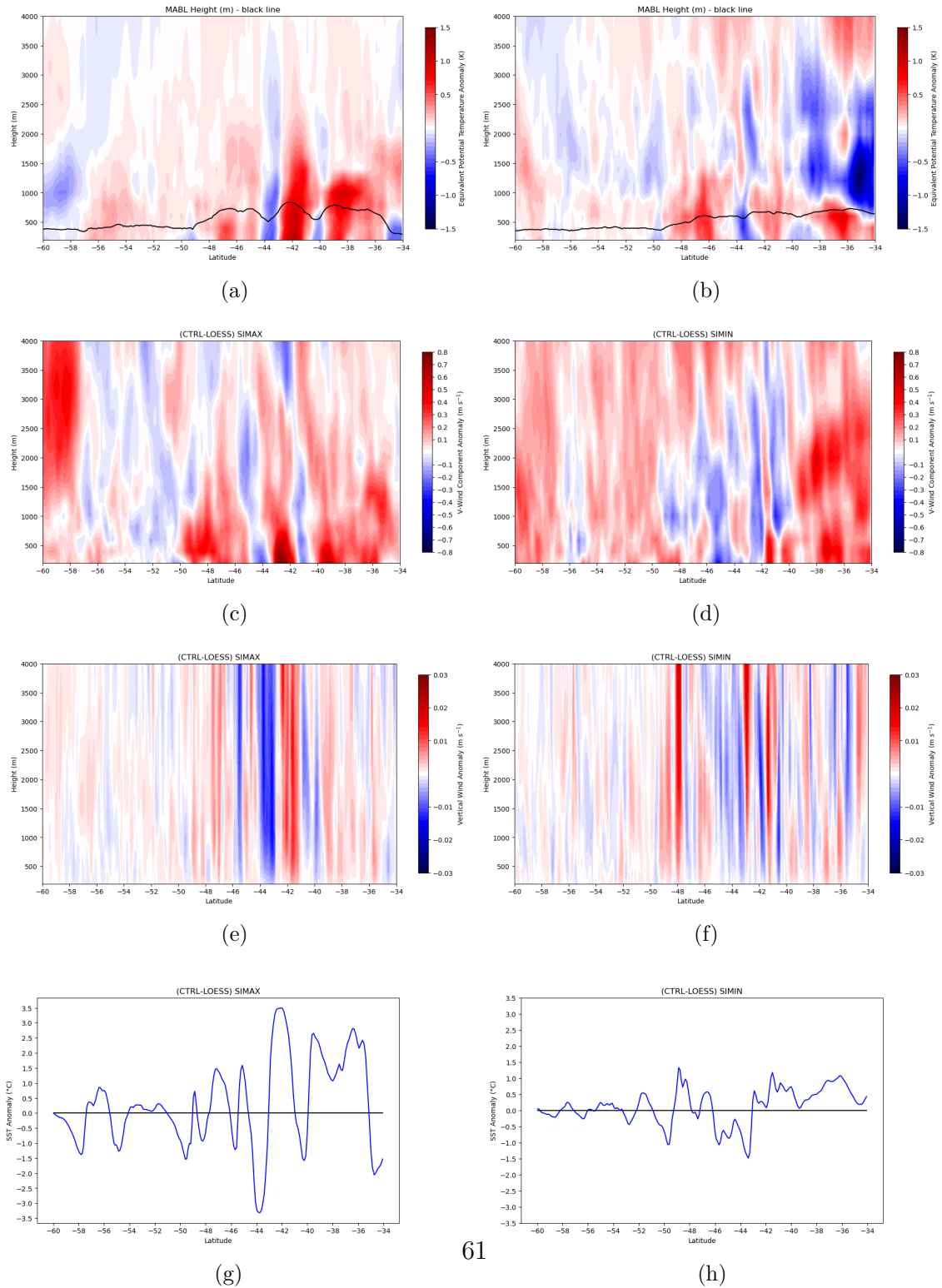
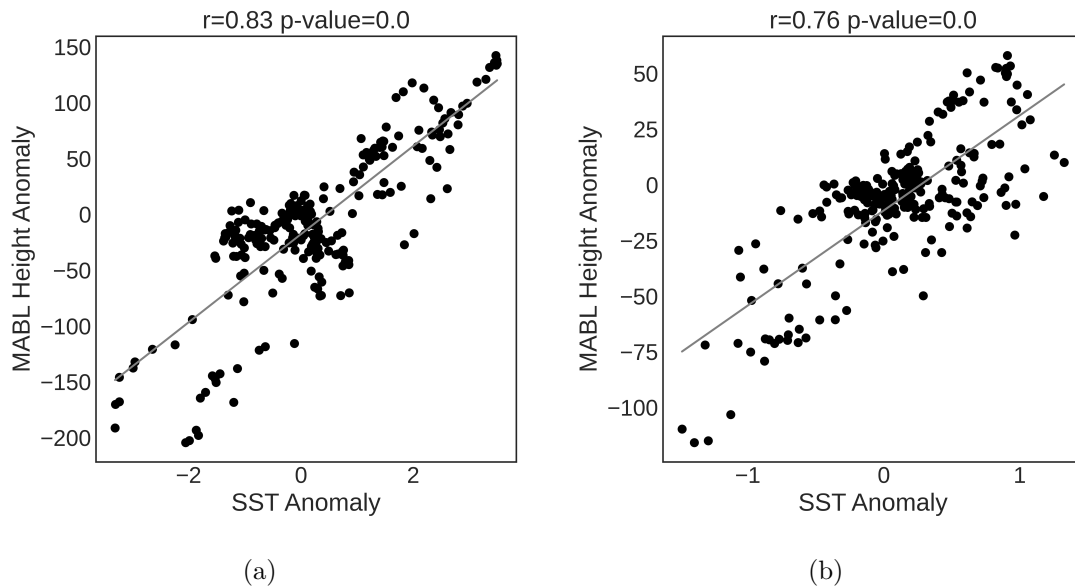


Figura 4.10 - (a) Diagrama de correlação entre as anomalias médias da altura da CLAM e as anomalias médias da TSM, para o mês de setembro de 2019. (b) Diagrama de correlação entre as anomalias médias da altura da CLAM e as anomalias médias da TSM, para o mês de fevereiro de 2020. Os diagramas foram elaborados para as respectivas variáveis no perfil meridional entre as latitudes 34°S e 60°S e em 52°O.



Fonte: Produção do autor.

Os resultados encontrados sobre a modulação da estrutura vertical da atmosfera reafirmam a presença de maiores anomalias das variáveis atmosféricas no período de maior extensão do gelo marinho, moduladas pelas maiores anomalias da TSM. As anomalias das variáveis na vertical mostraram maiores valores no OAS, em latitudes menores que 49°S, evidenciando a influência da mesoescala oceânica não só na CLAM, como acima dela na atmosfera livre. No oceano Antártico, latitudes maiores que 49°S, a resposta das variáveis atmosférica não apresentou diferenças relevantes entre os períodos de máxima e mínima extensão do gelo marinho. A modulação na atmosfera livre, causada pela presença de um vórtice oceânico de núcleo quente no OAS, também foi estudada e verificada, através da componente vertical do vento da reanálise ERA5, por Pezzi et al. (2021).

4.5 Influência da mesoescala oceânica na precipitação

A influência da mesoescala oceânica na precipitação é analisada na presente seção. Assim, será mostrado como a influência da mesoescala oceânica modificou a precipitação não só localmente, na região oceânica onde se encontrava atuando, como

também modificou o padrão e distribuição da precipitação na região continental, a noroeste da área de maior atividade de mesoescala oceânica. As modulações geradas pela mesoescala oceânica nas variáveis de superfície e na estrutura vertical da atmosfera também influenciam na precipitação (e.g. [Frenger et al. \(2013\)](#), [Sugimoto et al. \(2017\)](#)). [Frenger et al. \(2013\)](#) mostraram como as anomalias positivas/negativas de TSM relacionadas a vórtices oceânicos geram anomalias no campo do vento que levam à convergência/divergência do vento em superfície e movimento verticais que intensificam/diminuem a precipitação.

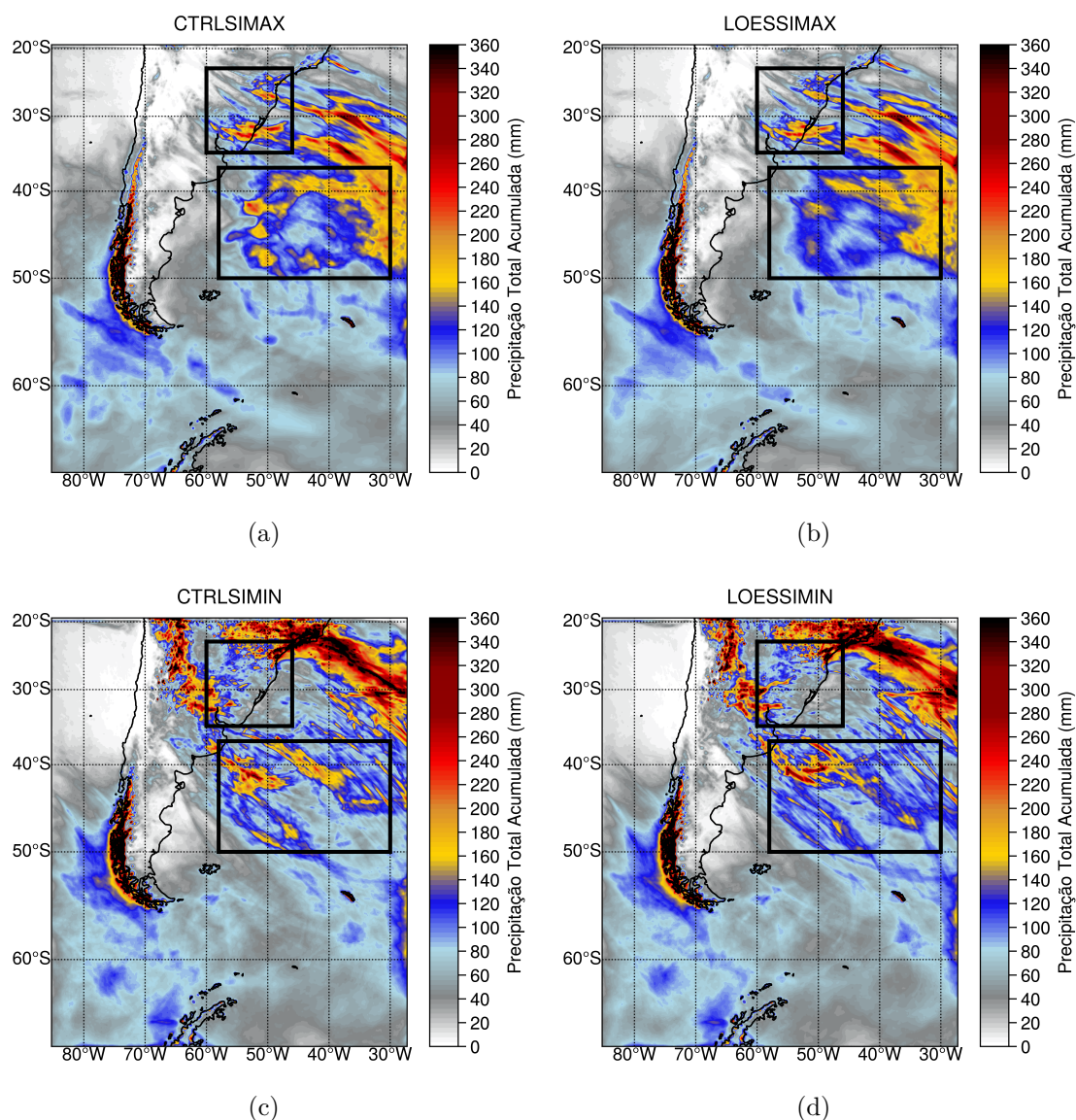
Nas Figuras 4.11 (a) e 4.11 (b) são mostrados os campos da precipitação total acumulada para o mês de setembro, para os experimentos CTRLSIMAX e LOESSIMAX, respectivamente. Através do uso do filtro LOESS, no campo da TSM, é possível evidenciar a influência da mesoescala oceânica na precipitação (Figuras 4.11 (a) e 4.11 (b)). Nas Figuras anteriores é destacada a sub-região (retângulo preto no oceano) onde é observada uma maior atividade da mesoescala oceânica que se encontra modulando o campo da precipitação. Para esta sub-região, as anomalias da precipitação total acumulada são mostradas na Figura 4.12 (a) e o desvio padrão das anomalias da precipitação diária na Figura 4.12 (b). No campo de anomalias da precipitação total acumulada pode ser observado como as anomalias positivas (negativas) se encontram onde anomalias médias positivas (negativas) da TSM foram observadas (Figuras 4.12 (a) e 4.6 (c)). O máximo das anomalias da precipitação para a sub-região foi de aproximadamente 123 mm para as anomalias positivas e -73 mm para as anomalias negativas, respectivamente. Estas anomalias representaram uma contribuição de até 50% da precipitação total acumulada associada as anomalias positivas da TSM, sendo maior para as associadas às anomalias negativas da TSM, chegando até inibir a precipitação. O campo de desvio padrão das anomalias da precipitação diária mostra as regiões onde estas anomalias foram mais pronunciadas com relação ao seu valor médio (Figura 4.12 (b)). A resposta da precipitação a vórtices quentes e frios no hemisfério sul (a sul de 30°S) foi analisada por [Frenger et al. \(2013\)](#) que afirmou que os processos induzidos pelas anomalias de TSM dos vórtices provavelmente permanecem restritos à CLAM, no entanto, no presente trabalho foi observado que uma influência na atmosfera livre também é verificada. Esta diferença em relação ao estudo do [Frenger et al. \(2013\)](#) pode estar relacionada com as anomalias de TSM observadas que foram maiores que as encontradas pelos autores (anomalias de ≈ -0.5 e 0.5°C).

Os campos da precipitação total acumulada para o mês de fevereiro, para os experimentos CTRLSIMIN e LOESSIMIN, são mostrados nas Figuras 4.11 (c) e 4.11

(d). Modificações do padrão e distribuição da precipitação total acumulada podem ser verificados nos campos com e sem influência da mesoescala oceânica (Figuras 4.11 (c) e 4.11 (d)). As anomalias da precipitação total acumulada para o mês de fevereiro, na sub-região analisada anteriormente, mostram uma orientação noroeste-sudeste relacionado com as mudanças no posicionamento da precipitação, influenciadas pela mesoescala oceânica (Figura 4.12 (c)). As maiores anomalias associadas com as mudanças no padrão da precipitação são de aproximadamente 192 mm e -287 mm, respectivamente. Uma orientação semelhante é observada no campo do desvio padrão das anomalias da precipitação diária, que mostra também as regiões de maiores anomalias em relação à média das anomalias da precipitação diária (Figura 4.12 (d)).

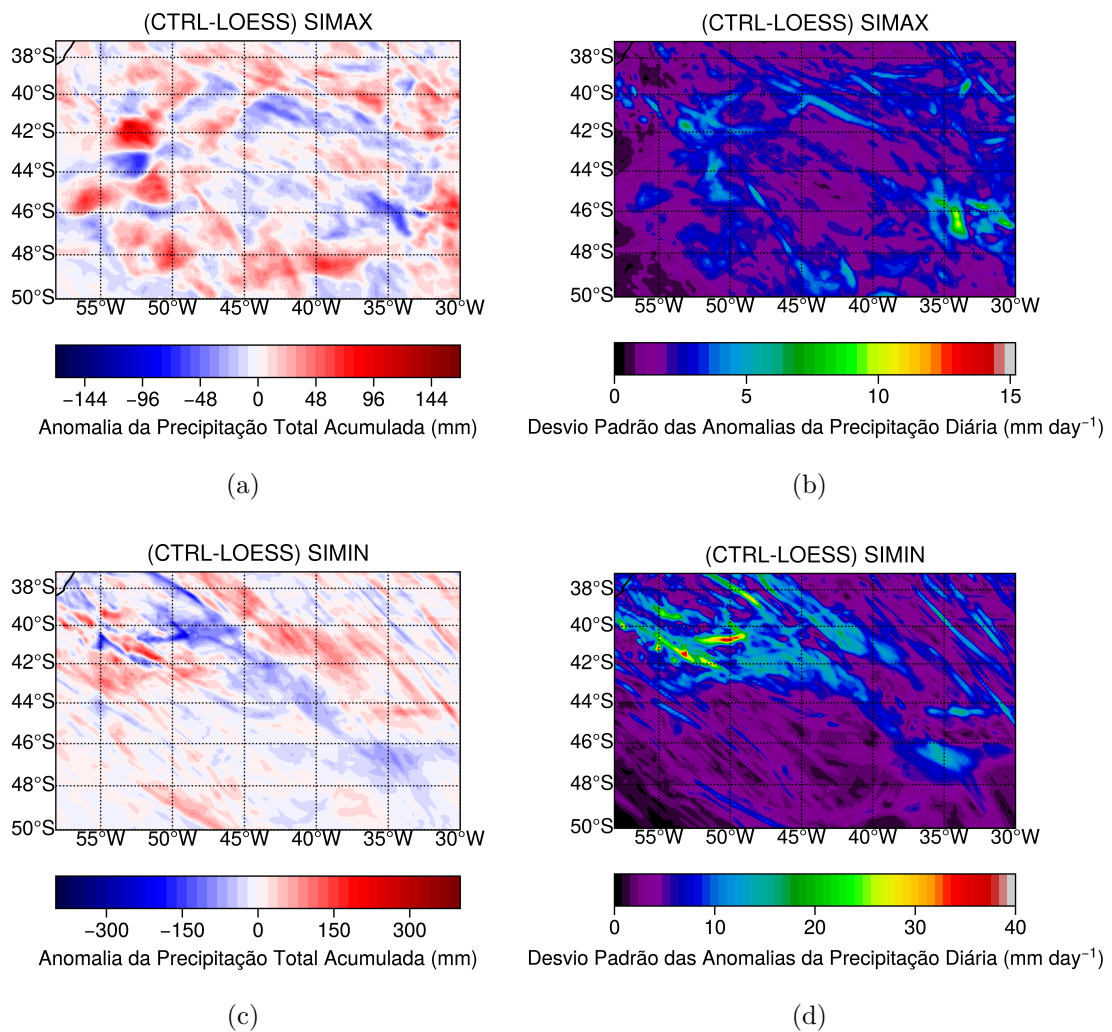
Para esta região oceânica, as séries temporais da média na área, desvio padrão e a soma cumulativa da precipitação diária para os experimentos CTRL e LOESS são mostradas nas Figuras A.2 e A.3, que se encontram na seção de anexos no final do documento. Em geral, quando comparados os valores médios das séries temporais não são observadas diferenças muito significativas entre os experimentos CTRL e LOESS (Figuras A.2 (a) e A.3 (a)). No entanto, quando calculado o percentual de contribuição da mesoescala oceânica na média da precipitação diária para esta a região ((CTRLSIMAX-LOESSIMAX)%, Tabela 4.1) é observado que a contribuição da mesoescala é principalmente positiva com valores entre $\approx 1-18\%$. Isto influencia na soma cumulativa da precipitação diária que mostrou que para o mês de setembro, a presença da mesoescala oceânica, no experimento CTRLSIMAX, contribui para que a precipitação média seja maior nesta região (Figura A.2 (b)). A percentagem da contribuição da mesoescala oceânica na precipitação acumulada neste caso foi de 2.59% (Tabela 4.1). Para o mês de fevereiro, uma situação contrária é observada, o experimento CTRLSIMIN mostra menor precipitação acumulada que o LOESSIMIN (Figura A.3 (b)). Na Tabela 4.1 pode ser observado que para este caso a contribuição da mesoescala oceânica na precipitação diária apresenta tanto valores positivos como negativos com range entre $\approx 0.02-18\%$ e $0.02-23\%$, respectivamente. Porém, para a precipitação acumulada a contribuição da mesoescala oceânica é negativa com valor de 1.65%. Este é o único dos casos analisados no qual a presença da mesoescala oceânica parece diminuir a precipitação média para as regiões selecionadas.

Figura 4.11 - (a) Precipitação total acumulada (mm) para o experimento CTRLSIMAX e (b) precipitação total acumulada (mm) para o experimento LOESSIMAX, para o mês de setembro de 2019. (c) Precipitação total acumulada (mm) para o experimento CTRLSIMIN e (d) precipitação total acumulada (mm) para o experimento LOESSIMIN, para o mês de fevereiro de 2020. Os retângulos em preto delimitam as regiões onde as anomalias da precipitação total acumulada e o desvio padrão das anomalias da precipitação diária foram analisados no oceano (Figura 4.12) e no continente (Figura 4.13).



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.12 - (a) Anomalia da precipitação total acumulada (mm) e (b) desvio padrão das anomalias da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$), para o mês de setembro de 2019. (c) Anomalia da precipitação total acumulada (mm) e (d) desvio padrão das anomalias da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$), para o mês de fevereiro de 2020. Os campos de anomalias foram calculados como a diferença dos respectivos campos para os experimentos CTRL e LOESS. A região mostrada se corresponde com a região oceânica delimitada na Figura 4.11.

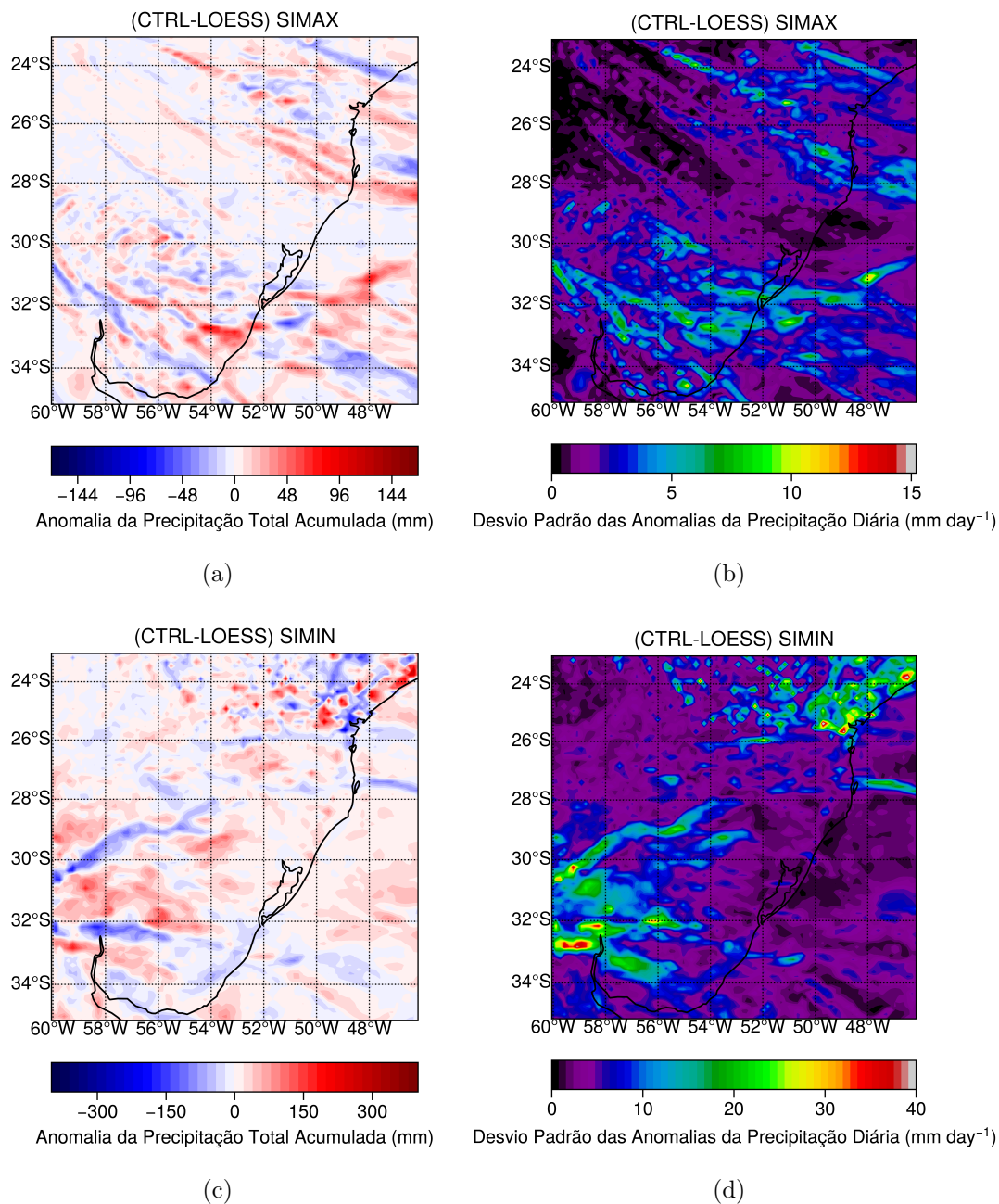


Fonte: Produção do autor.

Diferenças na precipitação também podem ser verificadas sobre o continente a noroeste da região oceânica analisada, quando comparados os experimentos CTRL e LOESS (retângulo preto sobre o continente na Figura 4.11). A área continental estudada compreende a região sul do Brasil e Uruguai, onde foram calculadas as anomalias da precipitação total acumulada para os meses de setembro e fevereiro (Figuras 4.13 (a) e 4.13 (c)), respectivamente. As maiores anomalias no mês de setembro (fevereiro) atingiram valores de até aproximadamente 90 mm (280 mm) para as anomalias positivas e -72 mm (-266 mm) para as anomalias negativas. Nas Figuras 4.13 (b) e 4.13 (d) podem ser observadas as áreas onde as anomalias da precipitação diária foram maiores em relação ao ser valor médio. A presença de anomalias da precipitação nesta região continental evidência a influência que a mesoescala oceânica pode ter, não só na atmosfera adjacente a ela, senão também, no desenvolvimento de sistemas meteorológicos que geram precipitação nas regiões continentais próximas a regiões oceânicas com grande atividade de mesoescala.

A média, desvio padrão e soma cumulativa da precipitação diária para esta região, ao longo dos meses, é representada nas Figuras A.4 e A.5. Para o mês de setembro pode ser observada pouca diferença na precipitação média para a região entre os experimentos CTRLSIMAX e LOESSIMAX (Figura A.4 (a)). No entanto, a precipitação acumulada é ligeiramente maior para o experimento CTRLSIMAX, no qual a mesoescala oceânica estava presente (Figura A.4 (b)). Na Tabela 4.1, o percentual de contribuição da mesoescala oceânica na precipitação diária mostrou para este caso uma predominância de valores positivos entre 0.1-24% que indicam como, apesar do gráfico de linha mostrar pouca diferença, a presença da mesoescala oceânica contribuiu para a soma cumulativa da precipitação ser maior. A porcentagem da contribuição da mesoescala oceânica na precipitação acumulada foi de 1.86%. No mês de fevereiro uma diferença mais notável é observada entre os experimentos CTRLSIMIN e LOESSIMIN, verificando-se que a porcentagem relacionada à mesoescala oceânica foi majoritariamente positiva com valores entre 0.15-63% (Figura A.5 (a), Tabela 4.1). Enquanto a soma cumulativa da precipitação mostrou novamente que a presença da mesoescala oceânica contribuiu para que o acumulado da precipitação média na região fosse maior com valor de 4.81% (Figura A.5 (b), Tabela 4.1).

Figura 4.13 - (a) Anomalia da precipitação total acumulada (mm) e (b) desvio padrão das anomalias da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$), para o mês de setembro de 2019. (c) Anomalia da precipitação total acumulada (mm) e (d) desvio padrão das anomalias da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$), para o mês de fevereiro de 2020. Os campos de anomalias foram calculados como a diferença dos respectivos campos para os experimentos CTRL e LOESS. A região mostrada se corresponde com a região continental delimitada na Figura 4.11.



Fonte: Produção do autor.

Em resumo, nos campos de anomalias da precipitação total acumulada, foi observada uma resposta tanto local quanto remota, desta variável, ao campo de anomalias da TSM. Na região do OAS e durante o período de máxima extensão do gelo marinho, uma relação direta e local entre as anomalias positivas/negativas da precipitação e as anomalias positivas/negativas de TSM foi verificada, ressaltando que foi neste período que as maiores anomalias da TSM foram observadas. No entanto, durante o período de mínima extensão do gelo marinho, no OAS, a presença ou não de anomalias da TSM muda o padrão e distribuição da precipitação total acumulada neste mês. Na região continental, a noroeste da área de maior atividade de mesoescala oceânica, foi observada uma contribuição positiva para a precipitação acumulada média na região, relacionada com a presença desta mesoescala oceânica. Estes resultados também mostram a importância da representação adequada da mesoescala oceânica em modelos acoplados que podem vir a ser utilizados, como por exemplo, na previsão do tempo.

Tabela 4.1 - Percentual de contribuição da mesoescala oceânica na média da precipitação diária para as regiões oceânica e continental representadas nas Figuras 4.12 e 4.13.

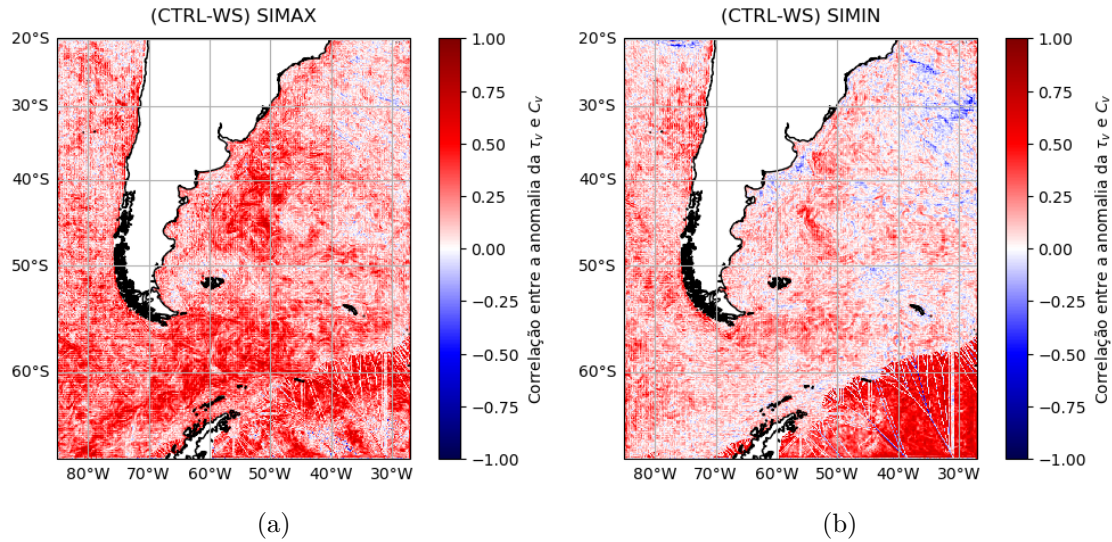
Dia	Região Oceânica						Região Continental					
	Setembro de 2019			Fevereiro de 2020			Setembro de 2019			Fevereiro de 2020		
	CTRL	LOESS	%	CTRL	LOESS	%	CTRL	LOESS	%	CTRL	LOESS	%
1	3.96	3.87	2.36	0.46	0.47	-2.28	3.50	3.52	-0.58	2.36	2.35	0.15
2	6.22	5.97	4.02	0.50	0.49	0.81	1.71	1.65	3.38	4.56	4.62	-1.34
3	7.04	6.89	2.08	0.69	0.69	1.25	0.98	0.98	-0.40	1.97	2.01	-1.99
4	6.19	5.97	3.44	2.94	2.59	11.72	0.34	0.33	2.26	1.31	1.34	-1.80
5	2.20	2.24	-1.87	4.29	3.98	7.30	0.60	0.61	-0.30	3.34	3.40	-1.67
6	1.08	1.07	0.93	3.64	4.49	-23.30	1.66	1.64	0.76	3.82	3.43	10.11
7	0.54	0.51	4.66	3.20	2.70	15.77	9.92	9.46	4.60	2.11	1.95	7.64
8	4.89	4.58	6.31	3.34	2.74	17.89	7.55	7.55	0.10	2.47	2.22	10.15
9	6.44	6.37	1.06	1.62	1.95	-20.24	13.79	13.64	1.10	1.51	1.54	-2.12
10	7.27	7.66	-5.42	0.47	0.48	-2.09	1.16	1.20	-2.86	3.62	3.81	-5.22
11	2.87	3.06	-6.59	0.37	0.38	-3.97	7.74	7.85	-1.45	2.44	1.73	29.24
12	3.03	3.22	-6.17	0.28	0.32	-14.69	3.89	3.76	3.37	1.49	0.55	62.82
13	3.25	2.68	17.54	4.79	4.62	3.64	0.70	0.54	21.81	0.75	0.57	24.05
14	2.31	2.11	8.70	6.71	7.05	-4.99	0.67	0.59	11.24	8.10	6.68	17.51
15	2.68	2.36	12.09	3.33	3.76	-13.01	1.34	1.23	7.92	5.00	4.98	0.42
16	10.90	10.81	0.87	0.77	0.77	1.10	9.46	9.23	2.45	3.94	3.08	21.72
17	6.32	6.13	3.01	1.45	1.46	-0.94	0.88	0.88	-0.22	7.54	6.31	16.38
18	3.22	3.10	3.82	10.40	11.15	-7.22	1.89	1.90	-0.66	9.78	11.32	-15.70
19	4.31	4.15	3.54	11.62	12.51	-7.60	7.32	7.22	1.38	2.06	2.03	1.64
20	4.42	4.35	1.67	7.15	7.20	-0.66	3.47	3.42	1.57	2.79	3.01	-7.69
21	3.08	2.90	5.76	5.85	5.97	-2.03	1.05	1.03	2.08	3.29	3.63	-10.12
22	4.87	4.72	3.00	1.68	1.74	-3.70	0.25	0.24	5.56	1.11	0.88	20.61
23	1.24	1.21	2.46	0.70	0.73	-4.89	0.05	0.04	24.06	0.19	0.16	17.94
24	1.40	1.32	5.27	2.35	2.27	3.44	0.07	0.06	7.41	0.40	0.33	16.74
25	3.03	2.93	3.53	6.26	6.25	0.02	0.37	0.37	-0.71	7.78	7.35	5.55
26	2.28	2.18	4.27	7.40	6.93	6.39	0.42	0.33	21.03	8.06	8.25	-2.41
27	2.58	2.45	5.03	3.78	4.06	-7.34	0.22	0.21	1.86	0.52	0.47	10.63
28	2.49	2.41	3.19	2.50	2.47	1.43	0.11	0.13	-15.64	0.15	0.13	14.50
29	1.29	1.31	-1.61	2.45	2.45	-0.02	0.05	0.05	12.64	0.69	0.56	18.58
30	3.69	3.57	3.38				0.60	0.57	4.58			
Precip. Ac.	115.09	112.11	2.59	100.99	102.66	-1.65	81.76	80.25	1.86	93.15	88.67	4.81

4.6 Acoplamento vento-corrente, a sua influência na mesoescala oceânica

Nesta seção são mostrados os resultados dos experimentos nos quais o acoplamento vento-corrente foi considerado no cálculo da tensão de cisalhamento do vento (τ) no modelo oceânico ROMS. O acoplamento vento-corrente influencia diretamente em τ , no entanto, como τ também depende da direção do vento, a inclusão das correntes não tem um efeito sistemático na magnitude de τ , já que uma anomalia de corrente pode induzir uma anomalia positiva ou negativa de τ , dependendo da direção do vento (RENAULT et al., 2019). Por outro lado, as correntes oceânicas na mesoescala são quase geostróficas e não divergentes, assim o acoplamento vento-corrente na mesoescala irá modificar a vorticidade de τ mas não a sua divergência (RENAULT et al., 2019). Uma relação linear entre as anomalias da vorticidade de τ e a vorticidade das correntes têm sido descrita na literatura quando considerado o acoplamento vento-corrente (e.g. O'Neill et al. (2003), Chelton et al. (2004), Oerder et al. (2018), Renault et al. (2016), Renault et al. (2017), Renault et al. (2019)).

Na Figura 4.14 são mostradas as correlações ao longo do mês de setembro de 2019 (Figura 4.14 (a)) e fevereiro de 2020 (Figura 4.14 (b)) entre as anomalias da vorticidade da tensão de cisalhamento do vento (τ_v), i.e. diferença entre a τ_v dos experimentos CTRL e a τ_v dos experimentos WS, e a vorticidade das correntes de superfície (C_v) para os experimentos WS, respectivamente. Nas Figuras 4.14 (a) e 4.14 (b) pode ser observada uma predominância de valores positivos das correlações, o que indica que um aumento da C_v induz a um aumento das anomalias da τ_v . Esta relação, considerando as anomalias, também evidencia a modulação do campo da vorticidade de τ associado ao acoplamento vento-corrente. Importante destacar que as correlações no mês de maior extensão do gelo marinho apresentam maiores valores que as do mês de menor extensão, indicando uma relação linear mais forte entre as anomalias da τ_v e a C_v (Figuras 4.14 (a) e 4.14 (b)).

Figura 4.14 - (a) Correlação ao longo do mês de setembro de 2019 entre as anomalias da vorticidade da tensão de cisalhamento do vento e a vorticidade das correntes. (b) Correlação ao longo do mês de fevereiro de 2020 entre as anomalias da vorticidade da tensão de cisalhamento do vento e a vorticidade das correntes. As anomalias foram calculadas como a diferença dos respectivos campos para os experimentos CTRL e WS.



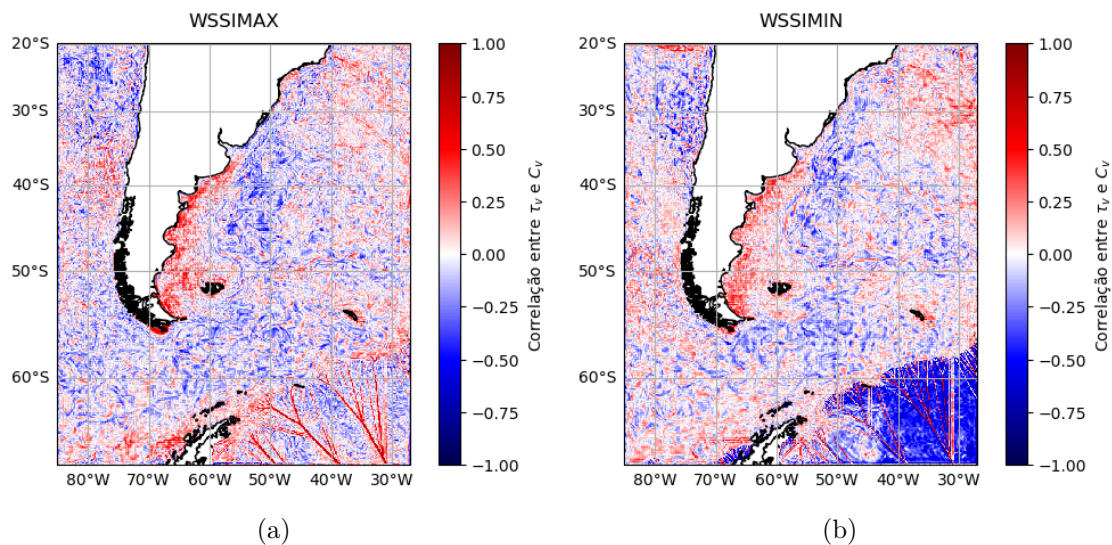
Fonte: Produção do autor.

Os vectores resultantes entre as correntes oceânicas superficiais dos experimentos CTRL e WS também foram analisados (Figura A.6). Nesta análise não foi observada uma modificação muito significativa como a obtida, por exemplo, no Pacífico equatorial ocidental por Luo et al. (2005). Os autores observaram que a corrente zonal de superfície era desacelerada quando considerado o acoplamento vento-corrente no cálculo de τ , o que deve estar associado, à predominância zonal da corrente e também pelo vento naquela região dos aliseos que têm igualmente uma forte componente zonal. Na região analisada no presente estudo não se observa uma predominância muito significativa de uma das componentes das correntes, como no Pacífico equatorial, de modo que, a influência do acoplamento vento-corrente não foi muito notável na velocidade das correntes (Figura A.6). Pouca mudança nas velocidades médias das correntes devido ao acoplamento vento-corrente também foi observado no sudeste do Pacífico por Oerder et al. (2018). No entanto, os autores mostram como a atividade de mesoescala oceânica foi reduzida quando levado em conta o acoplamento vento-corrente, o qual será analisado a seguir para a região de estudo considerada no presente trabalho.

As correlações entre os campos de τ_v e C_v para os experimentos com acoplamento

vento-corrente são mostradas nas Figuras 4.15 (a) e 4.15 (b). Nestes campos são observadas correlações positivas na região da plataforma oceânica no sudeste da América do Sul, enquanto correlações negativas são verificadas ao longo da CB, CBM e CM e também ao longo da maior parte da CCA. Entre esses campos foi utilizada uma correlação linear, onde os valores negativos podem indicar que o acoplamento vento-corrente contribuiu para uma diminuição da ECT nas regiões antes mencionadas. Coeficientes de acoplamento que evidenciam uma relação linear entre a τ_v e C_v na mesoescala têm mostrado que quanto mais negativa é esta relação mais eficiente é o acoplamento vento-corrente (RENAULT et al., 2017). Este acoplamento têm sido associado com a diminuição da atividade de mesoescala oceânica e a dissipação de energia dos vórtices oceânicos para a atmosfera (RENAULT et al., 2019).

Figura 4.15 - (a) Correlação ao longo do mês de setembro de 2019 entre a vorticidade da tensão de cisalhamento do vento e a vorticidade das correntes para o experimento WSSIMAX. (b) Correlação ao longo do mês de fevereiro de 2020 entre a vorticidade da tensão de cisalhamento do vento e a vorticidade das correntes para o experimento WSSIMIN.



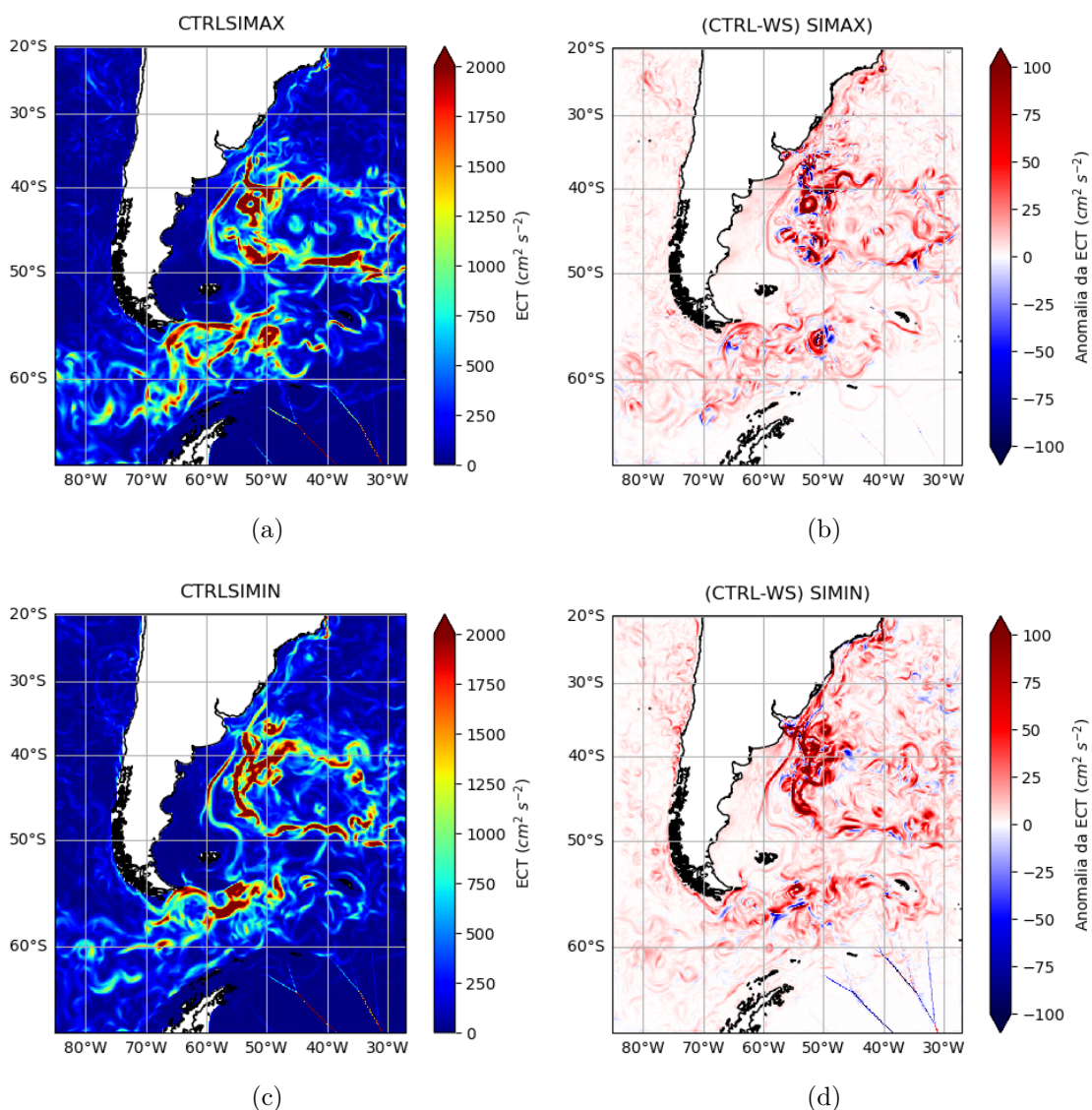
Fonte: Produção do autor.

A fim de verificar a diminuição da ECT antes sugerida, a anomalia deste campo entre os experimentos CTRL e WS é apresentada na Figura 4.16. Nas Figuras 4.16 (a) e 4.16 (c) são observadas as regiões com maior ECT no OAS e no oceano Austral. Dentre essas regiões se destacam a região da CBM, ao longo das FSA e FST, e na CCA, próximo à passagem de Drake. No OAS esses valores são maiores que os en-

contrados por Saraceno e Provost (2012), o que pode estar relacionado às diferenças nas resoluções horizontais dos dados entre os dois estudos, a ECT estimada pelos autores é calculada utilizando dados de satélite.

Nos campos de anomalias observa-se uma predominância de valores positivos, indicando que a ECT no experimento CTRL é maior que a ECT no experimento acoplado vento-corrente (Figuras 4.16 (b) e 4.16 (d)). Isto evidencia a eficiência do acoplamento vento-corrente, sendo que as regiões com maiores anomalias positivas são a CBM no OAS e a passagem de Drake na CCA. Nestas regiões também tinham sido observados valores negativos da correlação entre a τ_v e C_v (Figuras 4.15 (a) e 4.15 (b)).

Figura 4.16 - (a) Campo médio da ECT ($cm^2 s^{-2}$) do experimento CTRLSIMAX, para o mês de setembro de 2019. (b) Anomalia média da ECT ($cm^2 s^{-2}$) para o mês de setembro, calculada como a diferença entre os campos da ECT dos experimentos CTRLSIMAX e WSSIMAX. (c) Campo médio da ECT ($cm^2 s^{-2}$) do experimento CTRLSIMIN, para o mês de fevereiro de 2020. (d) Anomalia média da ECT ($cm^2 s^{-2}$) para o mês de fevereiro, calculada como a diferença entre os campos da ECT dos experimentos CTRLSIMIN e WSSIMIN.



Fonte: Produção do autor.

5 CONCLUSÕES

Este estudo trouxe uma nova abordagem e perspectiva sobre o efeito da mesoescala oceânica que ocorre no Atlântico Sudoeste e sua influência na atmosfera, tanto localmente quanto sobre o sudeste da América do Sul. Neste estudo foram realizados experimentos numéricos com o modelo regional acoplado COAWST, do qual foram utilizadas as componentes atmosférica, oceânica e de gelo marinho. As simulações numéricas foram realizadas para os períodos de máxima e mínima extensão de gelo marinho (setembro de 2019 e fevereiro de 2020, respectivamente), na região dos setores sudoeste e austral do Oceano Atlântico. Essas simulações foram realizadas para estudar e quantificar a influência da mesoescala oceânica na atmosfera utilizando um filtro espacial bidimensional (LOESS).

Através dos experimentos, foi possível observar a resposta atmosférica associada à presença da mesoescala oceânica. O emprego do filtro LOESS, permitiu separar a mesoescala do campo total e assim quantificar o efeito da mesoescala oceânica em relação ao estado médio. As variáveis atmosféricas de superfície analisadas foram a temperatura do ar a 2m, a pressão ao nível meio do mar, o vento a 10m e o balanço de energia líquida na superfície. As anomalias destas variáveis responderam às feições superficiais do oceano, assim como descrito na literatura, porém mais pronunciadas durante o período de máxima extensão de gelo marinho, onde também estavam presentes as maiores anomalias de TSM. Os resultados aqui apresentados concordaram com os obtidos para outras regiões oceânicas, porém são inéditos para esta região do oceano global.

A estrutura vertical da atmosfera (temperatura potencial equivalente, altura da CLAM, componentes meridional e vertical do vento), assim como as variáveis de superfície, também são moduladas pela mesoescala oceânica. Verifica-se que sobre as maiores anomalias de TSM, ocorrem as maiores respostas destas variáveis. Essas respostas se estendem para a atmosfera livre acima da CLAM.

A técnica de filtragem empregada neste estudo, também permitiu a análise da influência da mesoescala oceânica na distribuição da precipitação. Observa-se de forma clara que essa influência não se restringiu somente à região oceânica onde estavam presentes as anomalias de TSM, estendendo-se para a região continental adjacente. Na região sul do Brasil e Uruguai, os resultados indicam que a precipitação média acumulada foi intensificada quando as estruturas de mesoescala estão presentes na simulação.

O acoplamento vento-corrente, considerado no cálculo da tensão de cisalhamento do vento, permitiu descrever a influência que este teve na atividade de mesoescala oceânica na região. Observa-se uma diminuição da energia cinética turbulenta nas regiões mais distantes da costa, principalmente na região da CBM no Oceano Atlântico Sudoeste e próximo à passagem de Drake na CCA.

Neste estudo foi mostrada a importância que a mesoescala oceânica tem na modulação da atmosfera e como o oceano pode influenciar não só localmente na atmosfera sobrejacente, mas no clima da América do Sul. Isto nos leva a concluir o quão importante é sua representação (da mesoescala oceânica) nos experimentos numéricos. A não representação de fenômenos nesta escala pode levar a erros sistemáticos e incertezas em estudos de eventos meteorológicos na escala de tempo e clima.

Um caminho que se apresenta na atualidade é o desenvolvimento e uso cada vez maior de sistemas de modelagem numérica que contemplam o Sistema Terrestre. Estes são sistemas que representam vários fenômenos que ocorrem tanto na atmosfera, como no oceano e criosfera. Um aprendizado deste trabalho e que fica como sugestão, é que estes sistemas devem considerar a representação adequada do efeito termodinâmico causado pelas anomalias de TSM, associado à mesoescala oceânica. Ainda na fronteira do conhecimento, fugindo ao acoplamento tradicionalmente feito entre o oceano e a atmosfera através da TSM (oceano para atmosfera) que também seja considerado o acoplamento dinâmico, que é feito entre a superfície do oceano através das correntes com a baixa atmosfera, representada pelo vento, assim como foi mostrado neste estudo, pela primeira vez para os setores sudoeste e austral do Oceano Atlântico.

Como trabalhos futuros, recomenda-se um aprofundamento no estudo destas novas perspectivas de acoplamento, assim como, o estudo mais aprofundado da influência da mesoescala oceânica em sistemas sinóticos, que atingem a América do Sul e conseqüentemente o Brasil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAKAWA, A.; LAMB, V. R. Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model. **General Circulation Models of the Atmosphere**, v. 17, p. 173–265, 1977. 35
- ASSASSI, C. et al. An index to distinguish surface-and subsurface-intensified vortices from surface observations. **Journal of Physical Oceanography**, v. 46, n. 8, p. 2529–2552, 2016. 12
- BENTAMY, A.; GRODSKY, S. A.; CHAPRON, B.; CARTON, J. A. Compatibility of c-and ku-band scatterometer winds: Ers-2 and quikscat. **Journal of Marine Systems**, v. 117, p. 72–80, 2013. 27
- BHARTI, V.; FAIRALL, C. W.; BLOMQUIST, B. W.; HUANG, Y.; PROTAT, A.; SULLIVAN, P. P.; SIEMS, S. T.; MANTON, M. J. Air-sea heat and momentum fluxes in the southern ocean. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, n. 23, p. 12426–12443, 2019. 21
- BUDGELL, W. Numerical simulation of ice-ocean variability in the barents sea region. **Ocean Dynamics**, v. 55, n. 3-4, p. 370–387, 2005. 33, 38
- BUTTERWORTH, B. J.; MILLER, S. D. Air-sea exchange of carbon dioxide in the southern ocean and antarctic marginal ice zone. **Geophysical Research Letters**, v. 43, n. 13, p. 7223–7230, 2016. 23
- BYE, J. A. Large-scale momentum exchange in the coupled atmosphere-ocean. In: NIHOUL, J. (Ed.). **Elsevier oceanography series**. [S.l.]: Elsevier, 1985. v. 40, p. 51–61. 26
- BYRNE, D.; MUNNICH, M.; FRENGER, I.; GRUBER, N. Mesoscale atmosphere ocean coupling enhances the transfer of wind energy into the ocean. **Nature Communications**, v. 7, n. 1, p. ncomms11867, 2016. 22
- BYRNE, D.; PAPRITZ, L.; FRENGER, I.; MUNNICH, M.; GRUBER, N. Atmospheric response to mesoscale sea surface temperature anomalies: assessment of mechanisms and coupling strength in a high-resolution coupled model over the south atlantic. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 72, n. 5, p. 1872–1890, 2015. 19
- BÔAS, A. B. V.; SATO, O. T.; CHAIGNEAU, A.; CASTELÃO, G. P. The signature of mesoscale eddies on the air-sea turbulent heat fluxes in the south atlantic ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 5, p. 1856–1862, 2015. 23
- CABRERA, M.; SANTINI, M.; LIMA, L.; CARVALHO, J.; ROSA, E.; RODRIGUES, C.; PEZZI, L. The southwestern atlantic ocean mesoscale eddies: a review of their role in the air-sea interaction processes. **Journal of Marine Systems**, p. 103785, 2022. 1, 5

CALADO, L.; GANGOPADHYAY, A.; SILVEIRA, I. D. A parametric model for the Brazil Current meanders and eddies off southeastern Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 12, 2006. 5, 8

CAMARGO, R.; TODESCO, E.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. de. Modulation mechanisms of marine atmospheric boundary layer at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, n. 12, p. 6266–6280, 2013. 17, 18

CHAIGNEAU, A.; GIZOLME, A.; GRADOS, C. Mesoscale eddies off peru in altimeter records: identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns. **Progress in Oceanography**, v. 79, n. 2-4, p. 106–119, 2008. 5

CHELTON, D. B.; ESBENSEN, S. K.; SCHLAX, M. G.; THUM, N.; FREILICH, M. H.; WENTZ, F. J.; GENTEMANN, C. L.; MCPHADEN, M. J.; SCHOPF, P. S. Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical pacific. **Journal of Climate**, v. 14, n. 7, p. 1479–1498, 2001. 26, 28

CHELTON, D. B.; SCHLAX, M. G.; FREILICH, M. H.; MILLIFF, R. F. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. **Science**, v. 303, n. 5660, p. 978–983, 2004. 17, 19, 26, 71

CHELTON, D. B.; SCHLAX, M. G.; SAMELSON, R. M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies. **Progress in Oceanography**, v. 91, n. 2, p. 167–216, 2011. 10

CHELTON, D. B.; SCHLAX, M. G.; WITTER, D. L.; RICHMAN, J. G. Geosat altimeter observations of the surface circulation of the southern ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 95, n. C10, p. 17877–17903, 1990. 6

CHELTON, D. B.; XIE, S.-P. Coupled ocean-atmosphere interaction at oceanic mesoscales. **Oceanography**, v. 23, n. 4, p. 52–69, 2010. 17

CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an advanced land surface–hydrology model with the penn state–ncar mm5 modeling system. part i: model implementation and sensitivity. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 4, p. 569–585, 2001. 40

CHEN, G.; CHEN, X.; HUANG, B. Independent eddy identification with profiling argo as calibrated by altimetry. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 126, n. 1, p. e2020JC016729, 2021. 11, 12

CHEN, X.; CHEN, G. Effect of mesoscale eddy on thermocline depth over the global ocean: deepen and uplift. **Ocean Science Discussions**, p. 1–23, 2020. 11

CHEN, X.; LI, H.; CAO, C.; CHEN, G. Eddy-induced pycnocline depth displacement over the global ocean. **Journal of Marine Systems**, v. 221, p. 103577, 2021. 11

- CIRANO, M.; MATA, M. M.; CAMPOS, E. J.; DEIRÓ, N. F. A circulação oceânica de larga-escala na região oeste do atlântico sul com base no modelo de circulação global occam. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 24, p. 209–230, 2006. 6
- CLEVELAND, W. S.; DEVLIN, S. J. Locally weighted regression: an approach to regression analysis by local fitting. **Journal of the American Statistical Association**, v. 83, n. 403, p. 596–610, 1988. 41
- CUI, C.; ZHANG, R.-H.; WANG, H.; WEI, Y. Representing surface wind stress response to mesoscale sst perturbations in western coast of south america using tikhonov regularization method. **Journal of Oceanology and Limnology**, v. 38, n. 3, p. 679–694, 2020. 42
- CUI, C.; ZHANG, R.-H.; WEI, Y.; WANG, H. Mesoscale wind stress-sst coupling induced feedback to the ocean in the western coast of south america. **Journal of Oceanology and Limnology**, v. 39, n. 3, p. 785–799, 2021. 5, 16
- DONG, C.; NENCIOLI, F.; LIU, Y.; MCWILLIAMS, J. C. An automated approach to detect oceanic eddies from satellite remotely sensed sea surface temperature data. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, v. 8, n. 6, p. 1055–1059, 2011. 14
- DONG, S.; SPRINTALL, J.; GILLE, S. T. Location of the antarctic polar front from amsr-e satellite sea surface temperature measurements. **Journal of Physical Oceanography**, v. 36, n. 11, p. 2075–2089, 2006. 7, 54
- EDSON, J. B.; JAMPANA, V.; WELLER, R. A.; BIGORRE, S. P.; PLUEDDEMANN, A. J.; FAIRALL, C. W.; MILLER, S. D.; MAHRT, L.; VICKERS, D.; HERBACH, H. On the exchange of momentum over the open ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 44, n. 9, p. 1589, 2014. 25
- FAIRALL, C. W.; BRADLEY, E. F.; HARE, J.; GRACHEV, A. A.; EDSON, J. B. Bulk parameterization of air–sea fluxes: Updates and verification for the coare algorithm. **Journal of Climate**, v. 16, n. 4, p. 571–591, 2003. 33, 38, 42
- FAIRALL, C. W.; BRADLEY, E. F.; ROGERS, D. P.; EDSON, J. B.; YOUNG, G. S. Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 101, n. C2, p. 3747–3764, 1996. 25, 33, 38, 42
- FELS, S. B.; SCHWARZKOPF, M. An efficient, accurate algorithm for calculating co2 15 μm band cooling rates. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 86, n. C2, p. 1205–1232, 1981. 40
- FERRIER, B. S.; JIN, Y.; LIN, Y.; BLACK, T.; ROGERS, E.; DIMEGO, G. Implementation of a new grid-scale cloud and precipitation scheme in the ncep eta model. In: CONFERENCE ON WEATHER ANALYSIS AND FORECASTING, 2002. **Proceedings...** AMS, 2002. p. 280–283. 40

FRENGER, I.; GRUBER, N.; KNUTTI, R.; MUNNICH, M. Imprint of southern ocean eddies on winds, clouds and rainfall. **Nature Geoscience**, v. 6, n. 8, p. 608–612, 2013. 1, 5, 15, 16, 17, 18, 19, 53, 63

GOES, M.; CIRANO, M.; MATA, M.; MAJUMDER, S. Long-term monitoring of the brazil current transport at 22 s from xbt and altimetry data: seasonal, interannual, and extreme variability. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 124, n. 6, p. 3645–3663, 2019. 6

GORDON, A. L. South atlantic thermocline ventilation. **Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers**, v. 28, n. 11, p. 1239–1264, 1981. 6

GRELL, G. A. et al. **A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)**. [S.l.]: Mesoscale and Microscale Meteorology Division, 1994. 40

HAIDVOGEL, D. B. et al. Ocean forecasting in terrain-following coordinates: formulation and skill assessment of the regional ocean modeling system. **Journal of Computational Physics**, v. 227, n. 7, p. 3595–3624, 2008. 33, 37

HAUSMANN, U.; CZAJA, A. The observed signature of mesoscale eddies in sea surface temperature and the associated heat transport. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 70, p. 60–72, 2012. 13

HEDSTROM, K. **Technical manual for a coupled sea-ice/ocean circulation model (version 5)**. Anchorage, Alaska: BOEN, 2018. 182 p. 38, 47

HERSBACH, H. et al. The era5 global reanalysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 146, n. 730, p. 1999–2049, 2020. 12, 39

HONG, S.-Y. A new stable boundary-layer mixing scheme and its impact on the simulated east asian summer monsoon. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 136, n. 651, p. 1481–1496, 2010. 40

HUNKE, E.; DUKOWICZ, J. An elastic–viscous–plastic model for sea ice dynamics. **Journal of Physical Oceanography**, v. 27, n. 9, p. 1849–1867, 1997. 38

HUNKE, E. C. Viscous–plastic sea ice dynamics with the evp model: linearization issues. **Journal of Computational Physics**, v. 170, n. 1, p. 18–38, 2001. 38

JACOB, R.; LARSON, J.; ONG, E. $M \times n$ communication and parallel interpolation in community climate system model version 3 using the model coupling toolkit. **The International Journal of High Performance Computing Applications**, v. 19, n. 3, p. 293–307, 2005. 33, 34

JONES, P. W. **A user’s guide for SCRIP: a Spherical Coordinate Remapping and Interpolation Package version 1.4**. [S.l.]: Los Alamos National Laboratory, 1998. 35

- _____. First-and second-order conservative remapping schemes for grids in spherical coordinates. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 9, p. 2204–2210, 1999. 35
- KILPATRICK, T.; SCHNEIDER, N.; QIU, B. Boundary layer convergence induced by strong winds across a midlatitude sst front. **Journal of Climate**, v. 27, p. 1698–1718, 2014. 2, 17
- LARSON, J.; JACOB, R.; ONG, E. The model coupling toolkit: a new fortran90 toolkit for building multiphysics parallel coupled models. **International Journal of High Performance Computing Applications**, v. 19, n. 3, p. 277–292, 2005. 33, 34
- LELLOUCHE, J. M. et al. The copernicus global 1/12 oceanic and sea ice glorsy12 reanalysis. **Frontiers in Earth Science**, v. 9, p. 698876, 2021. 11, 39
- LENTINI, C. A.; OLSON, D. B.; PODESTÁ, G. P. Statistics of Brazil Current rings observed from AVHRR: 1993 to 1998. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 16, p. 58–1, 2002. 1, 10
- LEYBA, I. M.; SARACENO, M.; SOLMAN, S. A. Air-sea heat fluxes associated to mesoscale eddies in the southwestern atlantic ocean and their dependence on different regional conditions. **Climate Dynamics**, v. 49, p. 2491–2501, 2017. 1, 5, 7, 10, 11, 14, 15, 25, 53
- LINDZEN, R.; NIGAM, S. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 44, p. 2418–2436, 1987. 17
- LIU, J.; ZHANG, S.; XIE, S. Two types of surface wind response to the East China Sea Kuroshio front. **Journal of Climate**, v. 26, n. 21, p. 8616–8627, 2013. 17
- LUO, J.-J.; MASSON, S.; ROECKNER, E.; MADEC, G.; YAMAGATA, T. Reducing climatology bias in an ocean–atmosphere cgm with improved coupling physics. **Journal of Climate**, v. 18, n. 13, p. 2344–2360, 2005. 2, 26, 72
- MA, X. et al. Western boundary currents regulated by interaction between ocean eddies and the atmosphere. **Nature**, v. 535, n. 7613, p. 533–537, 2016. 5
- MARCHESIELLO, P.; MCWILLIAMS, J. C.; SHCHEPETKIN, A. Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. **Ocean Modelling**, v. 3, n. 1-2, p. 1–20, 2001. 47
- MAREZ, C. de; L'HÉGARET, P.; MORVAN, M.; CARTON, X. On the 3d structure of eddies in the arabian sea. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 150, p. 103057, 2019. 12
- MASON, E.; PASCUAL, A.; GAUBE, P.; RUIZ, S.; PELEGRÍ, J. L.; DELEPOULLE, A. Subregional characterization of mesoscale eddies across the brazil-m alvinas c onfluence. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 122, n. 4, p. 3329–3357, 2017. 5

- MELLOR, G. L.; KANTHA, L. An ice-ocean coupled model. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 94, n. C8, p. 10937–10954, 1989. 38
- MESSAGER, C.; SWART, S. Significant atmospheric boundary layer change observed above an agulhas current warm cored eddy. **Advances in Meteorology**, v. 2016, 2016. 21
- MEUNIER, T.; SHEINBAUM, J.; PALLÀS-SANZ, E.; TENREIRO, M.; OCHOA, J.; RUIZ-ANGULO, A.; CARTON, X.; MAREZ, C. de. Heat content anomaly and decay of warm-core rings: the case of the gulf of mexico. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 1, p. e2019GL085600, 2020. 14
- MINOBE, S.; KUWANO-YOSHIDA, A.; KOMORI, N.; XIE, S.-P.; SMALL, R. J. Influence of the gulf stream on the troposphere. **Nature**, v. 452, n. 7184, p. 206–209, 2008. 17, 18
- NONAKA, M.; XIE, S. Covariations of sea surface temperature and wind over the kuroshio and its extension: evidence for ocean-to-atmosphere feedback. **Journal of Climate**, v. 16, p. 1404–1413, 2003. 17
- ODDO, P.; PINARDI, N. Lateral open boundary conditions for nested limited area models: a scale selective approach. **Ocean Modelling**, v. 20, n. 2, p. 134–156, 2008. 47
- OERDER, V.; COLAS, F.; ECHEVIN, V.; MASSON, S.; LEMARIÉ, F. Impacts of the mesoscale ocean-atmosphere coupling on the peru-chile ocean dynamics: the current-induced wind stress modulation. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 123, n. 2, p. 812–833, 2018. 2, 26, 71, 72
- OKUBO, A. Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences. **Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts**, v. 17, n. 3, p. 445–454, 1970. 15
- OLIVEIRA, F.; POLITO, P. Mesoscale eddy detection in satellite imagery of the oceans using the radon transform. **Progress in Oceanography**, v. 167, p. 150–163, 2018. 12
- OLIVEIRA, L. R.; PIOLA, A. R.; MATA, M. M.; SOARES, I. D. Brazil current surface circulation and energetics observed from drifting buoys. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 114, n. C10, 2009. 8
- O'NEILL, L. W.; CHELTON, D. B.; ESBENSEN, S. K. Observations of sst-induced perturbations of the wind stress field over the southern ocean on seasonal timescales. **Journal of Climate**, v. 16, n. 14, p. 2340–2354, 2003. 26, 71
- O'NEILL, L. W.; ESBENSEN, S. K.; THUM, N.; SAMELSON, R. M.; CHELTON, D. B. Dynamical analysis of the boundary layer and surface wind responses to mesoscale sst perturbations. **Journal of Climate**, v. 23, p. 559–581, 2010. 2, 18, 41, 42, 53

ORSI, A. H.; WHITWORTH, T.; NOWLIN, W. D. On the meridional extent and fronts of the antarctic circumpolar current. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 42, n. 5, p. 641–673, 1995. [xvi](#), [1](#), [7](#), [8](#), [91](#)

PALMA, E. D.; MATANO, R. P.; PIOLA, A. R. A numerical study of the southwestern atlantic shelf circulation: stratified ocean response to local and offshore forcing. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 113, n. C11, 2008. [6](#)

PARK, K.-a.; CORNILLON, P.; CODIGA, D. L. Modification of surface winds near ocean fronts: effects of gulf stream rings on scatterometer (quikscat, nscat) wind observations. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 111, n. C1, p. C01019, 2006. [18](#)

PERLIN, N.; SZOEKE, S. P. D.; CHELTON, D. B.; SAMELSON, R. M.; SKYLLINGSTAD, E. D.; O'NEILL, L. W. Modeling the atmospheric boundary layer wind response to mesoscale sea surface temperature perturbations. **Monthly Weather Review**, v. 142, n. 11, p. 4284–4307, 2014. [42](#)

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the south atlantic ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, n. 1, p. 1–73, 1991. [1](#), [6](#)

PEZZI, L.; RICHARDS, K. Effects of lateral mixing on the mean state and eddy activity of an equatorial ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 108, n. C11, p. 3347–3360, 2003. [14](#)

PEZZI, L.; SOUZA, R.; DOURADO, M.; GARCIA, C.; MATA, M.; SILVA-DIAS, M. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 24, p. 1–4, 2005. [17](#), [21](#)

PEZZI, L. P.; QUADRO, M. F.; LORENZZETTI, J. A.; MILLER, A. J.; ROSA, E. B.; LIMA, L. N.; SUTIL, U. A. The effect of oceanic south atlantic convergence zone episodes on regional sst anomalies: the roles of heat fluxes and upper-ocean dynamics. **Climate Dynamics**, v. 59, n. 7-8, p. 2041–2065, 2022. [41](#)

PEZZI, L. P.; QUADRO, M. F. L.; SOUZA, E. B.; MILLER, A. J.; RAO, V. B.; ROSA, E. B.; SANTINI, M. F.; BENDER, A.; SOUZA, R. B.; CABRERA, M. J.; PARISE, C. K.; CARVALHO, J. T.; LIMA, L. S.; QUADROS, M. R. L. de; NEHME, D. M.; ANTONIO, J. F. Oceanic SACZ produces an abnormally wet 2021/2022 rainy season in South America. **Scientific Reports**, v. 13, n. 1, p. 1455, 2023. [39](#), [41](#), [44](#)

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. d.; QUADRO, M. F. Uma revisão dos processos de interação oceano-atmosfera em regiões de intenso gradiente termal do oceano atlântico sul baseada em dados observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, p. 428–453, 2016. [1](#), [6](#)

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. de; ACEVEDO, O.; WAINER, I.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A.; CAMARGO, R. de. Multiyear measurements of the oceanic and

atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. D19, 2009. 6, 21

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. de; SANTINI, M. F.; MILLER, A. J.; CARVALHO, J. T.; PARISE, C. K.; QUADRO, M. F.; ROSA, E. B.; JUSTINO, F.; SUTIL, U. A.; CABRERA, M. J.; BABANIN, A. V.; VOERMANS, J.; NASCIMENTO, E. L.; ALVES, R. C. M.; MUNCHOW, G. B.; RUBERT, J. Oceanic eddy-induced modifications to air–sea heat and CO₂ fluxes in the Brazil-Malvinas Confluence. **Scientific reports**, v. 11, n. 1, p. 10648, 2021. 1, 5, 6, 11, 13, 21, 22, 23, 24, 30, 58, 60, 62

PIOLA, A.; MATANO, R. **Ocean currents: Atlantic western boundary—Brazil current/Falkland (Malvinas) current. Reference module in earth systems and environmental sciences**. [S.l.]: Elsevier, 2017. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10541-X>. 6

PIOLA, A. R.; GORDON, A. L. Intermediate waters in the southwest south atlantic. **Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers**, v. 36, n. 1, p. 1–16, 1989. 6

PUTRASAHAN, D. A.; MILLER, A. J.; SEO, H. Isolating mesoscale coupled ocean–atmosphere interactions in the kuroshio extension region. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 63, p. 60–78, 2013. 19, 42

_____. Regional coupled ocean–atmosphere downscaling in the southeast pacific: impacts on upwelling, mesoscale air–sea fluxes, and ocean eddies. **Ocean Dynamics**, v. 63, p. 463–488, 2013. 2, 42

RENAULT, L.; MASSON, S.; OERDER, V.; JULLIEN, S.; COLAS, F. Disentangling the mesoscale ocean-atmosphere interactions. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 124, n. 3, p. 2164–2178, 2019. 2, 5, 26, 27, 28, 30, 71, 73

RENAULT, L.; MCWILLIAMS, J. C.; MASSON, S. Satellite observations of imprint of oceanic current on wind stress by air-sea coupling. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, p. 17747, 2017. 26, 71, 73

RENAULT, L.; MOLEMAKER, M. J.; MCWILLIAMS, J. C.; SHCHEPETKIN, A. F.; LEMARIÉ, F.; CHELTON, D.; ILLIG, S.; HALL, A. Modulation of wind work by oceanic current interaction with the atmosphere. **Journal of Physical Oceanography**, v. 46, n. 6, p. 1685–1704, 2016. 26, 71

ROBINSON, I. S. Mesoscale ocean features: eddies. In: ROBINSON, I. A. (Ed.). **Discovering the ocean from space**. [S.l.]: Springer, 2010. p. 69–114. 12

ROSS, D.; OVERLAND, J.; PLERSON, W.; CARDONE, V.; MCPHERSON, R.; YU, T. Oceanic surface winds. **Advances in Geophysics**, v. 27, p. 101–140, 1985. 27

- SAHA, S. et al. The ncep climate forecast system reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, n. 8, p. 1015–1058, 2010. 10
- SANTINI, M.; SOUZA, R.; PEZZI, L.; SWART, S. Observations of air–sea heat fluxes in the southwestern atlantic under high-frequency ocean and atmospheric perturbations. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 146, n. 733, p. 4226–4251, 2020. 24, 25, 44
- SARACENO, M.; PROVOST, C. On eddy polarity distribution in the southwestern atlantic. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 69, p. 62–69, 2012. xiii, 1, 6, 7, 8, 9, 10, 53, 74
- SARACENO, M.; PROVOST, C.; PIOLA, A. R.; BAVA, J.; GAGLIARDINI, A. Brazil malvinas frontal system as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 109, n. C5, 2004. xiii, 9
- SARACENO, M.; PROVOST, C.; ZAJACZKOVSKI, U. Long-term variation in the anticyclonic ocean circulation over the zapiola rise as observed by satellite altimetry: evidence of possible collapses. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 56, n. 7, p. 1077–1092, 2009. xiii, 7, 9
- SCHLAX, M. G.; CHELTON, D. B.; FREILICH, M. H. Sampling errors in wind fields constructed from single and tandem scatterometer datasets. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 18, n. 6, p. 1014–1036, 2001. 41
- SEO, H.; MILLER, A.; ROADS, J. The Scripps Coupled Ocean – Atmosphere Regional (SCOAR) model, with applications in the eastern pacific sector. **Journal of Climate**, v. 20, n. 3, p. 381–402, 2007. 17
- SEO, H.; MILLER, A. J.; NORRIS, J. R. Eddy–wind interaction in the California current system: dynamics and impacts. **Journal of Physical Oceanography**, v. 46, n. 2, p. 439–459, 2016. 42
- SEO, H. et al. Ocean mesoscale and frontal-scale ocean–atmosphere interactions and influence on large-scale climate: a review. **Journal of Climate**, v. 36, n. 7, p. 1981–2013, 2023. 58
- SEO, H.; YANG, J. Dynamical response of the arctic atmospheric boundary layer process to uncertainties in sea-ice concentration. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, n. 22, p. 12–383, 2013. 1
- SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 108, n. C3, 2003. 41
- _____. The regional oceanic modeling system (roms): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. **Ocean Modelling**, v. 9, n. 4, p. 347–404, 2005. 33, 37, 41

_____. Correction and commentary for “ocean forecasting in terrain-following coordinates: formulation and skill assessment of the regional ocean modeling system” by haidvogel et al., *J. Comp. Phys.* 227, pp. 3595–3624. **Journal of Computational Physics**, v. 228, n. 24, p. 8985–9000, 2009. 33, 37

SHIMADA, T.; MINOBE, S. Global analysis of the pressure adjustment mechanism over sea surface temperature fronts using AIRS/Aqua data. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 24, p. 1–5, 2011. 17

SILVEIRA, I. D.; CALADO, L.; CASTRO, B.; CIRANO, M.; LIMA, J.; MASCARENHAS, A. d. S. On the baroclinic structure of the Brazil Current–Intermediate Western Boundary Current system at 22°–23°S. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 14, 2004. 8

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; DUDA, M. G.; HUANG, X.-Y.; WANG, W.; POWERS, J. G. A description of the Advanced Research WRF version 4. 1 2019. Disponível em: <<https://figshare.com/articles/journal_contribution/A_Description_of_the_Advanced_Research_WRF_Version_4/7369994>>. 33, 35, 36, 37

SMALL, R.; SZOEKE, S. P.; XIE, S. P.; O’NEILL, L.; SEO, H.; SONG, Q.; CORNILLON, P.; SPALL, M.; MINOBE, S. Air-sea interaction over ocean fronts and eddies. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 45, n. 3-4, p. 274–319, 2008. 17

SMALL, R.; XIE, S.; WANG, Y. Numerical simulation of atmospheric response to pacific tropical instability waves. **Journal of Climate**, v. 16, n. 16, p. 3723–3741, 2003. 18

SMALL, R.; XIE, S.; WANG, Y.; ESBENSEN, S.; VICKERS, D. Numerical simulation of boundary layer structure and cross-equatorial flow in the eastern Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, n. 6, p. 1812–1830, 2005. 18

SONG, Q.; CORNILLON, P.; HARA, T. Surface wind response to oceanic fronts. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 111, n. C8, p. 1–15, 2006. 18

SONG, Y.; HAIDVOGEL, D. A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. **Journal of Computational Physics**, v. 115, n. 1, p. 228–244, 1994. 37

SOUZA, J. M. A. C.; MONTÉGUT, C. B.; TRAON, P. Y. Comparison between three implementations of automatic identification algorithms for the quantification and characterization of mesoscale eddies in the South Atlantic Ocean. **Ocean Science**, v. 7, n. 2, p. 317–334, 2011. 14

SOUZA, R.; PEZZI, L.; SWART, S.; OLIVEIRA, F.; SANTINI, M. Air-sea interactions over eddies in the Brazil-Malvinas confluence. **Remote Sensing**, v. 13, n. 7, p. 1335, 2021. 1, 5, 11, 12, 21, 23, 24, 25, 26, 30

SOUZA, R. B. de; ROBINSON, I. S. Lagrangian and satellite observations of the brazilian coastal current. **Continental Shelf Research**, v. 24, n. 2, p. 241–262, 2004. 6

SPALL, M. Midlatitude wind stress-surface temperature coupling in the vicinity of oceanic fronts. **Journal of Climate**, v. 20, n. 15, p. 3785–3801, 2007. 17

STRUB, P. T.; JAMES, C.; COMBES, V.; MATANO, R. P.; PIOLA, A. R.; PALMA, E. D.; SARACENO, M.; GUERRERO, R. A.; FENCO, H.; RUIZ-ETCHEVERRY, L. A. Altimeter-derived seasonal circulation on the southwest atlantic shelf: 27°–43° s. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 120, n. 5, p. 3391–3418, 2015. 7, 53

SUGIMOTO, S.; AONO, K.; FUKUI, S. Local atmospheric response to warm mesoscale ocean eddies in the kuroshio–oyashio confluence region. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, p. 11871, 2017. 1, 2, 5, 20, 53, 57, 60, 63

SUN, B.; LIU, C.; WANG, F. Global meridional eddy heat transport inferred from argo and altimetry observations. **Scientific Reports**, v. 9, n. 1, p. 1345, 2019. 5

SUTIL, U. A.; PEZZI, L. P. **COAWST User's Guide - 3a Edition**. [s.n.], 2020. 94 p. Disponível em: <<<<https://doi.org/10.13140/RG.2.2.31269.12002>>>>. 38

TAKAHASHI, T.; SUTHERLAND, S.; WANNINKHOF, R.; SWEENEY, C.; FEELY, R. A.; CHIPMAN, D.; HALES, B.; FRIEDERICH, G.; CHAVEZ, F.; SABINE, C.; WATSON, A.; BAKKER, D. C.; SCHUSTER, U.; METZL, N.; YOSHIKAWA-INOUE, H.; ISHII, M.; MIDORIKAWA, T.; NOJIRI, Y.; KÖRTZINGER, A.; STEINHOFF, T.; HOPPEMA, M.; OLAFSSON, J.; ARNARSON, T. S.; TILBROOK, B.; JOHANNESSEN, T.; OLSEN, A.; BELLERBY, R. G.; WONG, C.; DELILLE, B.; BATES, N.; BAAR, H. J. de. 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. 23

TAKATAMA, K.; SCHNEIDER, N. The role of back pressure in the atmospheric response to surface stress induced by the kuroshio. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 74, n. 2, p. 597–615, 2017. 26

TANG, Z.; ZHANG, R.-H.; WANG, H.; ZHANG, S.; WANG, H. Mesoscale surface wind-sst coupling in a high-resolution cesm over the ke and arc regions. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 13, n. 12, p. e2021MS002822, 2021. 5

TOKINAGA, H.; TANIMOTO, Y.; XIE, S.-P. SST-induced surface wind variations over the Brazil-Malvinas confluence: satellite and in situ observations. **Journal of Climate**, v. 18, n. 17, p. 3470–3482, 2005. 17

TRENBERTH, K. E. **Climate system modeling**. [S.l.]: Cambridge University Press, 1992. 2

- VIVIER, F.; PROVOST, C. Direct velocity measurements in the malvinas current. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 104, n. C9, p. 21083–21103, 1999. 8
- WAJSOWICZ, R. C. A consistent formulation of the anisotropic stress tensor for use in models of the large-scale ocean circulation. **Journal of Computational Physics**, v. 105, n. 2, p. 333–338, 1993. 41
- WALLACE, J. M.; MITCHELL, T.; DESER, C. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial pacific: seasonal and interannual variability. **Journal of Climate**, v. 2, n. 12, p. 1492–1499, 1989. 17, 58
- WANNINKHOF, R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited. **Limnology and Oceanography: Methods**, v. 12, p. 351–362, 2014. 23
- WARNER, J. C.; ARMSTRONG, B.; HE, R.; ZAMBON, J. B. Development of a coupled ocean–atmosphere–wave–sediment transport (COAWST) modeling system. **Ocean Modelling**, v. 35, n. 3, p. 230–244, 2010. 33, 34, 35
- WARNER, J. C.; PERLIN, N.; SKYLLINGSTAD, E. D. Using the model coupling toolkit to couple earth system models. **Environmental Modelling & Software**, v. 23, n. 10-11, p. 1240–1249, 2008. 34
- WARNER, J. C.; SHERWOOD, C. R.; ARANGO, H. G.; SIGNELL, R. P. Performance of four turbulence closure models implemented using a generic length scale method. **Ocean Modelling**, v. 8, n. 1-2, p. 81–113, 2005. 41
- WARNER, J. C.; SHERWOOD, C. R.; SIGNELL, R. P.; HARRIS, C. K.; ARANGO, H. G. Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model. **Computers & Geosciences**, v. 34, n. 10, p. 1284–1306, 2008. 34, 35
- WEISS, J. The dynamics of enstrophy transfer in two-dimensional hydrodynamics. **Physica D: Nonlinear Phenomena**, v. 48, n. 3, p. 273 – 294, 1991. ISSN 0167-2789. Disponível em: <<<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/016727899190088Q>>>. 15
- ZHANG, C.; WANG, Y.; HAMILTON, K. Improved representation of boundary layer clouds over the southeast pacific in arw-wrf using a modified tiedtke cumulus parameterization scheme. **Monthly Weather Review**, v. 139, n. 11, p. 3489–3513, 2011. 40
- ZHANG, R.-H.; BUSALACCHI, A. J. Rectified effects of tropical instability wave (tiw)-induced atmospheric wind feedback in the tropical pacific. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 5, 2008. 5
- ZHANG, Z.; TIAN, J.; QIU, B.; ZHAO, W.; CHANG, P.; WU, D.; WAN, X. Observed 3d structure, generation, and dissipation of oceanic mesoscale eddies in the south china sea. **Scientific Reports**, v. 6, n. 1, p. 1–11, 2016. 11

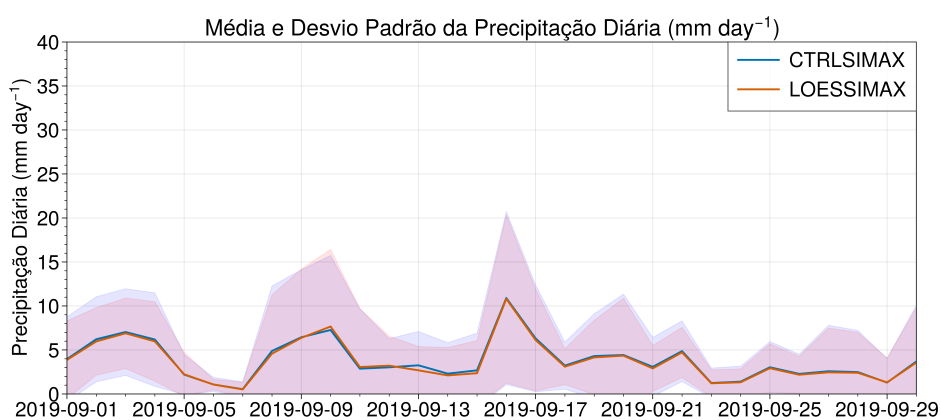
ANEXO A - FIGURAS COMPLEMENTARES UTILIZADAS NAS ANÁLISES DOS RESULTADOS

Figura A.1 - Frentes oceânicas, utilizando os dados de Orsi et al. (1995).

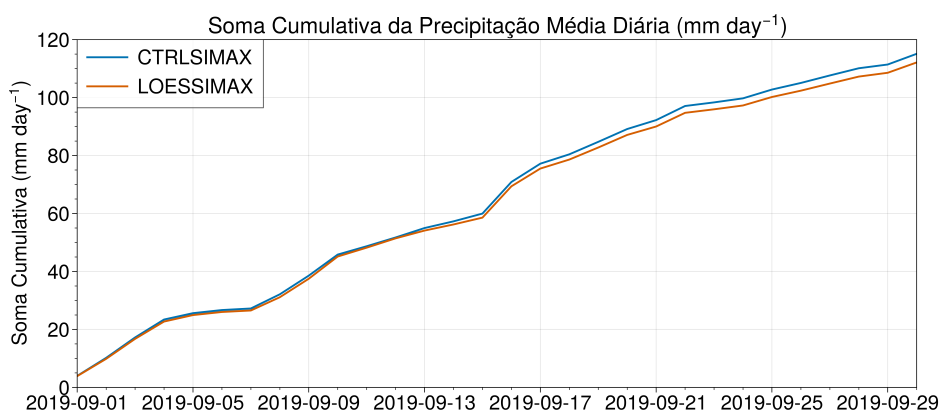


Fonte: Produção do autor.

Figura A.2 - (a) Média e desvio padrão da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$) e (b) soma cumulativa da média da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$), para o mês de setembro de 2019. As médias foram calculadas para a região oceânica representada na Figura 4.12.



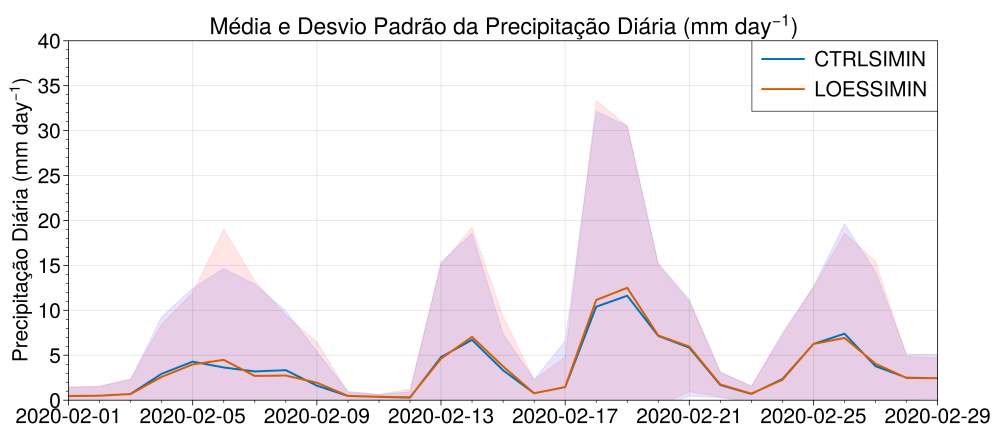
(a)



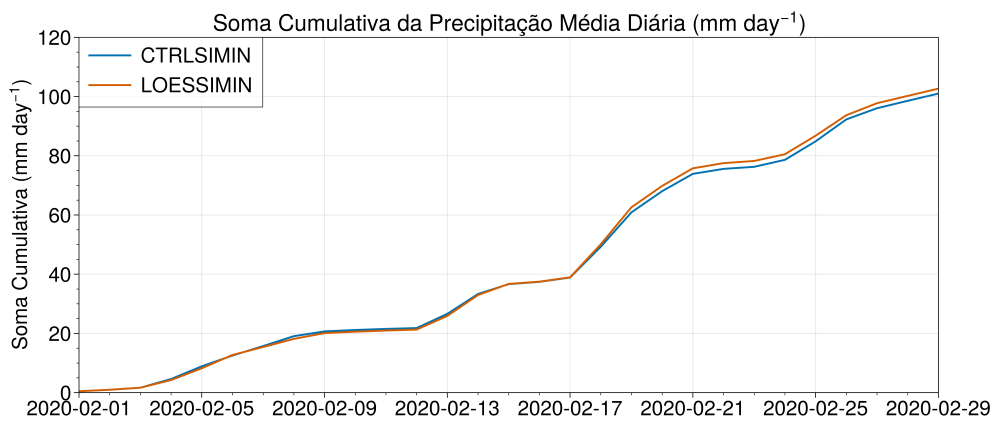
(b)

Fonte: Produção do autor.

Figura A.3 - (a) Média e desvio padrão da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$) e (b) soma cumulativa da média da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$), para o mês de fevereiro de 2020. As médias foram calculadas para a região oceânica representada na Figura 4.12.



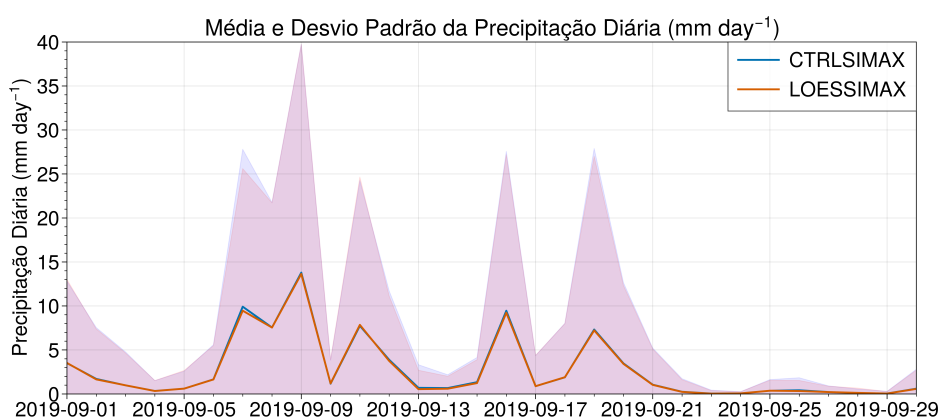
(a)



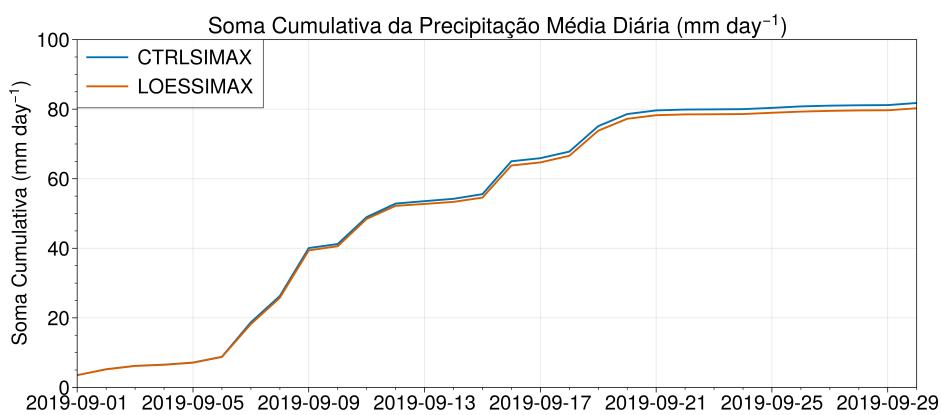
(b)

Fonte: Produção do autor.

Figura A.4 - (a) Média e desvio padrão da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$) e (b) soma cumulativa da média da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$), para o mês de setembro de 2019. As médias foram calculadas para a região continental representada na Figura 4.13.



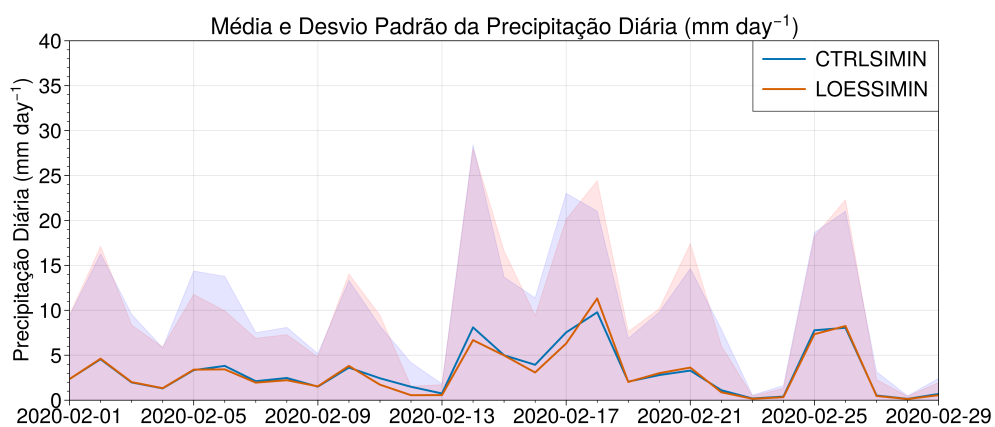
(a)



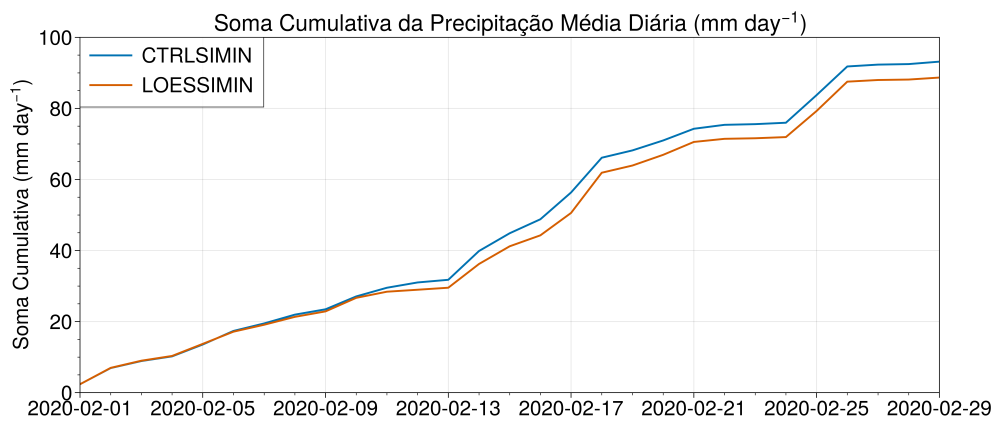
(b)

Fonte: Produção do autor.

Figura A.5 - (a) Média e desvio padrão da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$) e (b) soma cumulativa da média da precipitação diária ($mm\ dia^{-1}$), para o mês de fevereiro de 2020. As médias foram calculadas para a região continental representada na Figura 4.13.



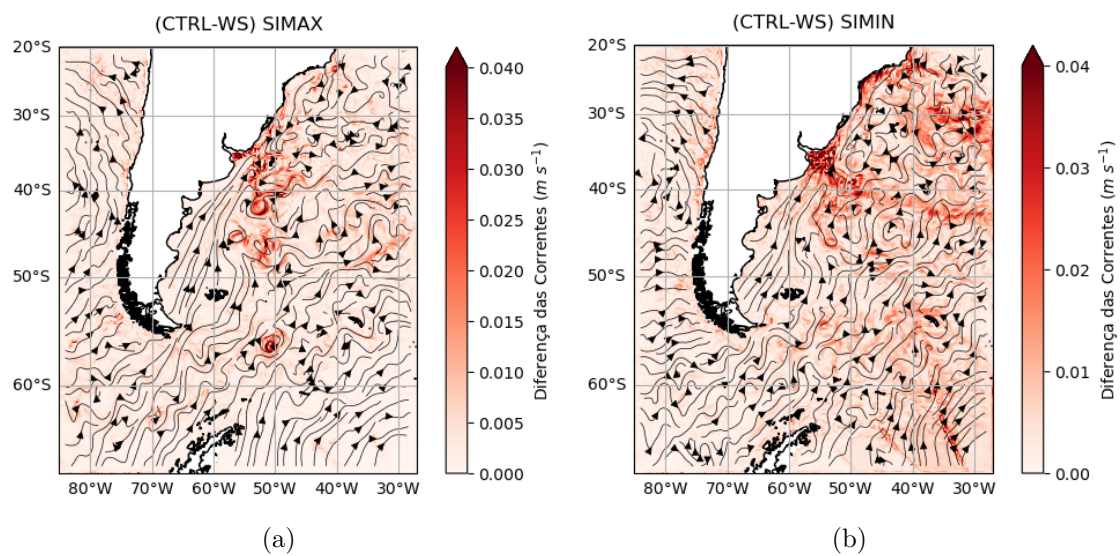
(a)



(b)

Fonte: Produção do autor.

Figura A.6 - (a) Vector resultante da diferença das correntes entre o experimento CTRLSIMAX e WSSIMAX ($m s^{-1}$, em cores) e correntes do experimento WSSIMAX ($m s^{-1}$, sobrepostas em preto). (b) Vector resultante da diferença das correntes entre o experimento CTRLSIMIN e WSSIMIN ($m s^{-1}$, em cores) e correntes do experimento WSSIMIN ($m s^{-1}$, sobrepostas em preto).



Fonte: Produção do autor.

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Contam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.