

Universidade Federal do Rio Grande – FURG

Instituto de Oceanografia

Programa de Pós-Graduação em Oceanologia

**FLUXOS TURBULENTOS DE CALOR NA
INTERFACE OCEANO-ATMOSFERA
ASSOCIADOS A VÓRTICES DE
SUBMESOESCALA NA BACIA DE SANTOS**

RAFAELA RIZZI

Dissertação apresentada ao Programa de
Pós-Graduação em Oceanologia, como
parte dos requisitos para a obtenção do
Título de Mestre.

Orientador: *Prof. Dr. FABRÍCIO SANGUINETTI CRUZ DE OLIVEIRA*
Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Coorientador: *Prof. Dr. JOSÉ LUIZ LIMA DE AZEVEDO*
Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Rio Grande, RS, Brasil

Setembro de 2024

FLUXOS TURBULENTOS DE CALOR NA INTERFACE OCEANO-ATMOSFERA ASSOCIADOS A VÓRTICES DE SUBMESOESCALA NA BACIA DE SANTOS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanologia,
como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Mestre

por

RAFAELA RIZZI

Rio Grande, RS, Brasil

Setembro de 2024

© A cópia parcial e a citação de trechos desta tese são permitidas sobre a condição de que qualquer pessoa que a consulte reconheça os direitos autorais do autor. Nenhuma informação derivada direta ou indiretamente desta obra deve ser publicada sem o consentimento prévio e por escrito do autor.

Rizzi, RAFAELA

Fluxos turbulentos de calor na interface oceano-atmosfera associados a vórtices de submesoescala na Bacia de Santos / Rafaela Rizzi – Rio Grande: FURG, 2024.

133 p.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande. Mestrado em Oceanologia. Área de Concentração: Física dos Oceanos e Clima; Interação oceano-atmosfera.

1. absorção de calor 2. movimentos de submesoescala 3. fluxos de calor sensível e latente 4. Atlântico Sul. Fluxos turbulentos de calor na interface oceano-atmosfera associados a vórtices de submesoescala na Bacia de Santos



ATA ESPECIAL DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO – 09/2024

Às nove horas do dia trinta de setembro do ano dois mil e vinte e quatro, por Video Conferência sala: <https://conferenciaweb.rnp.br/sala/fabricio-sanguinetti-cruz-de-oliveira> e Presencial Sala de Reuniões – Prédio – Recursos Renováveis-IO/Furg, reuniu-se a Comissão Examinadora da Dissertação de **MESTRADO** intitulada “FLUXOS TURBULENTOS DE CALOR NA INTERFACE OCEANO-ATMOSFERA ASSOCIADOS À VÓRTICES DE SUBMESOESCALA NA BACIA DE SANTOS”, da **Acad. Rafaela Rizzi**. A Comissão Examinadora foi composta pelos seguintes membros: Prof. Dr. Fabricio Sanguinetti Cruz de Oliveira - Orientador – (IO/FURG); Prof. Dr. José Luiz Lima de Azevedo – Coorientador – (IO/FURG); Prof. Dr. Ronald Buss de Souza – (INPE); Prof. Dr. Jeferson Prietsch Machado – (IO/FURG) e Prof. Dr. Leopoldo Rota de Oliveira – (IO/FURG). Dando início à reunião, a Coordenadora do PPGO, Profa. Dra. Grasiela Lopes Leães Pinho, agradeceu a presença de todos e fez a apresentação da Comissão Examinadora. Logo após esclareceu que a candidata teria um tempo de 45 a 60 min para explanação do tema, e cada membro da Comissão Examinadora, um tempo máximo de 30 min para perguntas. A seguir, passou à palavra a candidata que apresentou o tema e respondeu às perguntas formuladas. Após ampla explanação, a Comissão Examinadora reuniu-se em reservado para discussão do conceito a ser atribuído a candidata. Foi estabelecido que as sugestões de todos os membros da Comissão Examinadora, que seguem em pareceres em anexo, foram aceitas pelo Orientador/Candidata para incorporação na versão final da Dissertação. Finalmente, a Comissão Examinadora considerou a candidata **aprovada**, por unanimidade. Nada mais havendo a tratar, foi lavrada a presente ATA, por mim, Clabisnei Moura de Melo – Secretário PPGO, que após lida e aprovada, será assinada pela Comissão Examinadora, pela Candidata e pela Coordenadora do Programa de Pós-Graduação em Oceanologia.

Documento assinado digitalmente
gov.br FABRICIO SANGUINETTI CRUZ DE OLIVEIRA
Data: 30/09/2024 14:35:40-0300
Verifique em <https://validar.itd.gov.br>

Prof. Dr. Fabricio Sanguinetti Cruz de Oliveira
Orientador

Documento assinado digitalmente
gov.br JOSE LUIZ LIMA DE AZEVEDO
Data: 30/09/2024 16:07:11-0300
Verifique em <https://validar.itd.gov.br>

Prof. Dr. José Luiz Lima de Azevedo

Documento assinado digitalmente
gov.br RONALD BUSS DE SOUZA
Data: 30/09/2024 16:31:49-0300
Verifique em <https://validar.itd.gov.br>

Prof. Dr. Ronald Buss de Souza

Documento assinado digitalmente
gov.br JEFERSON PRIETSCH MACHADO
Data: 30/09/2024 16:39:16-0300
Verifique em <https://validar.itd.gov.br>

Prof. Dr. Jeferson Prietsch Machado

Documento assinado digitalmente
gov.br LEOPOLDO ROTA DE OLIVEIRA
Data: 30/09/2024 19:26:09-0300
Verifique em <https://validar.itd.gov.br>

Prof. Dr. Leopoldo Rota de Oliveira

Documento assinado digitalmente
gov.br GRASIELA LOPEZ LEAES PINHO
Data: 01/10/2024 09:51:47-0300
Verifique em <https://validar.itd.gov.br>

Prof^a. Dr^a Grasiela Lopes Leães Pinho
Coordenadora PPGO

Documento assinado digitalmente
gov.br RAFAELA RIZZI
Data: 01/10/2024 09:26:51-0300
Verifique em <https://validar.itd.gov.br>

Acad. Rafaela Rizzi

Índice

Agradecimentos.....	viii
Lista de Figuras	ix
Lista de Tabelas	xii
Lista de Acrônimos e Abreviações.....	xiii
Resumo	xv
Abstract.....	xvii
Prefácio	xviii
Capítulo I: Introdução.....	1
1.1 Estruturas oceânicas e os fluxos de calor superficiais.....	3
1.2 Definições, conceitos e importância da submesoescala.....	6
1.3 Identificação de vórtices de submesoescala em imagens SAR	9
1.4 O que se sabe a respeito da dinâmica de submesoescala no domínio brasileiro do oceano Atlântico Sul?.....	13
Capítulo II: Objetivos	16
Capítulo III: Área de Estudo	17
Capítulo IV: Material e Métodos	22
4. 1 Detecção dos vórtices	23
4.1.1 Imagens SAR	23
4.1.2 Método de identificação visual.....	27
4.1.3 Banco de dados de vórtices entre 2017 e 2018	29
4.2 Caracterização de vórtices de submesoescala.....	30
4.3 Estimativas do fluxos de calor na interface oceano-atmosfera	30
4.3.1 Dados de temperatura da superfície do mar.....	31
4.3.2 Dados de temperatura do ar e pressão atmosférica	32
4.3.3 Dados de vento e densidade do ar	32
4.3.4 Cálculo dos fluxos de calor sensível e latente	33
4.4 Fluxos de calor associados aos vórtices de submesoescala	35
4.4.1 Filtragem espacial e temporal.....	35
4.4.2 Mapas compostos	38
Capítulo V: Estatística de vórtices de submesoescala na Bacia de Santos	40

5.1 Introduction	42
5.2 Materials and methods	46
5.2.1 Sentinel-1 data	46
5.2.2 SMEs identification	48
5.2.3 Supplementary Data.....	50
5.3 Results.....	50
5.4 Discussion.....	56
5.4.1 Temporal and spatial distribution of SMEs.....	56
5.4.2 “Black” and “white” eddies	62
5.4.3 Polarity asymmetry of SMEs.....	63
5. 5 Acknowledgments	65
5.6 Declaration of interest statement.....	66
5.7 References.....	66
Capítulo VI: Fluxos turbulentos de calor na interface oceano-atmosfera associados à vórtices de submesoescala na Bacia de Santos	67
6.1 Introduction	68
6.2 Materials and Methods	71
6.2.1 Eddy detection.....	71
6.2.2 Estimation of surface turbulent heat fluxes	72
6.2.2.1 Latent and sensible heat fluxes.....	73
6.2.2.2 Identification of the surface signature of eddies in LHF and SHF ...	74
6.3 Results and Discussion	75
6.3.1 Latent and sensible heat fluxes in the SBB.....	76
6.3.2 Superficial signature of submesoscale eddies in air-sea LHF and SHF ..	80
6.4 Conclusion	89
6.5 References.....	90
Capítulo VII: Síntese da Discussão e Conclusões.....	91
Capítulo VII: Referências Bibliográficas	97

"O mar abre todos os caminhos que ligam as pessoas do mundo"
(Tamara Klink - Nós: o Atlântico em solitário)

Agradecimentos

Aqui, quero tentar deixar registrado como foi o fim dessa etapa tão importante na minha vida (e o início de outra). Não sabia que era possível amadurecer tanto em dois anos, mas acho que o mestrado acaba acelerando esse processo. Sou muito grata por ter chegado aqui com uma bagagem inexplicavelmente maior do que a Rafaela de 2022 tinha.

Primeiramente, gostaria de agradecer ao meu orientador Fabrício e ao meu coorientador Zé Luiz por todas as trocas nesses últimos anos. A nossa parceria não é de agora, e mais uma vez, conseguimos finalizar muito bem mais uma etapa muito importante na minha trajetória. Vocês contribuíram muito para o meu amadurecimento tanto pessoal quanto acadêmico e sou muito grata por isso.

À minha família, que nem imagina o quanto me ajudou em todo esse processo. Obrigada por toda a paciência, incentivo, força e por sempre acreditar no meu potencial, mesmo quando eu não acreditava. A vida é mais fácil quando a gente recebe tanto amor da nossa família.

Ao Bruno, meu companheiro de vida, que sempre me deu a maior força do mundo e é um dos meus maiores incentivadores. Me deu também outra família, que amo fazer parte: Luísa, Sérgio, Paula, Guinho, Santi e Benja. Além de grata, me sinto sortuda por te ter comigo, meu amor. Te amo infinito!

Às amizades que foram sendo consolidadas (ou floresceram) ao longo desse período, deixando a vida muito mais leve e divertida. Tanta gente tem um espaço só seu guardado aqui comigo quando penso no que eu vivi durante esses anos, mas o agradecimento especial vai para: Ana Carolina, Camila, Eloyna, Jhulia, Joana, Luísa, Natália, Sophia, Thiago, Thaila, Laura G, Laura C, Eduarda.

Obrigada a você também, que está lendo.

Lista de Figuras

- Figura 1.** Fluxos de calor na interface oceano-atmosfera, representados pela radiação solar (ondas curtas), terrestre (ondas longas), calor sensível e calor latente. O fluxo de calor sensível (FCS) é gerado pela diferença de temperatura entre a atmosfera e a superfície do mar, a fim de se atingir o equilíbrio entre os dois meios. Em média, o FCS é positivo – fluxo de calor do oceano para a atmosfera. O fluxo de calor latente (FCL) é relacionado às mudanças de fase da água de líquido para vapor e vice-versa (representado pela precipitação e evaporação) e usualmente é positivo, com a liberação de calor do oceano para a atmosfera através da evaporação..... 3
- Figura 2.** Perfis de temperatura do ar e do oceano (em °C) em 18 de outubro de 2019 obtidos de forma simultânea por radiossondas e XBTs ao longo da rota do Navio Polar (Po/V) Almirante Maximiano (H-41) da Marinha do Brasil ao cruzar um vórtice anteciclônico de mesoescala. A magnitude do vento (em m s⁻¹) é exibida pelo tamanho dos vetores sobrepostos à temperatura do ar. As linhas contínuas pretas na parte inferior da figura mostram as posições de sondagem oceânica. A Figura demonstra uma CLAM bem misturada e turbulenta sobre as águas quentes, com ventos fortes próximos a superfície e temperatura do ar homogênea verticalmente. Fonte: Pezzi et al. [2021]. 5
- Figura 3.** Esquema das respostas atmosféricas locais à presença de uma frente oceânica de submesoescala. O forte gradiente de TSM associado à frente impulsiona trocas mais intensas na interface oceano-atmosfera, um incremento na altura da CLAM e a formação de nuvens no lado quente da frente. Fonte: Yang et al. [2024]. 6
- Figura 4.** Escalas temporais e espaciais de diversos processos típicos no oceano. Fonte: Burchard [2002]. 8
- Figura 5.** Geometria das observações utilizadas para formar a abertura sintética e imagear o alvo P. Fonte: Manual SAR da NASA acessado em agosto de 2024, disponível em <https://ntrs.nasa.gov/api/citations/20190002563/downloads/20190002563.pdf>. 11
- Figura 6.** Manifestação de vórtices em imagens Sentinel-1 SAR na Bacia de Santos: (a) vórtice branco, no dia 29 de maio de 2021; e (b) vórtice preto, no dia 06 de maio de 2021. 12
- Figura 7.** Esquema de circulação na BS. A bifurcação da Corrente Sul Equatorial (South Equatorial Current, SEC) origina a Corrente do Norte do Brasil (North Brazil Current) e a Corrente do Brasil (Brazil Current, BC). As posições da Frente Subtropical de Plataforma (Subtropical Shelf Front, STSF) e da Frente de Ressurgência de Cabo Frio (Cape Frio Upwelling Front, CFUF) são indicadas na figura. A CFUF é formada pelos gradientes físicos e químicos entre a água ressurgida em CF e a Água Costeira advectada e a STSF é formada pela interação entre a Pluma do Rio da Prata (La Plata plume, LPP), com alto teor de fosfato e baixo teor de nitrato, e as águas oligotróficas mais salgadas e quentes da plataforma. A TSM é indicada por números ao longo dessas frentes. Outras frentes que atuam na região são a Frente Halina Superficial (Surface Haline Front) e a Frente Termal Profunda (Bottom Thermal Front), ambas formadas pela interação entre o vento, convecção de flutuabilidade e força de maré. Fonte: Brandini et al. [2018]. 19
- Figura 8.** Distribuições da temperatura da superfície do mar (acima), em °C, e clorofila (abaixo), em µg·L⁻¹, típicas de verão (a,c) e inverno (b,d) na BS. A CFUF pode ser identificada próxima à Cabo Frio na imagem de TSM do verão, assim como a intrusão da STSF na imagem de TSM do inverno. Fonte: Brandini et al. [2018]. 21

Figura 9. Localização da Bacia de Santos e da distribuição espacial das imagens SAR utilizadas neste estudo, com as isóbatas de 100, 200, 1000, 2000 e 3000 metros representadas pelas linhas sólidas pretas. O número de imagens SAR é representado pela escala de cor.	24
Figura 10. Fluxograma das etapas do pré-processamento das imagens SAR, contendo o nome dos comandos utilizados no software SNAP, uma breve descrição de cada etapa e um exemplo para o dia 9 de junho de 2019 na Bacia dos Santos.	25
Figura 11. (a) Exemplo de um VSM detectado na BS através da imagem Sentinel-1 SAR-C em 22 de janeiro de 2019. A imagem ampliada (b) demonstra o método utilizado para estimar a dimensão dos vórtices: o raio é medido a partir das distâncias entre o centro (círculo preto) e a borda (polígono em laranja) do vórtice em todas as direções, representadas pelas linhas amarelas.	29
Figure V-1. Examples of eddies identified by a visual criteria in SAR-C images in the South Brazil Bight: (a) white eddy on 29 May 2021; and (b) black eddy on 6 May 2021.	43
Figure V-2. Location of the South Brazil Bight and spatial distribution of SAR data used in this study, with isobaths of 100, 200, 1000, and 2000 m represented by solid black lines.	47
Figure V-3. (a) Example of a submesoscale eddy detected using a Sentinel-1 SAR-C image on January 22, 2019, in the South Brazil Bight. (b) The zoom illustrates the method used to estimate the eddies dimensions: the diameter corresponds to the maximum distance between points along the eddy's edge (solid yellow line), crossing through the center of the eddy (black circle). The radius is defined as half the diameter.	49
Figure V-4. Spatial distribution of SMEs in the SBB in relation to (a) type and (b) polarity. The black lines indicate the isobaths of 100, 200, 1000, 2000, and 3000 m.	51
Figure V-5. (a) Latitudinal, (b) spatial, and (c) frequency distribution of the radii of SMEs. The average radius was calculated every 0.5° of latitude, and the error bar was determined using the Student's t-distribution (95% confidence level). Black lines represent the isobaths of 100, 200, 1000, 2000, and 3000 m.	53
Figure V-6. Annual spatial distribution of the frequency of eddies detected in (a) 2017, (b) 2018, (c) 2019, (d) 2020, (e) 2021, and (f) 2019 to 2021. The blue rectangle indicates the region of highest eddy concentration in the southern SBB, where wind and temperature analyses were conducted.	54
Figure V-7. Temporal variability of the number of SMEs detected in the SBB between 2017 and 2021: (a) showing the number of eddies per season; (b) boxplot of the monthly sum of detected eddies; and (c) monthly frequency of eddies.	55
Figure V-8. Spatial distribution of eddy frequency detected in summer (a), fall (b), winter (c), and spring (d).	55
Figure V-9. Illustration of the region near Ilhabela, characterized by a high concentration of SMEs. The high-resolution bathymetry of the São Sebastião Channel is highlighted.	57
Figure V-10. Magnitude and direction of surface winds (a–b) from 2017 to 2021, sea surface temperature, and SME frequency (c–g) focusing on the winter months in an average section illustrated in Fig. 3f.	61
Figure V-11. Distribution of frequency of white and black eddies according to the wind speed.	62

Figure VI-1 (a) Location of the SSB and its position relative to the national territory (upper right corner). The solid (dashed) black line indicates the 200 (1000) m isobath. Blue (red) circles represent the positions of cyclonic (anticyclonic) eddies. (b) An example of a SME in a Sentinel-1 SAR-C image on January 22, 2019, in the SSB and the measurement method used: the radius were calculated from the distances between the center (black circle) and the boundary (orange polygon) of the eddy in all directions, represented by the yellow lines.	72
Figure VI-2 Annual (a–c and k–m), three-year (d and n), seasonal (summer: e and o; fall: f and p; winter: g and q; spring: h and r), latitudinal (i and s), and cross-shore (j and t) means of LHF (left) and SHF (right) estimates. The latitudinal and cross-shore means are presented for each of the analyzed years and their respective seasons. The cross-shore mean was calculated along the transect illustrated in Fig. 2a (in blue). Black solid lines indicate the 100, 200, 1000, 2000, and 3000 m isobaths. Cabo de Santa Marta – CSM, Paranaguá – PRN, São Sebastião – SB, and Cabo Frio – CF.	78
Figure VI-3 Temporal mean of latent (a) and sensible (b) heat flux associated with cyclonic SMEs. The purple rectangles delineate four regions (A-D) with higher concentrations of eddies. The solid black lines indicate the 200, 1000, 2000, and 3000 m isobaths.	82
Figure VI-4 Temporal mean of latent (a) and sensible (b) heat flux associated with cyclonic SMEs in the regions A-D, where the highest concentration of eddies is observed (represented in Fig. VI-3b).	83
Figure VI-5 Averaged composite maps of LHF (above) and SHF (below) inside cyclonic and anticyclonic eddies.	84
Figure VI-6 Distribution of the maximum LHF (a) and SHF (b) for each eddy relative to the percentage of individuals analyzed. The means of the maximum positive and negative LHF and SHF associated with CEs and AEs are also shown in the figure. The positive area of the graph is shaded in light red for easier visualization of the results. The criteria used to select the structures included in this analysis was the same as that used for the composite maps: a total of 334 eddies participated in the analysis, with 353 CEs and 9 AEs.	87
Figure VI-7 Schematic summarizing the four possible scenarios for the relationship between the SSTAs of eddies (positive anomalies represented by red ellipses and negative anomalies by blue ellipses) and the direction of the associated LHF and SHF (represented by orange and blue arrows, respectively). Positive LHF and SHF are indicated by arrows pointing from the ocean to the atmosphere, and negative fluxes by pointing in the opposite direction. Cold (warm)-core eddies depress (raise) the isotherms, which are shown by solid gray lines, and usually presents a negative (positive) anomaly in sea surface height, shown by a gray dashed line. The figure includes the following variables: Ta for air temperature, Ts for sea surface temperature, qa for air humidity, and qs for saturation humidity at the sea surface. In the first two scenarios, LHF and SHF are following the same trend, indicating that eddies with negative (positive) SSTAs are associated with oceanic heat gain (loss). The third (fourth) scenario illustrates a situation where Ta is higher (lower) than Ts, while qa is lower (higher) than qs, resulting in latent heat loss (gain) and sensible heat gain (loss) by the ocean.	88
Figure VI-8 Composite maps of LHF (left) and SHF (right) for eddies with radii between 2 and 7.9 km (Class 1) and 8 and 14 km (Class 2).	88

Lista de Tabelas

Tabela 1. Número de imagens Sentinel-1 SAR por ano/estação.....	24
Table V-1 Number of SAR-C images obtained from the Sentinel-1 per year and seasons	47
Table V-2 Frequency of the SMEs identified in SAR-C images in the South Brazil Bight in terms of their polarity (cyclonic or anticyclonic) and type (black or white).	51
Table V-3 Frequency of SMEs measured in the South Brazil Bight, along with their minimum (min), maximum (max), average (avg) and standard deviation (std) radii in km.....	52
Table VI-1 Description of the submesoscale eddies (SMEs) identified in SAR-C images in the South Brazil Bight, including their radii (minimum, maximum, average and standard deviation), in km.	76
Table VI-2 Number of SMEs per year and seasons according to their polarity (CE – cyclonic eddie, AE – anticyclonic eddie).	76
Table VI-3 Maximum (max), minimum (min), average (avg), and standard deviation (std) of LHF and SHF (in W/m ²) for each year, for the average between 2019 and 2021, and for the analyzed seasons.	77
Table VI-4 Maximum (Max), minimum (Min), and average (positive and negative) values with their respective standard deviations of LHF and SHF associated with cyclonic SMEs (as shown in Figures VI-3 and VI-4) for the entire SBB and each region (A–D). All values are in W/m ²	83

Lista de Acrônimos e Abreviações

A

AB – Araçá Bay

ASAS – Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul

FCL – fluxo de calor latente

FCS – fluxo de calor sensível

B

BC – Corrente do Brasil (*Brazil Current*)

BS – Bacia de Santos

β – largura do feixe da antena

f – parâmetro de Coriolis

G

GRD – *Ground Range Detected*

H

H – profundidade (*height*)

C

CB – Corrente do Brasil

CeF – força centrífuga (*centrifugal force*)

CF – Cabo Frio

CFUF – frente de ressurgência de Cabo Frio (*Cape Frio Upwelling Front*)

CLAM – camada limite atmosférica marinha

CoF – força de Coriolis (*Coriolis force*)

CSV – vórtice coerente de submesoscala (*coherent submesoscale vortice*)

CSM – Cabo de Santa Marta

F

F_c – força de Coriolis

F_{ce} – força centrífuga

L – escala de comprimento horizontal (*length*)

LHF – fluxo de calor latente (*latent heat flux*)

LPP – pluma do Rio da Prata (*La Plata plume*)

L_{SA} – comprimento da abertura sintética (*length of synthetic aperture*)

L_R – comprimento real da antena

λ – comprimento de onda do radar

M

MUR – *Multi-Scale Ultra High Resolution*

P

PGF – força do gradiente de pressão

(pressure gradient force)

PRP – pluma do Rio da Prata

Q

Q_b – radiação de ondas longas

Q_e – calor sensível

Q_h – calor latente

Q_{net} – fluxo líquido de calor na interface oceano-atmosfera

Q_s – radiação solar

SNAP – software para observação e processamento de produtos do satélite Sentinel *Sentinel Application Platform*

SST – temperatura da superfície do mar (*sea surface temperature*)

SSTA – anomalia na temperatura da superfície do mar (*sea surface temperature anomaly*)

STSF – Frente Subtropical de Plataforma (*Subtropical Shelf Front*)

SSC – Canal de São Sebastião (*São Sebastião Channel*)

R

R – alcance (*range*)

Rd – raio de deformação de Rossby (*Rossby deformation radius*)

Ro – número de Rossby

Ri – número de Richardson

T_a – temperatura do ar

TSM – temperatura da superfície do mar

U

U – velocidade horizontal

U₁₀ – velocidade do vento a 10 m

SACZ – Zona de Convergência do Atlântico Sul (*South Atlantic Convergence Zone*)

SAR – radar de abertura sintética (*synthetic aperture radar*)

V

VCSMs – vórtices coerentes de submesoscala

VSMs – vórtices de submesoscala

SBB – Bacia de Santos (*South Brazil Bight*)

SHF – fluxo de calor sensível (*sensible heat flux*)

P

p₀ – densidade média de referência na coluna d'água

SMEs – vórtices de mesoscala (*submesoscale eddies*)

p_a – densidade do ar

Δp – diferença de densidade entre as camadas na coluna d'água

Resumo

Uma combinação de conjunto de dados foi utilizada neste estudo com o objetivo de caracterizar o impacto de vórtices de submesoescala (VSMs) nos fluxos turbulentos de calor (sensível e latente) na interface oceano-atmosfera, na região da Bacia de Santos (BS), assim como realizar a estatística dessas estruturas. A metodologia proposta para atingir esses objetivos foi dividida em três grandes etapas: (i) identificação dos vórtices via critério visual em imagens Sentinel-1 SAR-C entre 2017 e 2021; (ii) estimativa dos fluxos turbulentos de calor (latente – FCL; sensível – FCS) através de equações *bulk*, utilizando medições satelitais e saídas numéricas de reanálise de temperatura do ar e da superfície do mar e velocidade do vento; e (iii) extração dos fluxos de calor associados aos vórtices (< 5 dias e < 23 km) por meio da aplicação de filtros temporais e espaciais. Foi identificado um total de 1780 vórtices. A incerteza na determinação das bordas dos vórtices permitiu a medição de 1546 indivíduos e a definição da polaridade de 1773 estruturas. A maioria dos vórtices identificados são ciclônicos, com raios que variaram entre 0,2 km e 18,5 km e um valor médio de $3,0 \pm 2,5$ km. Os VSMs apresentaram uma distribuição espacial preferencial, tendo sido detectados principalmente na plataforma da BS, com maior concentração nas suas porções central e sul. Além disso, os VSMs foram detectados, em sua maioria, durante os meses de outono e inverno. As estimativas dos FCL e FCS demonstraram uma dependência regional e sazonal na BS, apontando para trocas de calor superficiais mais intensas no setor sul da região e durante o outono e o inverno. Em relação à influência dos VSMs nos fluxos turbulentos de calor, os maiores valores foram encontrados em áreas influenciadas pela Corrente do Brasil, com magnitudes comparáveis ou até mesmo superiores às associadas aos vórtices de mesoescala referenciadas em estudos prévios. Os mapas compostos demonstraram que os fluxos máximos ocorreram próximas ao centro dos vórtices com valores de FCL de $-16,6 \text{ W/m}^2$ ($-10,3 \text{ W/m}^2$) para os ciclônicos (anticiclônicos), superiores aos de FCS, de $-2,3 \text{ W/m}^2$ ($-1,3 \text{ W/m}^2$). Ou seja, os vórtices ciclônicos e anticyclônicos contribuíram, em média, para o ganho de calor oceânico. Foi observado também que um mesmo vórtice pode contribuir com sinais opostos nos FCL e FCS. Os resultados aqui encontrados apontam para a

importância dos VSMs nas trocas superficiais de calor, mesmo com o baixo número de vórtices analisados.

Palavras-Chave: absorção de calor, movimentos de submesoescala, fluxos de calor sensível e latente, Atlântico Sul

Abstract

A combination of datasets was used in this study to assess the impact of submesoscale eddies (SMEs) on turbulent heat fluxes (latent and sensible) at the air-sea interface in the South Brazil Bight (SBB) region, as well as to perform statistical analysis of these structures. The methodology proposed to achieve these goals was divided into three main steps: (i) identification of the eddies using a visual criteria on Sentinel-1 SAR-C images obtained between 2017 and 2021; (ii) estimation of turbulent heat fluxes (latent – LHF; sensible – SHF) using *bulk* equations, based on satellite measurements and numerical reanalysis outputs for air and sea surface temperature and wind speed; and (iii) extraction of heat flux associated with the eddies (< 5 days and < 23 km) through the application of temporal and spatial filters. A total of 1780 eddies were identified. Due to uncertainties in determining the eddy boundaries, 1546 individuals were measured, and the polarity of 1773 structures was defined. Most eddies were cyclonic, with radii ranging from 0.2 km to 18.5 km and an average radius of 3.0 ± 2.5 km. SMEs exhibited a preferential spatial distribution, being detected mainly on the SBB shelf, with higher density in its central and southern portions. Additionally, SMEs were predominantly detected during fall and winter. The LHF and SHF estimates showed both regional and seasonal dependence in the SBB, indicating more intense surface heat exchanges in the southern sector of the region, particularly during fall and winter. Regarding the influence of SMEs on turbulent heat fluxes, the highest values were found in areas influenced by the Brazil Current, with magnitudes comparable to or even exceeding those associated with mesoscale eddies referenced in previous studies. Composite maps showed that the maximum magnitudes occurred near the eddy centers, with LHF values of -16.6 W/m 2 (-10.3 W/m 2) for cyclonic (anticyclonic) eddies, surpassing those of SHF, which were -2.3 W/m 2 (-1.3 W/m 2). This indicates that both cyclonic and anticyclonic eddies contributed, on average, to oceanic heat gain. It was also observed that a single eddy could produce opposite signals in LHF and SHF. The results presented here highlight the importance of SMEs in surface heat exchanges, despite the relatively low number of eddies analyzed.

Keywords: ocean heat gain, submesoscale motions, latent and sensible heat fluxes, South Atlantic

Prefácio

O acoplamento entre o oceano e a atmosfera desempenha um papel fundamental na formação do clima da Terra e sua representação, de forma precisa, é vital para reduzir as incertezas nas projeções climáticas [Agarwal *et al.* 2023]. A interação entre o oceano e a atmosfera ocorre de diversas maneiras, como através de trocas de energia, *momentum* e gases através da superfície livre do mar. A transferência de calor ocorre tanto através da radiação recebida e emitida, como também por trocas turbulentas de calor na superfície do mar, representadas pelos fluxos de calor latente e sensível. Nessa interação, os oceanos atuam como uma importante fonte de energia para a circulação atmosférica por meio dos fluxos turbulentos, que são os principais mecanismos pelos quais o oceano libera calor para a atmosfera [Leyba *et al.* 2017, Cayan 1992].

Estruturas oceânicas, como vórtices e frentes, em virtude da assinatura térmica em seus núcleos, desempenham um papel crucial nas trocas de calor

entre o oceano e a atmosfera, as quais afetam a atmosfera circunvizinha [Saenko *et al.* 2018, Pezzi *et al.* 2021]. As anomalias da temperatura da superfície do mar associadas a essas estruturas geram importantes gradientes ao interagir com o ar subjacente. Surgem diferenças entre a temperatura dos dois meios, assim como entre a umidade do ar e a umidade específica na superfície do mar [Small *et al.* 2019], que impactam os fluxos de calor na superfície [Small *et al.* 2008]. Vórtices de núcleo frio (quente), neste cenário, na maioria das vezes produzem fluxos positivos (negativos) nos fluxos turbulentos de calor locais [Villas Bôas *et al.* 2015, Leyba *et al.* 2017, Pezzi *et al.* 2021]. A convenção utilizada neste estudo é de que fluxos de calor positivos (negativos) associados aos VSMs representam a perda (ganha) de calor pelo oceano.

A importância da dinâmica de submesoescala nas trocas de calor é cada vez mais evidenciada, sendo apontada como uma componente chave do clima da Terra [Su *et al.* 2020]. Estudos têm demonstrado o importante papel das frentes de submesoescala nesse processo, assim como no fluxo de calor vertical. Por outro lado, a influência dos vórtices de submesoescala (VSMs) nos fluxos de calor superficiais não é tão clara. Sendo assim, neste trabalho visamos aprimorar o conhecimento relativo a esta lacuna, ou seja, investigar o impacto de VSMs nos fluxos turbulentos de calor na interface oceano-atmosfera. A área de interesse do nosso estudo é a Bacia de Santos (BS), região caracterizada por uma intensa atividade de submesoescala [Pinho 2020, Calil *et al.* 2021].

A estrutura desta dissertação está dividida em oito capítulos. No Capítulo I é apresentada uma contextualização do tema de pesquisa, seguido pelo Capítulo II, que concentra os objetivos propostos para este estudo. A descrição a respeito da área de estudo e da metodologia utilizada compõem os Capítulos III e IV,

respectivamente. Os resultados e discussão desta pesquisa foram divididos nos capítulos V e VI, apresentados no formato de dois artigos científicos. No Capítulo VII é apresentada a síntese dos resultados, discussões e conclusões obtidas nos dois artigos. Por fim, o Capítulo VIII inclui as referências bibliográficas utilizadas nos artigos e na dissertação.

A identificação dos VSMs na BS e a investigação dos impactos dessas feições nos fluxos de calor superficiais foram feitas para o período entre 2019 e 2021. A série temporal do banco de dados dos VSMs original foi expandida por dois anos (englobando também os anos de 2017 e 2018) como fruto de uma colaboração para realizar a estatística dos VSMs na BS, dando origem ao artigo um (capítulo V). As análises elaboradas no segundo artigo (capítulo VI) compreendem a série temporal inicialmente prevista (2019–2021) por motivos metodológicos (ver seção 4.1.3) e dizem respeito ao impacto dos VSMs nos fluxos de calor na interface oceano-atmosfera.

Capítulo I: Introdução

O s oceanos e a atmosfera estão fortemente conectados e nessa interação estão envolvidas frequentes trocas de calor, *momentum* e gases. Ao mesmo passo que a circulação atmosférica é a principal forçante da circulação superficial do oceano – através da tensão de cisalhamento do vento – os oceanos são uma importante fonte de energia para a circulação atmosférica [Leyba et al. 2017]. Os fluxos de calor são particularmente importantes nesse processo, interferindo no tempo e no clima ao aquecer e resfriar a atmosfera inferior [Cronin et al. 2019]. Elevados fluxos de calor, se associados a fortes gradientes laterais de temperatura da superfície do mar (TSM) e a fluxos positivos de vapor d'água, podem contribuir para a produção de distúrbios atmosféricos extratropicais [Josey et al. 2013].

São quatro as componentes que contribuem para o balanço de calor na superfície oceânica (Fig. 1) que, somadas, dão origem ao fluxo de calor líquido na interface oceano-atmosfera (Q_{net} , Equação I): radiação solar (Q_s), radiação de ondas longas (Q_b), calor latente (Q_h) e calor sensível (Q_e).

$$Q_{net} = Q_s + Q_b + Q_h + Q_e \quad (I)$$

A maior parte do calor absorvido pelo oceano provém de Q_s , que é o principal componente do balanço, e que depende do albedo, o qual indica a fração da radiação refletida de volta para a atmosfera e o espaço. Em relação a Q_b , parte da radiação é absorvida pela atmosfera e emitida de volta ao oceano, mas a maior parte se perde para o espaço. O oceano e a atmosfera também trocam calor por meio da condução e evaporação, impulsionadas por processos turbulentos que envolvem propriedades de ambos.

Os fluxos turbulentos de calor na superfície, representados pelos fluxos de calor latente (FCL) e sensível (FCS), se destacam como os principais mecanismos pelos quais o oceano influencia a atmosfera, principalmente através da liberação de calor, equilibrando grande parte da radiação solar recebida [Cayan 1992]. Diferentemente dos fluxos de calor de ondas longas e curtas, relacionados a padrões climáticos que ocorrem ao longo de toda a troposfera, os FCL e FCS são determinados por processos que abrangem apenas a camada limite atmosférica marinha (CLAM) e a camada de mistura superficial [Herman 2015]. Esses fluxos são capazes de afetar a velocidade do vento, a umidade do ar [Yu & Weller 2007], modular a CLAM [Tokinaga *et al.* 2005], além de apresentarem uma forte influência na evolução sazonal da TSM e na mistura vertical [Moisan & Niiler 1998]. Em média, o FCL e FCS são positivos, em uma situação na qual o oceano cede calor para a atmosfera [Cayan 1992], sendo o FCL responsável pela maior parte da variabilidade do fluxo líquido de calor superficial através da evaporação [Chou *et al.* 2004].

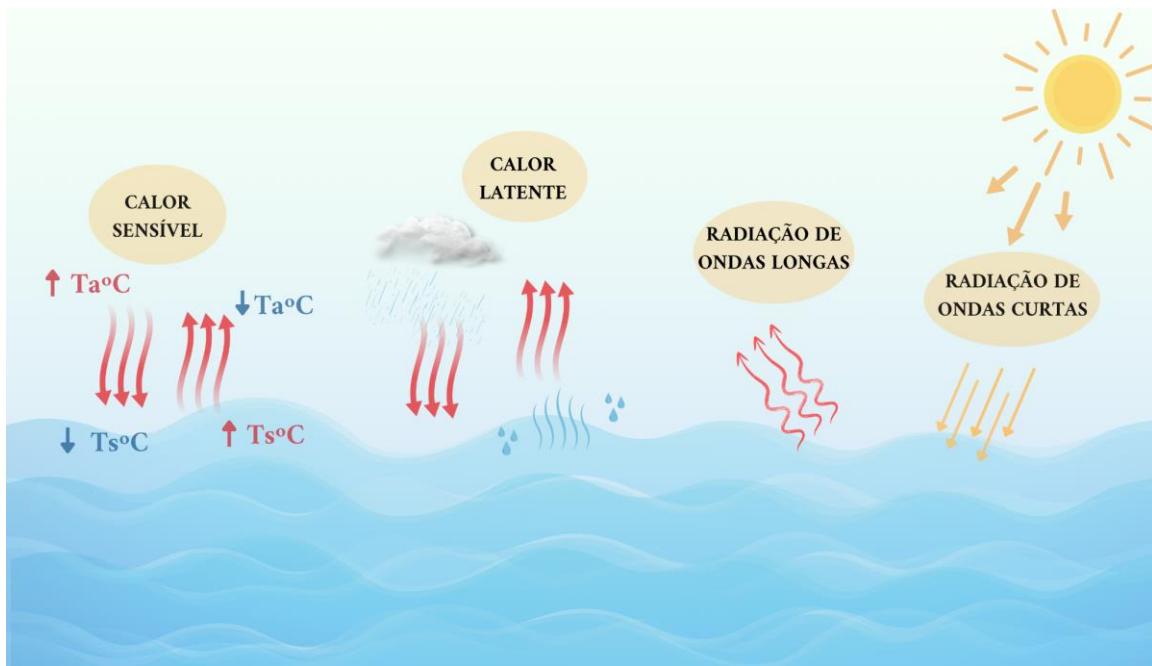


Figura 1. Fluxos de calor na interface oceano-atmosfera, representados pela radiação solar (ondas curtas), terrestre (ondas longas), calor sensível e calor latente. O fluxo de calor sensível (FCS) é gerado pela diferença de temperatura entre a atmosfera e a superfície do mar, a fim de se atingir o equilíbrio entre os dois meios. Em média, o FCS é positivo – fluxo de calor do oceano para a atmosfera. O fluxo de calor latente (FCL) é relacionado às mudanças de fase da água de líquido para vapor e vice-versa (representado pela precipitação e evaporação) e usualmente é positivo, com a liberação de calor do oceano para a atmosfera através da evaporação.

1.1 Estruturas oceânicas e os fluxos de calor superficiais

Nas últimas décadas, inúmeros estudos têm evidenciado a importância dos vórtices oceânicos nos fluxos de calor de superfície, com foco principal na dinâmica de mesoescala [e.g., [Ma et al. 2015](#), [Villas Bôas et al. 2015](#), [Leyba et al. 2017](#), [Ji et al. 2020](#), [Pezzi et al. 2021](#), [Cabrera et al. 2022](#), [Aguedjou et al. 2023](#), [Gulakaram et al. 2023](#)]. Os vórtices são caracterizados por assinaturas térmicas marcantes, as quais podem desequilibrar os gradientes de temperatura e umidade entre o oceano e a atmosfera, influenciando os fluxos de calor superficiais [[Small et al. 2019](#)]. Existe uma expectativa para que o ganho de calor pelo oceano seja observado na presença de vórtices de núcleo frio, sendo produzida também uma CLAM fria e estável – com o oposto sendo observado para as estruturas de núcleo quente [[Villas Bôas et al. 2015](#), [Pezzi et al. 2016](#), [Leyba et al. 2017](#)]. Além disso,

a presença dessas estruturas pode acarretar em alterações na velocidade do vento na superfície do mar, que são intensificadas sobre regiões onde a água é mais aquecida (Fig. 2) [Shao *et al.* 2019, Pezzi *et al.* 2021], assim como impactar as taxas de precipitação, formação de nuvens e o conteúdo de vapor de água [Ma *et al.* 2015]. Os vórtices de mesoscala chegam a explicar até 20% da variância total nos fluxos turbulentos de calor em regiões altamente energéticas, como na Confluência Brasil–Malvinas e na Retroflexão das Agulhas [Villas Bôas *et al.* 2015].

Do mesmo modo, a dinâmica de submesoscala tem sido reconhecida como uma componente chave do clima da Terra [Su *et al.* 2020]. O impacto das estruturas de submesoscala nos fluxos de calor tem recebido uma atenção crescente, com um foco especial nas frentes oceânicas [e.g., Shao *et al.* 2019, Ayet *et al.* 2021, Zhang & Dong 2021, Song *et al.* 2022, Strobach *et al.* 2022, Bai *et al.* 2023, Yang *et al.* 2024, Zhu *et al.* 2024] e no fluxo vertical de calor associados a esses movimentos [e.g., Su *et al.* 2018, Yu *et al.* 2019, Siegelman *et al.* 2020, Su *et al.* 2020, Du *et al.* 2022, Friedrichs *et al.* 2022, Zhang *et al.* 2022, Strobach *et al.* 2022, Aparco-Lara *et al.* 2023, Zhang *et al.* 2023, Conejero *et al.* 2024, Zhu *et al.* 2024]. O papel da dinâmica de submesoscala no balanço global de calor foi melhor elucidado por Su *et al.* [2018], através de um modelo oceânico de alta resolução. Suas estimativas apontaram que as turbulências de submesoscala no oceano superficial produzem um transporte vertical de calor ascendente cinco vezes maior do que aqueles transportes relacionados à mesoscala. Song *et al.* [2022] mostraram que frentes de TSM e instabilidades resultantes de movimentos de meso e submesoscala influenciam as anomalias de calor latente, alterando assim a umidade próxima à superfície. Suas estimativas indicam que o gradiente

horizontal espacial médio (máximo) das anomalias de calor latente induzidas por processos de submesoescala, de cerca de 1,7 W/m²/km (75,7 W/m²/km), é superior àquelas geradas por vórtices de mesoescala, de 1,2 W/m²/km (59,9 W/m²/km).

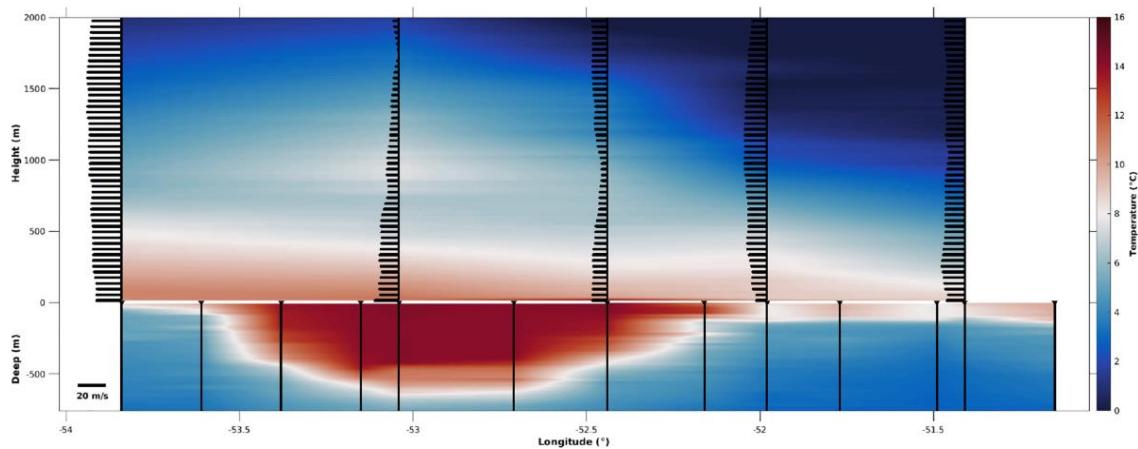


Figura 2. Perfis de temperatura do ar e do oceano (em °C) em 18 de outubro de 2019 obtidos de forma simultânea por radiosondas e XBTs ao longo da rota do Navio Polar (Po/V) Almirante Maximiano (H-41) da Marinha do Brasil ao cruzar um vórtice anticiclônico de mesoescala. A magnitude do vento (em m s⁻¹) é exibida pelo tamanho dos vetores sobrepostos à temperatura do ar. As linhas contínuas pretas na parte inferior da figura mostram as posições de sondagem oceânica. A Figura demonstra uma CLAM bem misturada e turbulenta sobre as águas quentes, com ventos fortes próximos a superfície e temperatura do ar homogênea verticalmente. Fonte: Pezzi et al. [2021].

Recentemente, Yang *et al.* [2024] demonstraram que as frentes oceânicas de submesoescala, com escalas espaciais variando de 1 a 10 km, exibem gradientes significativos de TSM ao longo da frente, alcançando até 2,4°C/km, e de fluxos turbulentos de calor de 47 W/m²/km, muito mais intensos do que aqueles encontrados na mesoescala. O intenso gradiente de TSM nas frentes aumenta a eficiência das trocas na interface oceano-atmosfera, provocando um gradiente transversal à frente na altura da CLAM muito mais pronunciado do que o relatado anteriormente [e.g., Strobach *et al.* 2022] e uma maior cobertura de nuvens no lado quente da frente (Fig. 3).

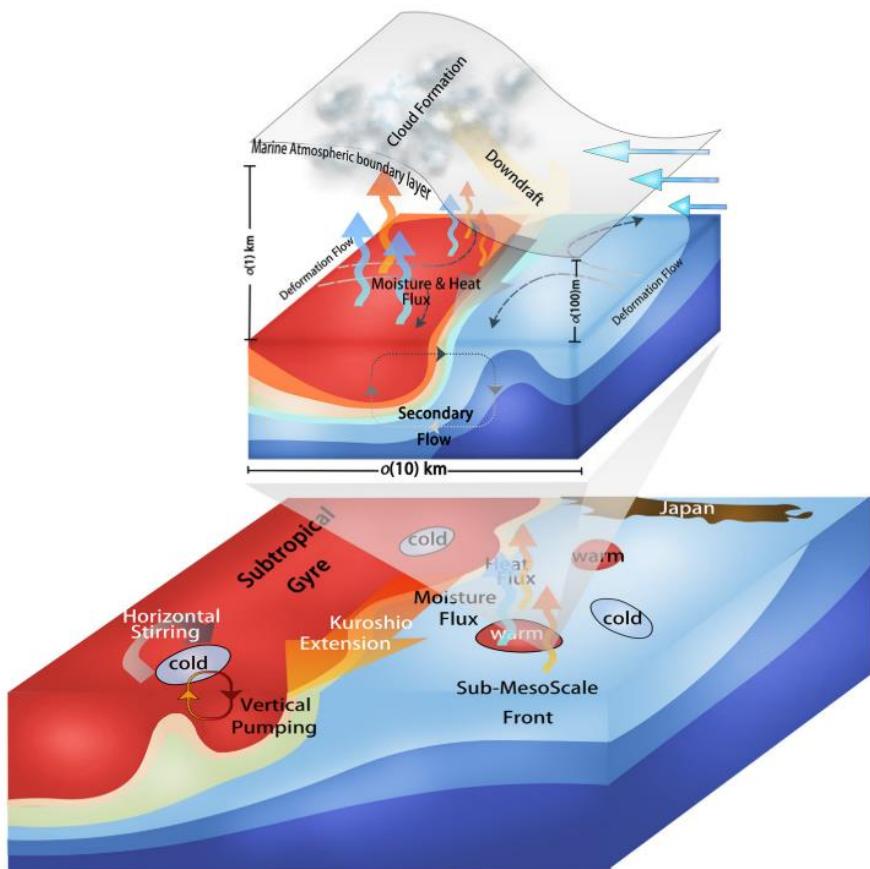


Figura 3. Esquema das respostas atmosféricas locais à presença de uma frente oceânica de submesoscala. O forte gradiente de TSM associado à frente impulsiona trocas mais intensas na interface oceano-atmosfera, um incremento na altura da CLAM e a formação de nuvens no lado quente da frente. Fonte: Yang *et al.* [2024].

1.2 Definições, conceitos e importância da submesoscala

Os VSMs são caracterizados por possuírem um raio menor do que o raio de deformação baroclinica de Rossby e, portanto, apresentam escalas espaciais horizontais de ~ 0 (0,1–20) km em latitudes médias e temporal de horas–dias [Thomas *et al.* 2008, McWilliams 2016, Taylor & Thompson 2023]. Vórtices coerentes de submesoscala (VCSMs), que podem vagar pelo interior do oceano por anos, são uma exceção nessa definição [McWilliams 1985]. Os VSMs ocupam, portanto, escalas espaço-temporais intermediárias entre a turbulência tridimensional e os vórtices de mesoscala quase-geostróficos [Gula *et al.* 2021]

(Figura 4). Um número de Rossby (Ro , Eq. II) ~ 1 caracteriza esses movimentos, portanto, a aceleração de Coriolis é importante, mas não restringe o movimento tanto quanto ocorre na mesoescala – e permite também o desenvolvimento de velocidades verticais mais fortes em submesoescala [Taylor & Thompson 2023]. Da mesma forma, o número de Richardson (Ri , Eq. III) apresenta $O(1)$, revelando a influência estabilizadora da estratificação sobre a influência desestabilizadora do cisalhamento vertical no escoamento [Mahadevan *et al.* 2016].

$$R_o = \frac{U}{fL} \quad (\text{II}),$$

onde U é a escala da velocidade horizontal (m/s), f é o parâmetro de Coriolis (s^{-1}) e L a escala horizontal (m).

$$R_o = \frac{gH\Delta\rho}{\rho_0 U^2} \quad (\text{III}),$$

onde g é a aceleração da gravidade (m/s^2), H é a profundidade ou altura da camada de fluido (m), $\Delta\rho$ é a diferença de densidade entre as camadas na coluna d'água (kg/m^3) e ρ_0 é a densidade média de referência (kg/m^3) na coluna d'água.

Os VSMs são formados por diversos mecanismos: (i) instabilidades de cisalhamento de velocidade horizontal – que formam VSMs especialmente próximos à vórtices de mesoescala [e.g., Thomas *et al.* 2008, Zatsepin *et al.* 2011]; (ii) interação de correntes com barreiras e com heterogeneidades da batimetria [e.g., Morvan *et al.* 2019, Li *et al.* 2020]; (iii) instabilidade baroclinica e frontogênese em frentes na camada de mistura [e.g., Brannigan *et al.* 2015, Luo *et al.* 2016, Thompson *et al.* 2016]; e (iv) heterogeneidade espacial do vento com sentido offshore [e.g., Zatsepin *et al.* 2019]. Uma maior profundidade da camada de mistura, que geralmente é observada no inverno, intensifica a geração de VSMs através de instabilidades, produzindo um ciclo sazonal na atividade de submesoescala [Su *et al.* 2018; Taylor & Thompson 2023]. Somado a isso,

gradientes de flutuabilidade verticais mais intensos no outono e no inverno levam à uma maior extração da energia potencial disponível através de processos de instabilidade baroclinica, favorecendo a formação dos VSMs [Capet et al. 2008].

Os mecanismos que formam os vórtices, associados às diversas características e fatores locais, são determinantes na distribuição espacial e polaridade das estruturas [Zatsepin et al. 2019; Zhang et al. 2024].

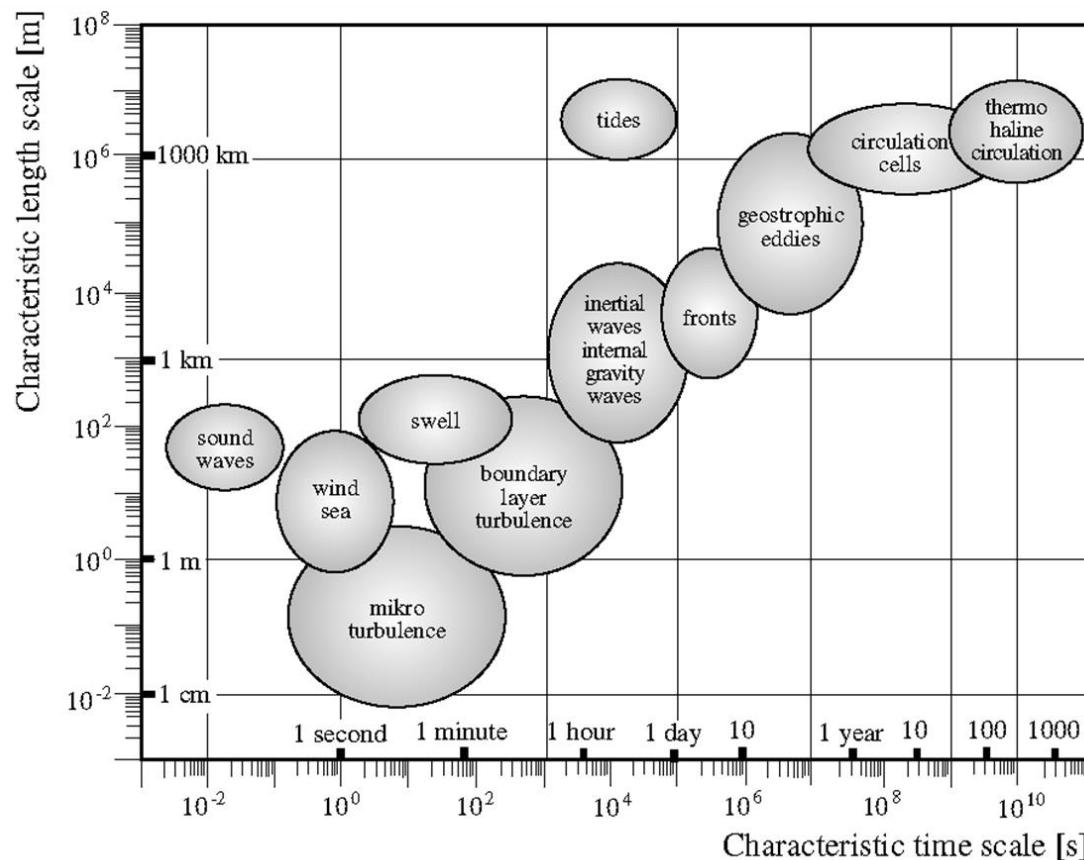


Figura 4. Escalas temporais e espaciais de diversos processos típicos no oceano. Fonte: Burchard [2002].

Em comparação com a mesoescala, que se destaca no transporte horizontal de propriedades, a submesoescala desempenha um papel mais significativo no transporte vertical de traçadores entre as camadas superficiais e profundas do oceano [Durand et al. 2010]. Isso se deve à magnitude das velocidades verticais associadas à essas estruturas, que podem atingir valores de

10 a 100 metros por dia ($O(10\text{--}3)$ m s $^{-1}$), superando os padrões de cerca de 1 metro por dia ($O(10\text{--}5)$ m s $^{-1}$) associados à mesoescala [Thomas *et al.* 2008; McWilliams 2016]. Diversos processos são favorecidos pelas trocas de água mais eficientes entre a camada de mistura e o interior do oceano promovidas pela submesoescala [Taylor & Thompson 2023]. As águas profundas e ricas em nutrientes podem ser transportadas para a superfície oceânica, onde a luz é abundante, influenciando o ciclo biogeoquímico e favorecendo o desenvolvimento do fitoplâncton [Lévy *et al.* 2012, Mahadevan *et al.* 2016, Zatsepin *et al.* 2019, Damien *et al.* 2023, Guo *et al.* 2024].

A influência dos VSMs no balanço entre geração e dissipação da energia de processos de maior escala também tem sido percebida em estudos mais recentes [e.g., Munk *et al.* 2000, Taylor & Thompson 2023, Tedesco *et al.* 2024, Zhang *et al.* 2024]. Os processos de submesoescala modulam a estratificação do oceano superior e a estrutura da camada de mistura em uma escala de tempo de dias [e.g., Capet *et al.* 2008, Thomas *et al.* 2008; Ramachandra *et al.* 2014, Veneziani *et al.* 2014, Brannigan *et al.* 2015]. Esses fluxos utilizam da energia potencial disponível que está armazenada nas correntes baroclínicas de maior escala, onde esses fluxos se originam, para realizar a reestratificação do oceano superior – sugerindo seu importante papel no balanço de energia do oceano [Thomas *et al.* 2008].

1.3 Identificação de vórtices de submesoescala em imagens SAR

A dinâmica de submesoescala é um conceito relativamente recente na oceanografia em comparação aos processos oceânicos de outras escalas [Zhang *et al.* 2024]. Os avanços nas tecnologias de observação e nas simulações de modelos ao longo das últimas décadas têm permitido um crescente conhecimento

a respeito desses movimentos de pequena escala espacial e duração [Ni *et al.* 2021]. Em particular, as imagens de radares de abertura sintética (SAR – *Synthetic Aperture Radar*) têm sido utilizadas com êxito para identificar as características oceânicas [Hamze-Zambiari *et al.* 2022]. Essa ferramenta tem permitido realizar a estatística das características dos VSMs, revelando aspectos sobre a distribuição espacial e temporal destas feições [e.g., Atadzhanova *et al.* 2018], assimetrias na polaridade [e.g., Stuhlmacher & Gade 2020, Ji *et al.* 2021, Zimin *et al.* 2023] e também mecanismos de formação [e.g., Digiacomo & Holt 2001, Lavrova *et al.* 2012]. A qualidade das imagens SAR é mantida independentemente da cobertura de nuvens, devido às características de penetração do sinal do radar, sendo caracterizadas por sua alta resolução e por uma alta sensibilidade à variações de pequena escala manifestadas na superfície da água [Hamze-Ziabari *et al.* 2022]. As imagens SAR revelam importantes características das estruturas oceânicas ao fornecerem uma visão bidimensional da variação espacial na rugosidade da superfície do mar [Gurova *et al.* 2012, Hamze-Ziabar *et al.* 2022].

O SAR é um sistema de imageamento ativo, transportado por aeronaves ou satélites, que utiliza microondas, e opera em uma geometria de visada lateral. Ou seja, a direção de iluminação é perpendicular à linha de órbita. A direção de órbita é definida como *direção de azimute*, enquanto o eixo perpendicular a esta é conhecido como direção de alcance ou *range* (R) [Raney 1998]. O alvo P é iluminado por sucessivos pulsos de ondas eletromagnéticas e os sinais retornados são registrados pela antena (representada pelo retângulo verde na Fig. 5). Como o dispositivo está a bordo de uma plataforma em movimento, com uma velocidade V , a antena do radar é posicionada em vários locais ao longo da faixa de azimute – o que a estende sinteticamente para um tamanho maior que o seu comprimento

real, tornando a resolução das imagens SAR mais fina. Após a aquisição dos dados, é realizado um procedimento de pós-processamento para unir todas as aquisições entre x_1 e x_2 (primeira e última vez que P é visto, respectivamente) em um único conjunto de dados – que simula, então, uma antena muito mais longa. O comprimento L_{SA} desta abertura sintética pode ser calculado conforme a Equação IV. Os sinais que retornam ao sensor são denominados de retroespalhamento, representando a intensidade do reflexo de um alvo.

$$L_{SA} = \frac{\lambda}{L_R} R_0 \approx \beta R_0 \quad (\text{IV}),$$

onde λ é o comprimento de onda do radar, β é a largura do feixe da antena, L_R é o comprimento real da antena e R_0 é a distância do radar ao ponto P .

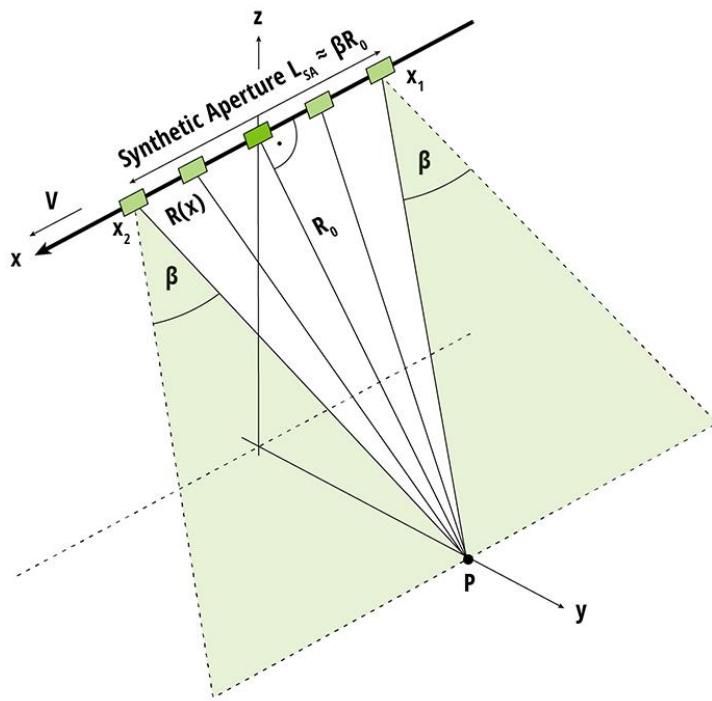


Figura 5. Geometria das observações utilizadas para formar a abertura sintética e imagear o alvo P . Fonte: Manual SAR da NASA acessado em agosto de 2024, disponível em <https://ntrs.nasa.gov/api/citations/20190002563/downloads/20190002563.pdf>.

Conforme Karimova [2012], duas das maneiras nas quais os vórtices podem se manifestar nas imagens SAR estão relacionadas com a presença de biofilme e com a rugosidade na superfície oceânica, associada à interação onda-

corrente. O biofilme superficial é comumente observado em regiões costeiras, decorrente de fontes terrestres, e em ambientes aquáticos com elevadas taxas de produção biológica [Espedal *et al.* 1996]. Na primeira situação, essas estruturas podem aparecer nas imagens como vórtices “pretos”, nos quais os biofilmes se movem juntamente com o vórtice na superfície do oceano. Já no segundo caso, os vórtices são chamados de “brancos”, visto que essas feições aparecem nas imagens como curvas brilhantes devido ao alto retroespalhamento na região onde ocorre o cisalhamento das correntes oceânicas (Fig. 6). Outros mecanismos podem ocasionar a presença de vórtices em imagens SAR, como a presença de gelo e mudanças abruptas na estabilidade da CLAM causadas por contrastes térmicos [Stuhlmacher & Gade 2020].

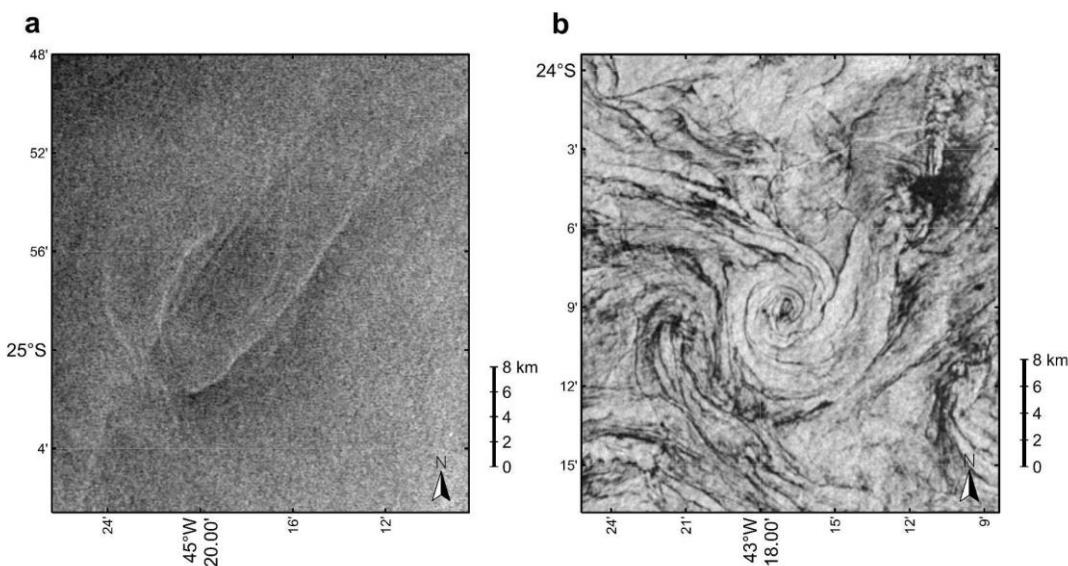


Figura 6. Manifestação de vórtices em imagens Sentinel-1 SAR na Bacia de Santos: **(a)** vórtice branco, no dia 29 de maio de 2021; e **(b)** vórtice preto, no dia 06 de maio de 2021.

A manifestação dos vórtices nas imagens SAR é fortemente influenciada pela intensidade do vento. Nesta relação, os vórtices “brancos” são identificados em momentos de maiores velocidades do vento na superfície do mar (entre 0,6 e

$12,5 \text{ m.s}^{-1}$), enquanto a manifestação de vórtices pretos é mais comum em velocidades do vento de 0,2 a $5,6 \text{ m.s}^{-1}$ [Karimova & Gade 2016]. A aquisição de imagens SAR em momentos de elevadas velocidades do vento resulta em imagens saturadas e espacialmente homogêneas [Digiacomo & Holt 2001], além de remover o biofilme da superfície, dificultando a visualização dos vórtices pretos.

1.4 O que se sabe a respeito da dinâmica de submesoescala no domínio brasileiro do oceano Atlântico Sul?

Estudos anteriores revelaram a importância da dinâmica de submesoescala e sua interação com feições de mesoescala ao longo do escoamento da Corrente do Brasil (CB) [e.g., Napolitano *et al.* 2021, Pinho 2020, Calil *et al.* 2021, Lazaneo *et al.* 2022, Pereira *et al.* 2024]. As instabilidades e a sazonalidade da dinâmica de submesoescala associadas aos montes submarinos da Cadeia Vitória-Trindade foram investigadas por Napolitano *et al.* [2021]. Os autores identificaram atividades de submesoescala associadas ao ciclo sazonal da camada de mistura e às interações fluxo-topografia, que são a principal fonte de instabilidades profundas e recorrentes. Na mesma região, Lazaneo *et al.* [2022] constataram a formação de VCSMs e puderam revelar a sua importância na dissipaçāo da energia ao perceberem padrões associados à feição duas ordens de grandeza maiores do que o observado nas águas circundantes. Pereira *et al.* [2024] utilizaram em seu estudo o levantamento de maior resolução, até o momento, de um meandro da CB. Os autores propõem que o crescimento de meandros ciclônicos quase estacionários gera filamentos de submesoescala. Em seu estudo, esses processos produziram fluxos que possivelmente injetaram nutrientes na camada de mistura e modificaram a clorofila subsuperficial.

Dois estudos foram conduzidos para a região da BS [e.g., Pinho 2020, Calil *et al.* 2021], localizada entre Cabo Frio (CF) e Cabo de Santa Marta (CSM). Pinho [2020] utilizou imagens SAR para fazer a detecção visual de VSMs na região entre 2016 e 2018 e detectou mais de 1000 estruturas. As maiores frequências foram observadas no inverno e relacionadas à maior intensidade do vento e passagem de frentes frias na estação, podendo ter relação também com a ocorrência do evento La Niña observado entre 2017 e 2018. Calil *et al.* [2021] se concentraram na dinâmica de vórtices, da frente de ressurgência e filamentos na BS, mais especificamente em CF. Com o uso de simulações numéricas, com 500 m de resolução, os autores detectaram filamentos, com larguras de 2 km, com uma alta capacidade de mistura vertical em seu centro – característica típica de estruturas de submesoescala. Os vórtices detectados neste estudo apresentaram dimensões comparáveis com o raio de deformação da plataforma, tendo sido consideradas estruturas de mesoescala. Porém, os autores perceberam altas velocidades verticais em suas bordas e uma escala espacial menor em comparação aos vórtices de mesoescala oceânicos, havendo uma propensão para o desenvolvimento de movimentos de submesoescala.

Conforme mencionado anteriormente, a maior parte das pesquisas que exploram a relação entre fluxos de calor superficiais e a dinâmica de submesoescala concentra-se nas frentes oceânicas, enquanto o papel dos VSMs nesse processo permanece pouco compreendido. Este estudo foi desenvolvido com o intuito de auxiliar no preenchimento desta lacuna. A BS é uma região caracterizada por uma forte atividade de submesoescala e é o foco do nosso estudo. Entender mais essas feições, que possuem impacto em tantos processos,

pode ser crucial para uma compreensão mais profunda do funcionamento do ambiente marinho [[Calil et al. 2021](#)].

Capítulo II: Objetivos

2.1 Geral

Investigar os fluxos de calor latente e sensível entre o oceano e a atmosfera associados aos vórtices de submesoescala na Bacia de Santos.

2.2 Específicos

- I. Caracterizar a variabilidade temporal e espacial dos VSMs em termos de raio, frequência, polaridade e tipo (branco ou preto);
- II. Analisar a variabilidade espacial dos FCL e FCS associados aos VSMs;
- III. Avaliar o padrão espacial dos fluxos de calor dentro dos vórtices.

Capítulo III: Área de Estudo

ABacia de Santos (BS), também denominada de Plataforma Continental Sudeste Brasileira, ou em inglês, *South Brazil Bight* (SBB), se estende desde CF (23° S), no estado de Rio de Janeiro, até CSM ($28^{\circ}30'$ S), em Santa Catarina (Fig. 7). Ao longo da BS são observadas importantes variações na linha de costa, como em CF, onde a direção da costa muda abruptamente de nordeste–sudoeste para leste–oeste e ao norte do CSM, abrangendo todo o litoral catarinense, onde a orientação é de norte a sul [Franchito *et al.* 2008, Rodrigues & Lorenzetti 2001]. Além disso, há variações significativas na extensão da plataforma continental na BS que varia de 50 a 80 km em CF e chega a 100 km em CSM, assim como na profundidade da quebra da plataforma, que apresenta valores entre 130 e 200 metros [Zembruski 1979, Stech & Lorenzetti 1992, Campos *et al.* 2013, Palóczy *et al.* 2014].

As principais forçantes que regem a circulação na plataforma da BS são os ventos, as marés, os gradientes de pressão baroclínicos associados à advecção de flutuabilidade e a CB [Castro *et al.* 2006]. Na plataforma interna e média da BS,

as correntes são impulsionadas principalmente pelo estresse do vento e pelos escoamentos associados à flutuabilidade costeira, – o que gera fluxos bidirecionais, com maior intensidade na direção ao longo da plataforma do que na transversal [Castro *et al.* 2006, Castro 2014]. As correntes de maré contribuem na variância total da circulação da plataforma da BS, porém com menor magnitude (máximo 45% na direção transversal e 10% ao longo da plataforma) em comparação às impulsionadas pelo vento [Castro 1996, Dottori & Castro 2009].

A CB é uma corrente de contorno oeste, relativamente fraca e rasa, que escoa para o sul próxima da isóbata de 200 metros de profundidade [Campos *et al.* 2000] (Fig. 7). Essa corrente frequentemente apresenta variabilidade de mesoescala, em forma de meandros e vórtices, especialmente na região de Cabo de São Tomé, CF e Ubatuba [Campos *et al.* 1995, Silveira *et al.* 2000]. Em superfície, a CB transporta a Água Tropical (*Tropical Water* – TW) e em camadas inferiores, a Água Central do Atlântico Sul [Castelão *et al.* 2004, Castro & Miranda 1998]. Há uma massa de água adicional na BS, além das transportadas pela CB: a Água Costeira, caracterizada por baixa salinidade devido à diluição pelo aporte fluvial e estuarino.

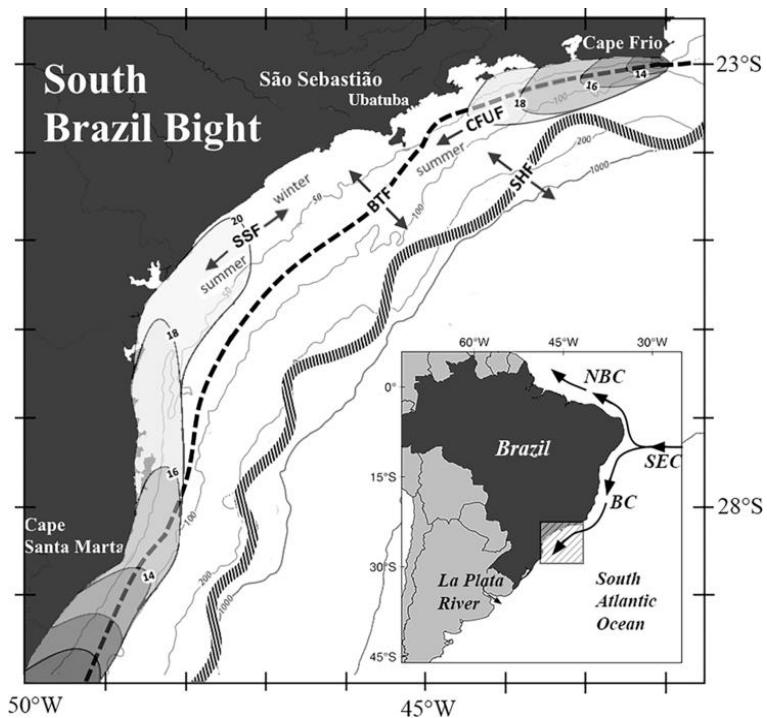


Figura 7. Esquema de circulação na BS. A bifurcação da Corrente Sul Equatorial (*South Equatorial Current, SEC*) origina a Corrente do Norte do Brasil (*North Brazil Current*) e a Corrente do Brasil (*Brazil Current, BC*). As posições da Frente Subtropical de Plataforma (*Subtropical Shelf Front, STSF*) e da Frente de Ressurgência de Cabo Frio (*Cape Frio Upwelling Front, CFUF*) são indicadas na figura. A CFUF é formada pelos gradientes físicos e químicos entre a água ressurgida em CF e a Água Costeira advectada e a STSF é formada pela interação entre a Pluma do Rio da Prata (*La Plata plume, LPP*), com alto teor de fosfato e baixo teor de nitrato, e as águas oligotróficas mais salgadas e quentes da plataforma. A TSM é indicada por números ao longo dessas frentes. Outras frentes que atuam na região são a Frente Halina Superficial (*Surface Haline Front*) e a Frente Termal Profunda (*Bottom Thermal Front*), ambas formadas pela interação entre o vento, convecção de flutuabilidade e força de maré. Fonte: Brandini et al. [2018].

O padrão de vento na BS apresenta variações sazonais bem definidas, influenciado pelo deslocamento do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e por sistemas meteorológicos frontais [Castro & Miranda 1998, Valentin 2001, Ribeiro et al. 2011]. Durante o verão e a primavera, o ASAS usualmente está mais próximo do continente sul-americano, proporcionando a predominância de ventos de nordeste e leste [Gonzalez-Rodriguez et al. 1992, Valentin et al. 1987]. A atuação predominante de ventos de nordeste na costa brasileira, combinada às características geográficas locais, gera importantes centros de ressurgência em CF e em CSM, especialmente no verão [Rodrigues & Lorenzetti 2001, Castelão et al. 2004, Campos et al. 2013]. A ressurgência de CF é praticamente

intermitente, promovendo uma maior produtividade primária e também o transporte de energia para os níveis tróficos mais elevados [De Léo & Pires-Vanin 2006], sendo capaz de sustentar estoques de sardinhas e lulas [Gigliotti *et al.* 2010].

Em contraste, no inverno e no outono são frequentes as passagens de frentes frias, as quais invertem o sentido do vento e promovem a atuação de ventos de sul e sudoeste na costa brasileira [Castro *et al.* 2015], influenciando a circulação na BS [Stech & Lorenzetti 2001]. Além de inibir a ressurgência costeira, a atuação de ventos de sudoeste favorece intrusões de águas frias ($T \sim 18^{\circ}\text{C}$) e de baixa salinidade ($S \sim 32$) na BS, sem influência de escoamento fluvial local ou ressurgência [Campos *et al.* 1995], mas associadas à descarga do Rio da Prata (Fig. 8). A advecção de flutuabilidade ganha importância nas situações em que essas águas de baixa salinidade são advectadas ao longo da costa na BS [Castro 2014].

A pluma do Rio da Prata (PRP) preenche as plataformas interna e média da BS [Campos *et al.* 1996], podendo alcançar a região de Santa Catarina e até São Sebastião no inverno, mesmo em períodos de baixa vazão [Piola *et al.* 2000, Möller *et al.* 2008, Marta-Almeida *et al.* 2021]. O impacto dessa pluma na concentração de clorofila e TSM na BS pode ser visualizado na Figura 8, onde línguas de águas frias e com maiores concentrações de clorofila do que as águas sobrejacentes são observadas no inverno. As frentes geradas nessa região injetam nutrientes na zona eufótica, proporcionando um aumento da produtividade primária e contribuindo para a biodiversidade do plâncton e das pescarias na BS [Brandini *et al.* 2018]. Além disso, instabilidades baroclínicas são induzidas pelos gradientes de densidade formados na plataforma [Hetland 2017].

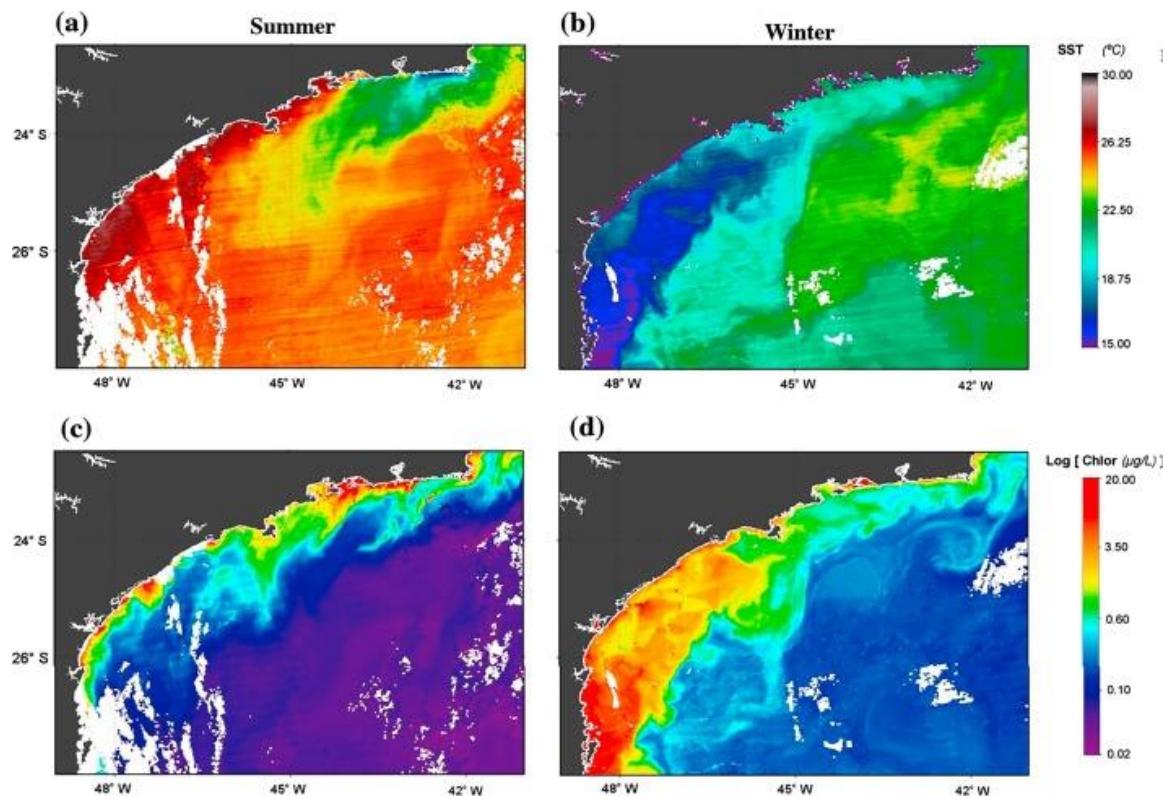


Figura 8. Distribuições da temperatura da superfície do mar (acima), em °C, e clorofila (abaixo), em $\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$, típicas de verão (a,c) e inverno (b,d) na BS. A CFUF pode ser identificada próxima à Cabo Frio na imagem de TSM do verão, assim como a intrusão da STSF na imagem de TSM do inverno. Fonte: Brandini et al. [2018].

Capítulo IV: Material e Métodos

Ametodologia empregada neste estudo pode ser dividida em duas etapas principais: (i) a identificação e realização da estatística das características dos VSMs na BS; e (ii) a estimativa dos fluxos de calor latente e sensível superficiais e extração dos fluxos de calor associados aos VSMs. A identificação dos VSMs foi realizada entre 2019 e 2021 em imagens de radar de abertura sintética (SAR-C) do satélite Sentinel-1. Um banco de dados de VSMs identificados entre 2017 e 2018 foi agregado à série temporal original, contribuindo na primeira parte desta dissertação com o intuito de caracterizar a presença e os padrões espaciais e temporais dos vórtices na região de estudo.

Após a identificação dos vórtices, foram estimados os fluxos de calor latente e sensível para a região de estudo através de dados satelitais e de reanálise. Os fluxos de calor relacionados aos vórtices foram extraídos através da aplicação de filtros espaciais e temporais específicos. Estes filtros ajudaram a isolar as variações anômalas associadas aos vórtices, destacando seus efeitos sobre os fluxos de calor na região. A série temporal utilizada nesta segunda parte

da dissertação compreende o período entre 2019 e 2021 por motivos metodológicos que serão melhor explicados ao longo deste capítulo.

4. 1 Detecção dos vórtices

4.1.1 Imagens SAR

No presente estudo foram analisadas 1588 imagens SAR-C dos satélites Sentinel-1A e Sentinel-1B entre 2019 e 2021 para a região da BS. Estes dois satélites fazem parte da missão Sentinel-1 da Agência Espacial Europeia (*European Space Agency*) e transportam a bordo o instrumento SAR de banda C de alta resolução, que opera em uma frequência de 5,405 GHz. São disponibilizados produtos *Ground Range Detected* (GRD) e *Single Look Complex*, com uma resolução espacial de 5 m x 20 m e temporal de seis dias e largura de faixa de 250 km. As imagens são obtidas em polarização simples (VV – transmissão vertical; recepção vertical) ou dupla (VH – transmissão vertical; recepção horizontal), independente das condições de iluminação e meteorológicas. Os dados VV foram utilizados por apresentarem uma sensibilidade consideravelmente maior à rugosidade da superfície da água, quando comparados aos dados VH [Hamze-Ziabari *et al.* 2022]. Isso se deve principalmente ao fato de que a seção transversal do radar da superfície da água é menor em canais de polarização cruzada do que em canais co-polarizados [Fang *et al.* 2018]. Os produtos Level -1 GRD, no modo de faixa *Interferometric Wide*, foram obtidos através da plataforma *ASF Data Search Vertex* da NASA (<https://search.asf.alaska.edu/#/>) para o período entre janeiro de 2019 e dezembro de 2021 (Tabela 1; Figura 9).

Tabela 1. Número de imagens Sentinel-1 SAR por ano/estação.

Ano	Primavera	Verão	Outono	Inverno	Total
2019	133	132	135	135	535
2020	130	130	135	143	538
2021	127	123	134	131	515
Total	390	385	404	409	1588

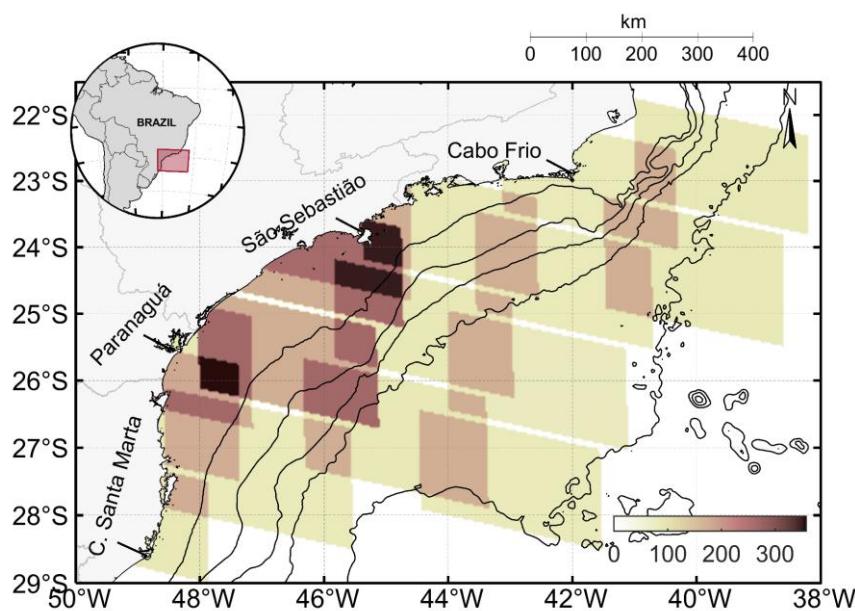


Figura 9. Localização da Bacia de Santos e da distribuição espacial das imagens SAR utilizadas neste estudo, com as isóbatas de 100, 200, 1000, 2000 e 3000 metros representadas pelas linhas sólidas pretas. O número de imagens SAR é representado pela escala de cor.

Essas imagens passaram por uma cadeia de pré-processamento, elaborada por Filippioni [2019] e ilustrada na Figura 10. As etapas do pré-processamento consistem na: (A) aplicação dos dados de órbita; (B) remoção do ruído de borda; (C) calibração radiométrica; (D) remoção dos Speckles; (E) correção geométrica; e (F) conversão para decibeis. Apenas uma etapa realizada por Filippioni [2019], que corresponde à remoção de ruído termal, não foi efetivada, visto que este ruído está restrito aos canais de polarização dupla [Park *et al.* 2017]. Tanto o pré-processamento, como a análise das imagens foi feita através do

SNAP (*Sentinel Application Platform*), programa disponibilizado de forma gratuita pela ESA.

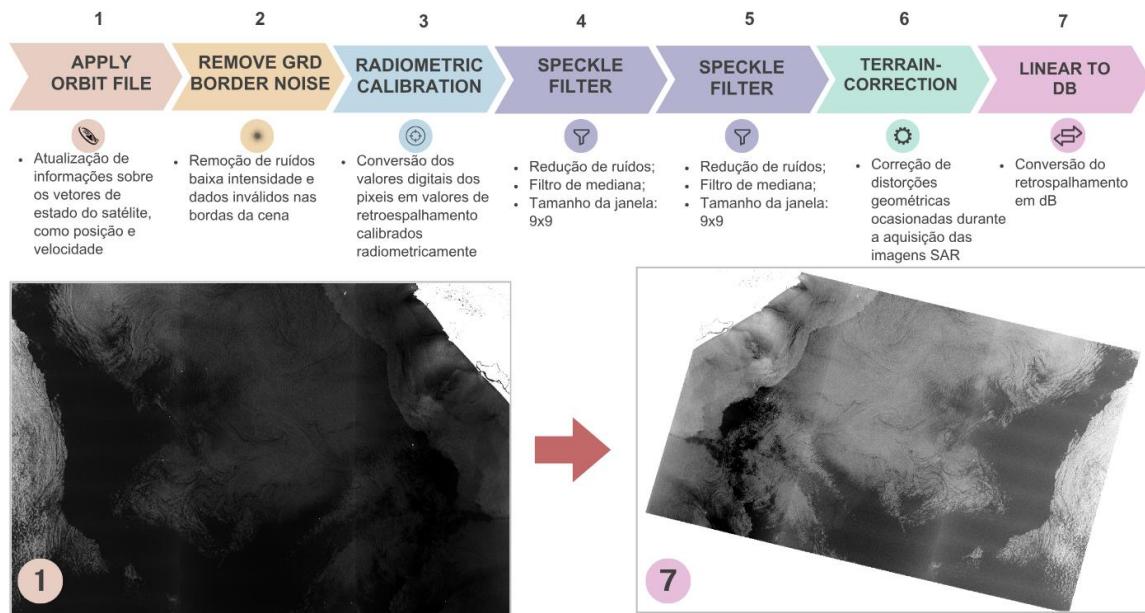


Figura 10. Fluxograma das etapas do pré-processamento das imagens SAR, contendo o nome dos comandos utilizados no software SNAP, uma breve descrição de cada etapa e um exemplo para o dia 9 de junho de 2019 na Bacia dos Santos.

A. Aplicação dos dados de órbita

A operação *Apply Orbit File*, disponível no software SNAP, é utilizada para corrigir as informações sobre a posição e a velocidade do satélite para cada cena SAR. Geralmente, os vetores que descrevem o estado de órbita, presentes nas informações de metadados dos produtos SAR, não são precisos. Esses vetores são determinados com precisão e disponibilizados diversos dias após a aquisição da imagem. Sendo assim, a aplicação dos dados de órbita atualiza essas informações através do download automático dos vetores de estado de órbita corrigidos.

B. Remoção do ruído de borda

A presença de dados inválidos e ruídos de baixa intensidade nas bordas das cenas SAR podem ser corrigidas através da aplicação do algoritmo *Remove GRD Border Noise*. Essas interferências ocorrem tanto pela compactação do azimute e do alcance durante a aquisição das imagens, que ocasiona alterações radiométricas nas bordas da cena, como também pela imprecisão no registro do horário de início da aquisição, que quando corrigido, compensa as mudanças na curvatura da Terra.

C. Calibração radiométrica

A operação *Radiometric Calibration* é utilizada para que os valores dos pixels digitais sejam convertidos em valores de retroespalhamento radiométricamente calibrados. O arquivo de cada produto Sentinel-1 GRD inclui um vetor de calibração para que este procedimento seja realizado.

D. Remoção de ruídos *Speckles*

Os *Speckles* correspondem a padrões ruidosos, percebidos nas imagens SAR através de variações na intensidade, promovendo um aspecto granular e prejudicando a interpretação e a análise das cenas. Este fenômeno comumente se manifesta em produtos de sistemas de sensoriamento remoto que empregam *iluminação coerente*, devido a diversos espalhamentos elementares no sinal de retorno das ondas eletromagnéticas [Goodman 1976]. Os ruídos podem ser corrigidos mediante a aplicação de filtros, que devem considerar o valor médio do retroespalhamento, manter as bordas e as texturas da imagem [Lee et al. 1994].

Após a realização de testes, foi aplicado duplamente o filtro de mediana, com uma janela de 9x9 pixels. Este filtro substitui o pixel central em uma janela móvel pelo valor médio de todos os pixels na janela [Lee & Pottier 2009].

E. Correção geométrica

As imagens SAR geralmente apresentam distorções geométricas, induzidas pela geometria de aquisição do sensor, que em frente à topografia da região pode gerar efeitos como o encurtamento de rampa (*foreshortening*), sombreamento e a inversão de terreno (*layover*). Esses efeitos podem ser corrigidos por meio do procedimento *Range Doppler Terrain-Correction* no software SNAP. Com essa operação, é aplicado o método de ortorrectificação *Range Doppler*, que utiliza um modelo de elevação digital de referência e uma série de informações presentes nos metadados do produto para corrigir a localização de cada pixel.

F. Conversão para dB

A última etapa do pré-processamento consiste na conversão do coeficiente de retroespalhamento (sem unidade) em dB, através de uma transformação logarítmica. Como a distinção entre os valores de retroespalhamento é maximizada após este procedimento, a interpretação das cenas SAR se torna mais fácil.

4.1.2 Método de identificação visual

Os VSMs foram detectados visualmente nas imagens SAR pré-processadas, com o auxílio de ferramentas do SNAP. Esse método é amplamente utilizado [e.g., Karimova 2012, Xu *et al.* 2015, Karimova & Gave 2016, Atadzhanova *et al.* 2017, Kozlov *et al.* 2019, Stuhlmacher & Gade 2020, Ji *et al.* 2021, Hamze-Ziabari *et al.* 2022], embora sejam conhecidos alguns vieses que podem intervir na detecção dos VSMs, como as incertezas na definição das bordas dos vórtices e a interferência do vento, que em maiores intensidades pode limitar a manifestação dessas estruturas [Bashmachnikov *et al.* 2020]. Ainda

assim, através dessa análise foi possível a construção de uma importante base de dados a respeito dos VSMs em diversas regiões do mundo.

Conforme discutido anteriormente, a presença de vórtices em imagens SAR pode ser manifestada através de diversas maneiras, como por exemplo: (i) interação onda-corrente que altera a rugosidade da superfície oceânica [Stuhlmacher & Gade 2020]; (ii) acúmulo de filmes surfactantes em superfície através da convergência superficial induzida por vórtices [DiGiacomo & Holt 2001, Gade *et al.* 2013], (iii) alterações na estabilidade da CLAM devido ao estresse do vento sobre frentes de TSM [Karimova 2012] e (iv) presença de gelo como traçador em superfície [Kozlov *et al.* 2019]. Estamos particularmente interessados nos dois primeiros mecanismos, nos quais os vórtices aparecem nas imagens SAR como vórtices "brancos" e "pretos", respectivamente [Karimova 2012].

A análise das imagens SAR com o objetivo de detectar os VSMs foi semelhante à realizada em estudos anteriores [e.g., Karimova 2012, Xu *et al.* 2015, Karimova & Gade 2016; Atadzhanova *et al.* 2017; Kozlov *et al.* 2019, Stuhlmacher & Gade 2020; Ji *et al.* 2021]. Inicialmente, foram identificados os centros dos vórtices nas imagens Sentinel-1 SAR C pré-processadas, que correspondem à região de convergência das linhas dos vórtices (Fig. 11). A borda dos vórtices foi determinada pela curva externa mais escura (vórtices pretos) ou brilhante (vórtices brancos). Foram traçadas as distâncias entre o centro do vórtice até sua borda em todas as direções, e a média dessas distâncias foi usada para determinar o raio (Fig. 11b). As informações sobre o tipo de vórtice (preto ou branco), o sentido de rotação (horário ou anti-horário), as coordenadas do centro e da circunferência do vórtice e a data e hora da aquisição da imagem SAR foram registradas. A polaridade do vórtice é estabelecida pela direção de rotação da

espiral, com vórtices ciclônicos girando no sentido horário e vórtices anticyclônicos girando no sentido anti-horário [Xu *et al.* 2015].

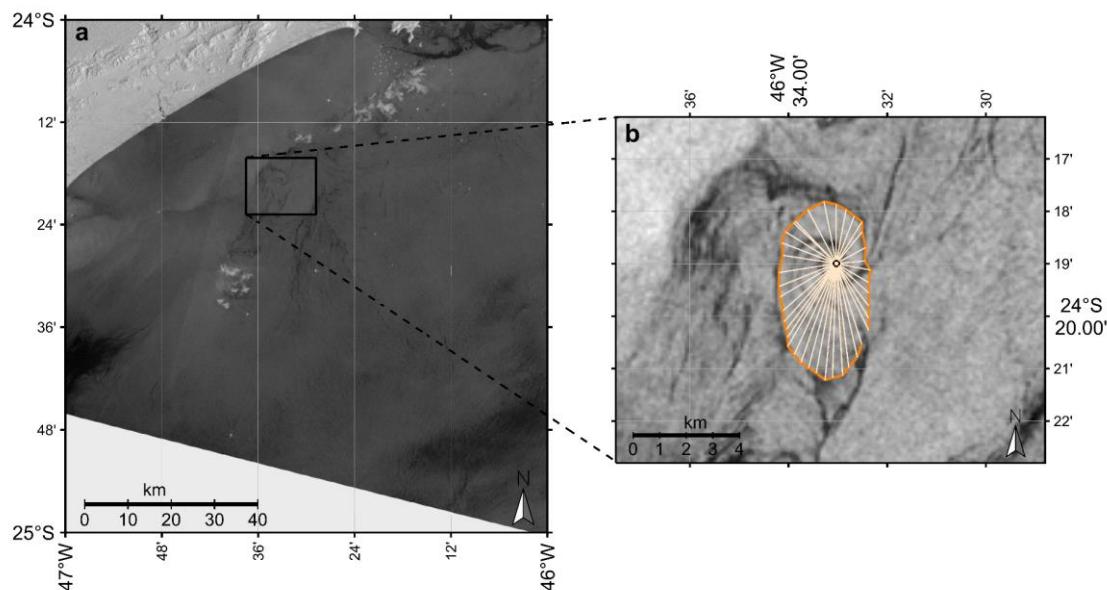


Figura 11. (a) Exemplo de um VSM detectado na BS através da imagem Sentinel-1 SAR-C em 22 de janeiro de 2019. A imagem ampliada **(b)** demonstra o método utilizado para estimar a dimensão dos vórtices: o raio é medido a partir das distâncias entre o centro (círculo preto) e a borda (polígono em laranja) do vórtice em todas as direções, representadas pelas linhas amarelas.

4.1.3 Banco de dados de vórtices entre 2017 e 2018

Um banco de dados de VSMs previamente identificados na BS foi utilizado neste estudo com o intuito de realizar a estatística de VSMs sobre uma série temporal mais longa. Conforme já discutido, Pinho [2020] identificou VSMs na BS visualmente através de 1140 imagens Sentinel-1 SAR-C entre setembro de 2016 e dezembro de 2018. Optamos por utilizar os dados dos vórtices a partir de 2017, os quais incluem informações sobre as coordenadas geográficas centrais dos vórtices, suas polaridades e datas de ocorrência. Estes dados participaram de todas as análises realizadas para a descrição e realização da estatística dos VSMs na BS. No entanto, não entraram nas análises dos fluxos de calor, visto que as coordenadas geográficas das bordas dos vórtices não estão disponíveis

neste banco de dados – e este é um parâmetro essencial para a extração dos FCL e FCS associados aos vórtices, conforme será esclarecido na próximas seções.

4.2 Caracterização de vórtices de submesoescala

A distribuição dos VSMs foi explorada em termos de raio, polaridade e frequência espacial e temporal. Mapas de calor foram utilizados para analisar a distribuição espacial dos vórtices observados nas imagens SAR. Os mapas foram calculados considerando o número de vórtices detectados por pixel em uma grade com 25 km x 25 km de resolução espacial horizontal. Para calcular a distribuição espacial do raio, foi calculada a média dos raios dos vórtices detectados em cada pixel da grade amostrada. Para uma melhor visualização, cada vórtice foi representado por suas bordas, dentro das quais os valores são relativos ao raio. Foram apresentados também mapas relativos à distribuição espacial dos VSMs em termos do tipo e da polaridade.

4.3 Estimativas do fluxos de calor na interface oceano-atmosfera

Os fluxos de calor na interface oceano-atmosfera podem ser inferidos através de parametrizações *bulk*, as quais incluem o produto do gradiente de uma propriedade entre o oceano e a atmosfera e coeficientes de transferência [Robinson 2010]. O algoritmo *Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment* (COARE) *bulk* 3.0 [Fairall et al. 2003] foi utilizado para estimar os fluxos de calor latente e sensível (FCL e FCS, respectivamente) a partir de dados diários da superfície marinha entre 2019 e 2021. Para obter as estimativas dos FCL e FCS são necessárias as seguintes informações: velocidade do vento a 10 m (U_{10}),

temperatura do ar (T_a) em um nível padrão (2 ou 10 m), temperatura da superfície do mar (T_a), umidade específica na superfície do mar (q_s) e umidade específica do ar a 10 m (q_a). Essas informações foram provenientes do: (i) *Multi-Scale Ultra High Resolution – MUR*; (ii) ERA5; e (iii) WIND_GLO_PHY_L4_MY_012_006.

4.3.1 Dados de temperatura da superfície do mar

A missão *Multi-Scale Ultra High Resolution* (MUR) é um projeto liderado pelo JPL (*Jet Propulsion Laboratory*) da NASA, que visa fornecer dados de TSM em alta resolução espacial e temporal para estudos de oceanografia e clima. O MUR utiliza observações *in situ* e dados de múltiplos sensores de satélite, incluindo MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), AVHRR (*Advanced Very-High-Resolution Radiometer*), VIIRS (*Visible Infrared Imaging Radiometer Suite*), AMSR-E (*Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS*) e AMSR2, para produzir mapas de TSM com uma resolução espacial de $0,01^\circ \times 0,01^\circ$ (cerca de 1 km x 1 km) e uma resolução temporal diária. A combinação entre produtos de diversos sensores reduz o impacto da cobertura de nuvens nos dados, permitindo uma maior cobertura e qualidade das estimativas fornecidas [Chin et al. 2017]. Para compor o cálculo dos fluxos de calor na BS, os produtos de TSM do MUR foram obtidos no formato NetCDF através do PO.DACC (*Physical Oceanography Distributed Active Archive Center*) para o período entre 01 de janeiro de 2019 e de 2022. Os dados estão disponíveis gratuitamente no website [https://search.earthdata.nasa.gov/search/granules?p=C1996881146-POCLOUD&pg\[0\]\[v\]=f&tl=1678470307!3](https://search.earthdata.nasa.gov/search/granules?p=C1996881146-POCLOUD&pg[0][v]=f&tl=1678470307!3).

4.3.2 Dados de temperatura do ar e pressão atmosférica

O ERA5 é a última reanálise de quinta geração do Centro Europeu para Previsões Meteorológicas de Médio Prazo (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*), que inclui dados horários de reanálise meteorológica de 1950 até o presente com uma resolução horizontal de 0,25 x 0,25° (aproximadamente 30 km x 30 km). Esta reanálise representa uma significativa atualização em relação à sua versão anterior, ERAInterim, no que se refere às estimativas de variáveis atmosféricas em escala horária [Jiao et al. 2021]. Por meio de uma modelagem complexa e sistemas de integração de dados, o ERA5 agrupa um maior volume de observações históricas com qualidade controlada, principalmente informações de satélites, com o objetivo de melhorar a precisão de suas estimativas globais de condições atmosféricas [Di Napoli et al. 2021]. Dados de temperatura do ar em 2 metros, temperatura do ponto de orvalho em 2 metros e pressão superficial sobre os oceanos da reanálise ERA5 foram utilizados neste trabalho. As estimativas foram obtidas no formato NetCDF para o mesmo período e região dos dados de TSM, através da *Climate Data Store* da Copernicus, disponíveis em <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=form>.

4.3.3 Dados de vento e densidade do ar

Para compor os dados de densidade do ar e vento superficial a 10 metros, necessários para o cálculo dos fluxos de calor e nas análises da relação entre o vento e os VSMs, foi escolhido o produto *Global Ocean Hourly Reprocessed Sea Surface Wind and Stress from Scatterometer and Model* (ID do produto: WIND_GLO_PHY_L4_MY_012_006) em nível 4 de processamento. Este produto

corresponde à junção entre saídas numéricas de modelos e observações de satélite, sendo derivado do *Copernicus Marine Service* e conduzido pelo *European Union's Earth Observation Programme*. O produto é produzido pelo Instituto Meteorológico Real da Holanda (*Royal Netherlands Meteorological Institute*) com base em produtos *Level 3* de dispersômetros e em modelos de previsão do tempo. Mais informações sobre este produto estão disponíveis em <https://catalogue.marine.copernicus.eu/documents/PUM/CMEMS-WIND-PUM-012-004-006.pdf>. Os dados são horários, possuem cobertura global e são disponibilizados desde 1999 em duas resoluções espaciais (de $1/8^{\circ} \times 1/8^{\circ}$ e $1/4^{\circ} \times 1/4^{\circ}$ — cerca de 12,5 km x 12,5 km e 25 km x 25 km, respectivamente). Os dados são disponibilizados pelo *Copernicus Marine Environment Monitoring Service* em uma simples interface (https://data.marine.copernicus.eu/product/WIND_GLO_P_HY_L4_MY_012_006/download?dataset=cmems_obswind_glo_phy_my_l4_0.12_5deg_PT1H), a qual se encontrava em manutenção no período das análises, disponibilizando os dados apenas para o período entre 01 de janeiro de 2021 e 20 de setembro de 2022. Neste sentido, as informações de vento e densidade entre 2019 e 2021, com a resolução espacial horizontal de $1/4^{\circ}$, foram baixadas através do serviço de acesso de dados *File Transfer Protocol* (<ftp://my.cmems-du.eu/>), com o auxílio do software *FileZilla*.

4.3.4 Cálculo dos fluxos de calor sensível e latente

As equações V e VI foram aplicadas para a estimativa de FCS e FCL:

$$FCS = \rho_a C_p C_h U_{10} (T_s - T_a) \quad (V)$$

$$FCL = \rho_a L_e C_q U_{10} (q_s - q_a) \quad (VI),$$

onde ρ_a é a densidade do ar (kg.m^{-3}), C_p é o calor específico do ar a pressão constante ($1004 \text{ J.K.}^{-1}.\text{kg}^{-1}$), C_h e C_q são os coeficientes de transferência

de calor sensível e latente, respectivamente, U_{10} é a velocidade do vento a 10 m de altura (m.s^{-1}), T_s é a temperatura da superfície do mar (K). T_a é a temperatura potencial do ar a 10 m (K), L_e é o calor latente de vaporização (J.kg^{-1}), q_s é a umidade específica na superfície do mar (g.kg^{-1}) e q_a é a umidade específica do ar a 10 m de altura (g.kg^{-1}). Os fluxos resultantes são fornecidos em W.m^{-2} . O FCS é resultado da condução de calor gerada pela diferença de temperatura entre a atmosfera e a superfície do mar, a fim de se atingir o equilíbrio térmico entre os dois meios. Por outro lado, o FCL está relacionado com as mudanças de fase da água de líquido para vapor e vice-versa.

O procedimento para a obtenção dos FCL e FCS incluiu cinco etapas: (i) cálculo de q_a e q_s ; (ii) cálculo de C_h e C_q ; (iii) cálculo de L_e ; (iv) interpolação dos dados do ERA5 e do WIND_GLO_PHY_L4_MY_012_006; e (v) aplicação das equações V e VI. Os parâmetros q_a e q_s foram estimados conforme as Equações VII e VIII e IX, X e XI, respectivamente, a partir da temperatura do ponto de orvalho, pressão atmosférica superficial e temperatura da superfície do mar, seguindo Fairall *et al.* [1996], Gill [1982] e Pielke *et al.* [2007]. Na equação VIII, uma redução de 2% da umidade de saturação na TSM é contabilizada para obter q_s , a fim de compensar o efeito da salinidade, que tende a diminuir a pressão de vapor [Yu & Yeller 2007, Talley 2011, Song *et al.* 2023]. Os valores dos coeficientes C_h e C_q , dependentes da velocidade do vento, da temperatura do ar e da TSM, foram estimados conforme relação estabelecida por Isemer & Hasse [1987]. Por fim, o parâmetro L_e foi calculado de acordo com a T_s (em K) e foi dado por: $[2,501 - (0,00237 \times T_s) \times 10^6]$, assim como feito por Zhang *et al.* [2022]. Para realizar as estimativas dos fluxos, de q_s e dos coeficientes, as variáveis com as resoluções mais baixas, oriundas do ERA5 e do

WIND_GLO_PHY_L4_MY_012_006, com resolução de $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$ e $1/8^{\circ} \times 1/8^{\circ}$ respectivamente, foram interpoladas para uma grade de $0,1^{\circ} \times 0,1^{\circ}$.

$$q_a = e \cdot 0,622/p - 0,378 \quad (VII)$$

$$e = 6,112 \exp(17,67 T_d / T_d + 243,5) \quad (VIII),$$

onde q_a é a umidade específica em $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$, p é a pressão superficial em Pa, e_w é a pressão de vapor saturada em Pa e T_d é a temperatura do ponto de orvalho em $^{\circ}\text{C}$.

$$q_s = 0,98 q_{sat}(T_s) \quad (IX)$$

$$q_{sat}(T_s) = e_w \cdot 0,622/p - 0,378 e_w \quad (X)$$

$$e_w = 10 (0,7859 + 0,03477 T_s / 1 + 0,00412 T_s) \quad (XI),$$

onde q_s é a umidade específica na superfície do mar em $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$, $q_{sat}(T_s)$ é a umidade específica de saturação na TSM em $^{\circ}\text{C}$, dada em $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 0,622 é a razão entre os pesos moleculares da água e do ar seco ($18,016/28,966$), P é a pressão atmosférica em Pa e e_w é a pressão de vapor saturada na TSM em Pa.

4.4 Fluxos de calor associados aos vórtices de submesoescala

4.4.1 Filtragem espacial e temporal

Após calculados, foram gerados mapas diários de FCL e FCS, os quais foram filtrados no tempo e no espaço para que os sinais relacionados à submesoescala pudessem ser isolados, permitindo então a obtenção dos FCL e FCS relacionados aos vórtices. A aplicação dos filtros é uma etapa essencial neste tipo de análise, uma vez que os fluxos são afetados por movimentos e processos que ocorrem em diferentes escalas espaciais e temporais. Para isso, foram aplicados filtros de média móvel, ponderados por janelas de *Hann* [Villas-Bôas *et al.* 2015], nos mapas diários de FCS e FCL. Métodos semelhantes de

filtragem foram utilizados em diversos estudos, principalmente com o intuito de isolar as componentes de mesoescala [e.g., Chelton *et al.* 2011, Souza *et al.* 2014, Villas-Bôas *et al.* 2015, Liu *et al.* 2020].

Um filtro de média móvel é caracterizado pela realização da média aritmética de um determinado número de pontos, feita sucessivamente ao longo de toda uma série de dados [Smith 1997]. Optou-se pelo uso deste filtro pelo seu bom desempenho e implementação relativamente simples. O número de pontos contemplados pela média depende do tamanho da janela definida e, para cada posição da janela, é calculada a média dos valores. A janela de *Hann* é utilizada para que a média entre esses pontos passe a ser ponderada fazendo com que os pontos mais próximos ao centro possuam maior peso e garantindo uma suavização mais suave e precisa dos dados.

As médias móveis são um tipo de filtro passa-baixa (*low-pass*), no qual as altas frequências são filtradas, restando as baixas frequências. No caso de necessidade da aplicação de um filtro passa-alta (*high-pass*), basta calcular o resíduo da série original após a passagem de um filtro passa-baixa. A aplicação desse filtro é baseada na convolução de um filtro (representado pela janela) com a série analisada. O tamanho das janelas utilizadas são definidos de acordo com os componentes que se deseja filtrar. Por exemplo, ao aplicar uma média móvel com uma janela de 15 dias em uma série temporal será preservada apenas a energia presente nos períodos maiores que 15 dias. Já para preservar os componentes de alta frequência, que correspondem a submesoescala, são utilizados tamanhos de janela pequenos e a nova série temporal é obtida ao subtrair o dado original do resíduo gerado pela passagem do filtro. Além dessas

duas classificações, existem também os filtros passa-banda (*band-pass*), que permitem preservar o sinal dentro de um intervalo de frequências determinado.

A série de procedimentos para estimar os FCS e FCL associados aos VSMs contou com quatro etapas e foi baseada em Villas Bôas *et al.* [2015]. Em primeiro lugar, foi aplicado um filtro temporal unidimensional passa-alta nos mapas dos fluxos, buscando preservar períodos inferiores a 5 dias, conforme a literatura [e.g., Capet *et al.* 2008, Thomas *et al.* 2008, McWilliams 2016]. As janelas foram calculadas a partir da função de *Hann* e a aplicação do filtro unidimensional consistiu em realizar a convolução da janela de *Hann* com os dados dos fluxos. O mapa filtrado no tempo para a submesoescala corresponde ao resíduo da aplicação do filtro com a janela com comprimento de 5 dias.

Após, foram removidos os dados da grade dentro dos contornos dos vórtices nos mapas de FCS e FCL filtrados no tempo, mascarando a presença dessas estruturas. Nos mapas resultantes, foi feita a filtragem espacial para gerar mapas de referências, nos quais são mantidas as escalas diferentes das de interesse. Um filtro passa-baixa de média móvel bidimensional foi aplicado nesses mapas, ponderado por uma janela de *Hann* de 23 km, resultando em mapas de FCS e FCL filtrados espacialmente, – inclusive nos pontos onde os dados haviam sido mascarados. Essa análise permite que as assinaturas dos VSMs e vórtices de mesoescala nos fluxos de calor sejam destacadas, ainda que estejam sobrepostas a movimentos com outras escalas [Villas Bôas *et al.* 2015].

Por fim, os mapas dos fluxos de calor relacionados aos vórtices foram gerados a partir da subtração entre os mapas de FCS e FCL filtrados no tempo e os mapas suavizados filtrados espacialmente. A partir disso, foram isolados os fluxos associados apenas aos contornos dos vórtices, permitindo a produção dos

mapas temporais médios desses fluxos em função da polaridade. O cálculo da média temporal foi feito entre 2019 e 2021 apenas para os vórtices ciclônicos, devido ao baixo número de feições anticiclônicas que foram detectadas. Para uma melhor visualização de como os fluxos turbulentos de calor superficiais associados aos VSMs se distribuem espacialmente, dividimos a BS em sub-regiões, considerando as áreas de maior concentração de vórtices.

Os comprimentos das janelas espaciais foram determinados pelos diâmetros máximos dos vórtices detectados nas imagens SAR e estão de acordo com a literatura [DiGiacomo & Holt 2001, Atadzhanova *et al.* 2018, Li *et al.* 2024]. É importante destacar algumas limitações do método, tais como: (i) a filtragem espacial realizada para extrair o impacto dos VSMs nos fluxos de calor compromete a qualidade dos dados nas bordas e, deste modo, os dados situados muito próximos ao continente e/ou próximo aos limites da área de estudo não participam das análises; e (ii) caso um mesmo vórtice tenha sido detectado duas vezes, a magnitude dos fluxos de calor associadas a ele em dois momentos de tempos distintos foram contabilizadas.

4.43.2 Mapas compostos

O padrão espacial dos fluxos de calor dentro dos VSMs e em seus arredores foi estimado usando mapas compostos. A construção de mapas compostos permite compilar os fluxos de calor associado a cada um dos vórtices detectados, abstraindo do formato e dimensão original das estruturas. Além de ser utilizada para visualizar padrões espaciais nos fluxos de calor [e.g., Villas Bôas *et al.* 2015, Leyba *et al.* 2017, Moreton *et al.* 2021], essa análise também é utilizada para analisar anomalias de parâmetros tais como temperatura e concentração de clorofila, por exemplo [e.g., Saraceno & Provost 2012, Ni *et al.*

2021]. Inicialmente, o cálculo destes mapas consiste na interpolação dos FCS e FCL, para cada vórtice, em uma grade uniforme, a qual é centrada no centro do vórtice. A extensão da grade foi determinada para representar os campos dos fluxos de calor que se estendem a uma distância de dois raios do vórtice em cada direção. Portanto, os FCS e FCL associados a cada vórtice e aos seus arredores foram representados em um sistema de coordenadas como um círculo de tamanho $2R$. A média dos mapas foi feita para os FCS e FCL em relação à polaridade dos vórtices. Nesta análise, foram incluídos apenas os vórtices com diâmetros superiores a 4 km, a fim de garantir que a escassez de dados não prejudicasse a visualização da distribuição dos fluxos dentro das feições.

Capítulo V: Estatística de vórtices de submesoescala na Bacia de Santos

Para a obtenção do título de Mestre pelo Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, é requerido que o discente realize a submissão de pelo menos um artigo científico como primeiro autor em periódico com corpo indexado. Conforme abordado anteriormente, os resultados e discussões da pesquisa desenvolvida durante o período de mestrado serão apresentados em forma de dois artigos.

O primeiro manuscrito será apresentado no presente capítulo, de autoria de Rafaela Rizzi, Felipe Furtado Pinho e Fabrício Sanguinetti Cruz de Oliveira, intitulado “**Statistics of submesoscale eddies in the South Brazil Bight from SAR imagery**”, o qual foi submetido para publicação no periódico *International Journal of Remote Sensing*. O segundo manuscrito, de autoria de Rafaela Rizzi, José Luiz Lima de Azevedo e Fabrício Sanguinetti Cruz de Oliveira, é intitulado “**Characterization of air-sea turbulent heat fluxes associated to submesoscale eddies in the South Brazil Bight**” e ainda passará por revisões antes de ser submetido para publicação no periódico *Climate Dynamics*. Esse

artigo será apresentado no capítulo VI e compreende análises entre os anos de 2019 e 2021.

Statistics of submesoscale eddies in the South Brazil Bight from SAR imagery

Rafaela Rizzi^{*†}, Felipe F. Pinho[†] and Fabrício S. C. Oliveira[†]

[†]*Laboratório de Oceanografia Dinâmica e por Satélites, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, Brazil*

^{*}Corresponding author: Address: CEOCEAN, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande – FURG, Av. Itália km8 s/n, Rio Grande, RS, 96203–900, Brazil. E-Mail: rafaela.rizzi@gmail.br

A time series of Sentinel-1 SAR-C images was analyzed to identify submesoscale eddies (SMEs) in the South Brazil Bight (SSB) between 2017 and 2021. This analysis provides insights into the formation mechanisms, as well as the spatial and temporal distribution of the eddies. Visual examination of 2,603 images led to the detection of 1,780 eddies. The eddies' statistics show that the majority of these eddies have radii ranging from 1 to 3 km and exhibit a pronounced asymmetry in type and polarity, with a predominance of cyclonic eddies (94.2%) and black eddies (78.5%). Eddies were more observed during fall and winter (61.5% of the total), with a preferential distribution over the shelf, particularly in the central and southern sectors of the SSB. Furthermore, the spatial distribution of the eddies shows seasonal variations, with a higher density in the southern part during winter. This season is characterized by more intense baroclinic instabilities, possibly constituting a key mechanism for eddy formation in the SBB. In addition, higher concentrations of chlorophyll during these periods may enhance the visibility of the eddies. The generation of SMEs in the central portion of the SBB is related to the interaction between bathymetry and coastal ocean currents.

Keywords: polarity asymmetry; sentinel-1 SAR-C imagery; visual identification method.

5.1 Introduction

Submesoscale eddies (SMEs) are widely distributed across the world's oceans, alongside other typical submesoscale processes such as fronts and filaments.

These oceanic features have radii smaller than the baroclinic Rossby deformation radius, and therefore exhibit horizontal scales ranging from 0.2 to 10 km and temporal scales of hours to days [Capet *et al.* 2008, Kim 2010; McWilliams 2016, Thomas *et al.* 2008, Mahadevan 2008]. Coherent submesoscale eddies (CSVs), which can persist and drift within the ocean interior for years, are an exception to this definition [McWilliams 1985]. SMEs occupy intermediate space-time scales between three-dimensional turbulence and quasi-geostrophic mesoscale eddies [Gula *et al.* 2021]. These oceanic features are characterized by high vertical velocities, which can reach values of 10–100 m per day [McWilliams 2016, Thomas *et al.* 2008]. As a result, SMEs play a crucial role in the vertical transport of tracers such as nutrients, heat, and momentum between the ocean's surface and its deeper layers [Durand *et al.* 2010, Lévy *et al.* 2012, Mahadevan 2016; Munk *et al.* 2000]. Furthermore, they have a strong impact on ocean stratification and the thermohaline structure of the water column [Capet *et al.* 2008, Thomas *et al.* 2008].

The observation of submesoscale oceanic features has been challenging due to the resolution of most available ocean measurement and observation techniques, which are unable to resolve these small-scale space-time eddies [Ni *et al.* 2021]. However, advances in tools such as Synthetic Aperture Radar (SAR) imagery have significantly improved the detection and characterization of these features globally [Ji *et al.* 2021, Karimova and Gade 2016, Li *et al.* 2024; Stuhlmacher and Gade 2020]. According to Karimova [2012], SAR images can reveal eddies in two primary ways: as "black eddies," which are associated with biofilm, and as "white eddies," which are linked to surface roughness from wave-current interactions, resulting in high backscatter in the shear zones of ocean

currents (Fig. V-1). Additionally, factors such as changes in atmospheric boundary layer stability due to thermal contrasts or the presence of sea ice can also make oceanic eddies visible in SAR images [Stuhlmacher and Gade 2020]. Other effective tools for studying submesoscale features include high-frequency radars, direct surface observations, and high-resolution numerical simulations [e.g., Bassin *et al.* 2005, Calil *et al.* 2021; Huang *et al.* 2023, Kim 2010, Kirincich 2016, Lazaneo *et al.* 2022, Marmorino *et al.* 2018, Ni *et al.* 2021, Payandeh *et al.* 2023, Wang *et al.* 2022].

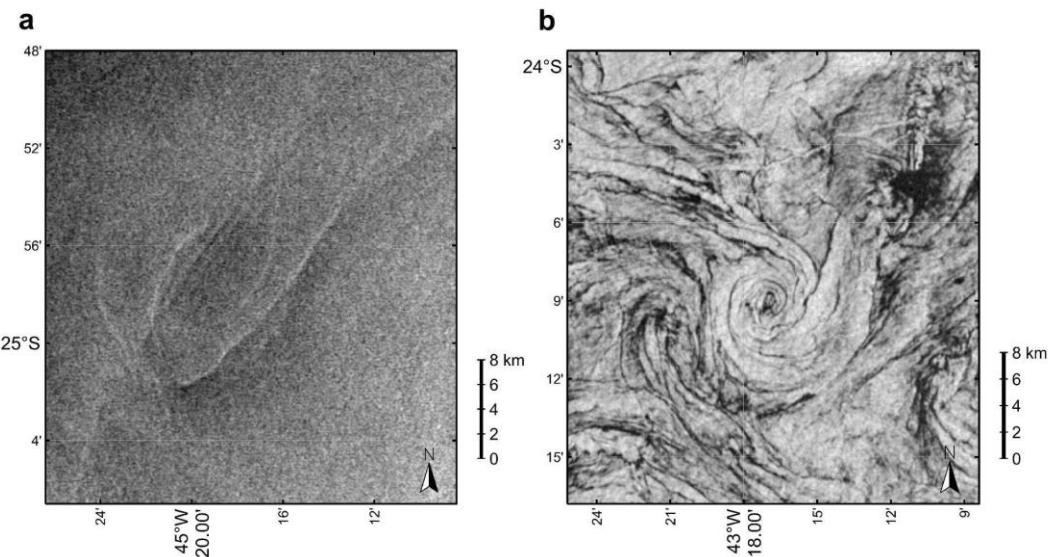


Figure V-1. Examples of eddies identified by a visual criteria in SAR-C images in the South Brazil Bight: (a) white eddy on 29 May 2021; and (b) black eddy on 6 May 2021.

Important discoveries about SMEs have provided significant insights into their formation, which usually create preferential regions for SMEs distribution [e.g., Atadzhanova *et al.* 2018, Lavrova *et al.* 2012, Li *et al.* 2020, Ni *et al.* 2021, Zatsepin *et al.* 2019, Zhang *et al.* 2019]; patterns in the temporal variability of them [e.g., Callies *et al.* 2015, Luo *et al.* 2016, Mensa *et al.* 2013]; asymmetries in their polarity [e.g., DiGiacomo and Holt 2001, Huang *et al.* 2023, Li *et al.* 2024, Munk *et al.* 2000, Stuhlmacher and Gade 2020]; and influence on other oceanic processes,

including energy fluxes [e.g., Lazaneo *et al.* 2022, Schubert *et al.* 2020, Wang *et al.* 2018] and chlorophyll concentration [e.g., Mahadevan 2016, Zatsepин *et al.* 2019]. The most discussed mechanisms to the SMEs formation include: (i) horizontal velocity shear instabilities, which produces SMEs especially near mesoscale eddies [e.g., Thomas *et al.* 2008, Zatsepин *et al.* 2011]; (ii) interactions between ocean currents and physical barriers or bathymetric features [e.g., Li *et al.* 2020, Morvan *et al.* 2019]; (iii) baroclinic instability and frontogenesis at mixed-layer fronts [e.g., Brannigan *et al.* 2015, Luo *et al.* 2016, Thompson *et al.* 2016]; and (iv) spatial variability of coastal winds [e.g., Zatsepин *et al.* 2019].

Studies reveal varying patterns in the seasonal frequency and distribution of eddies, influenced by local characteristics and formation mechanisms [Zhang 2024]. Capet *et al.* [2008] suggest that on the Argentine shelf, fall and winter, boost submesoscale turbulent activity is favored by environmental conditions such as deep surface boundary layer and density gradients along the shelf. This behavior is common in mid-latitudes due to the high frequency of frontal systems during these seasons. On the other hand, Karimova [2012] and Xu *et al.* [2015] observed a higher number of eddies in SAR images during spring. The same applies to the polarity asymmetry of eddies, but asymmetries are found due to different SMEs formation mechanisms [Zatsepин *et al.* 2019]. The authors linked the predominant formation of anticyclones (cyclones) to mechanisms i, iii, and iv (i) previously mentioned, even though most studies show the predominance of cyclonic eddies over anticyclonic ones.

Recent studies have highlighted the importance of submesoscale dynamics and their interactions with mesoscale features along the Brazil Current [Calil *et al.* 2021, Lazaneo *et al.* 2022, Napolitano *et al.* 2021, Pereira *et al.* 2024]. Lazaneo

et al. [2022] identified the formation of CSVs along the western edge of the South Atlantic, particularly near the Vitória-Trindade Ridge. The authors underscored the role of CSVs in energy dissipation, observing their association with features two orders of magnitude larger than those in the surrounding waters. Pereira *et al.* [2024] analyzed the highest-resolution observations of a Brazil Current meander, showing that stationary cyclonic meanders generate submesoscale filaments that introduce nutrients into the mixed layer, influencing subsurface chlorophyll concentration.

In a study based on a high-resolution simulation of the South Brazil Bight (SBB), Calil *et al.* [2021] found that cyclonic eddies near Cabo Frio (CF) are driven by the interaction of three factors following the upwelling phase: (i) offshore coastal currents from sea level variability; (ii) intrusions of the Brazil Current onto the shelf; and (iii) wind-driven coastal upwelling events. Cold filaments formed by the straining and stretching of negative temperature anomalies, were identified as submesoscale features with a 2 km width and high vertical mixing at their centers. The eddies matched the deformation radius on the shelf and were considered mesoscale structures, but their high vertical velocities at their edges and their smaller scales suggest a transition toward submesoscale dynamics.

The SBB (~ 23° to 28.5° S) is located between CF and Cabo de Santa Marta (CSM), and is influenced by tides, wind, freshwater input from rivers, and western boundary currents [Marta-Almeida *et al.* 2021]. This region is economically important and faces significant pressures on its oceanic ecosystem services, highlighting the need for a thorough understanding of its marine environment. Such knowledge is essential for mitigating human impacts on the ocean and promoting sustainable development, particularly amid climate change. No study has yet

statistically analyzed SMEs in this region or their temporal and spatial variability. Therefore, Sentinel-1 SAR images from 2017 to 2021 are used to identify submesoscale eddies in the SBB, exploring their spatial and temporal distribution, and examining their potential generation mechanisms and their response to oceanic variables such as sea surface temperature, wind, and seafloor topography.

The study is organized as follows: Section 2 describes the dataset and the methodology in detail. Section 3 presents the statistics of eddies, as well as their spatial and temporal distribution. The article finishes with discussions about the main findings in Section 4.

5.2 Materials and methods

5.2.1 Sentinel-1 data

A total of 2,603 SAR-C images from the Sentinel-1A and Sentinel-1B satellites from 2017 to 2021 are used to identify and describe SMEs in the SBB (Table V-1; Figure V-2). These two satellites are part of the European Space Agency's (ESA) Sentinel-1 mission and are equipped with a high-resolution C-band SAR instrument, operating at a frequency of 5.405 GHz. The images are acquired with a temporal resolution of 6 days, swath width of 250 km (400 km) and a spatial resolution of approximately 5 m x 20 m (20 m x 40 m) for the Interferometric Wide Swath (Extra Wide Swath) mode. These high-resolution products are highly sensitive to small-scale surface variations [[Hamze-Ziabari et al. 2022](#)], making them ideal for identifying surface oceanic features.

Table V-1 Number of SAR-C images obtained from the Sentinel-1 per year and seasons

Year	Summer	Fall	Winter	Spring	Total
2017	129	128	124	127	508
2018	126	130	130	127	513
2019	132	132	135	133	532
2020	130	135	140	130	535
2021	123	134	131	127	515
Total	640	659	660	644	2603

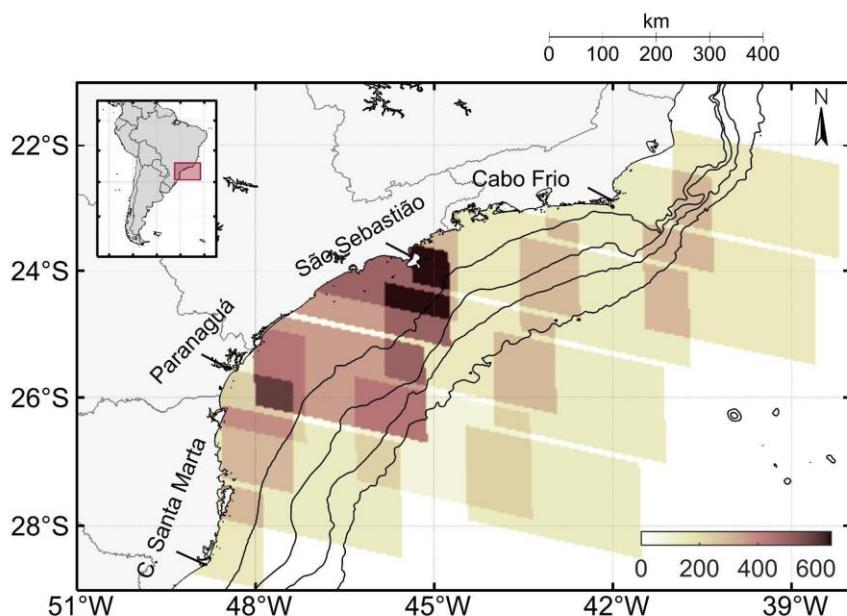


Figure V-2. Location of the South Brazil Bight and spatial distribution of SAR data used in this study, with isobaths of 100, 200, 1000, and 2000 m represented by solid black lines.

The Level-1 Ground Range Detected (GRD) products were downloaded from the Alaska Satellite Facility (<https://search.asf.alaska.edu/#/>). The co-polarized VV data because of its higher sensitivity to surface water roughness compared to VH data [Hamze-Ziabari *et al.* 2022]. The radar cross-section of the surface water is notably lower in cross-polarized channels than in co-polarized channels [Fang *et al.* 2018]. The SAR images were pre-processed following the steps proposed by Filippioni [2019]: (i) application of orbital data; (ii) removal of border noise; (iii) radiometric calibration; (iv) speckle noise removal; (v) geometric

correction; and (vi) conversion to dB. The step of thermal noise removal was omitted, as this noise is specific to dual-polarization channels [Park *et al.* 2017].

5.2.2 SMEs identification

As previously presented, eddies can manifest in SAR images in various ways, including: (i) wave-current interactions that change ocean surface roughness [Stuhlmacher and Gade 2020]; (ii) the accumulation of surfactant films on the surface due to eddy-induced surface convergence [Di Giacomo and Holt 2001, Gade *et al.* 2013]; (iii) changes in atmospheric stability caused by wind stress over ocean temperature fronts [Karimova 2012]; and (iv) the presence of ice as a surface tracer [Kozlov *et al.* 2019]. We are particularly interested in the first two mechanisms, where eddies appear in SAR images as "white" and "black" eddies, respectively [Karimova 2012].

The analysis of SAR images for detecting SMEs followed methods similar to those used in previous studies [e.g., Karimova 2012, Xu *et al.* 2015, Karimova and Gade 2016, Atadzhanova *et al.* 2017, Kozlov *et al.* 2019, Stuhlmacher and Gade 2020, Ji *et al.* 2021]. Initially, the centers and edges of the eddies were identified in the SAR images(Fig. V-3). The edges were defined by the outermost dark or bright curves, while the convergence point of these bands or curves was defined as the eddy center. The diameter was measured between the two farthest points along the eddy edge (Fig. V-3b), and the radius was half of the diameter. Additionally, information on the type of eddy (black or white), polarity (cyclonic or anticyclonic), and the date and time of the SAR image acquisition was recorded. Eddy polarity was determined based on the direction of spiral rotation, with cyclonic eddies rotating clockwise and anticyclonic eddies rotating

clockwise [Xu et al. 2015]. Manual identification of eddies in SAR images may introduce biases, primarily due to the challenge of defining eddy boundaries.

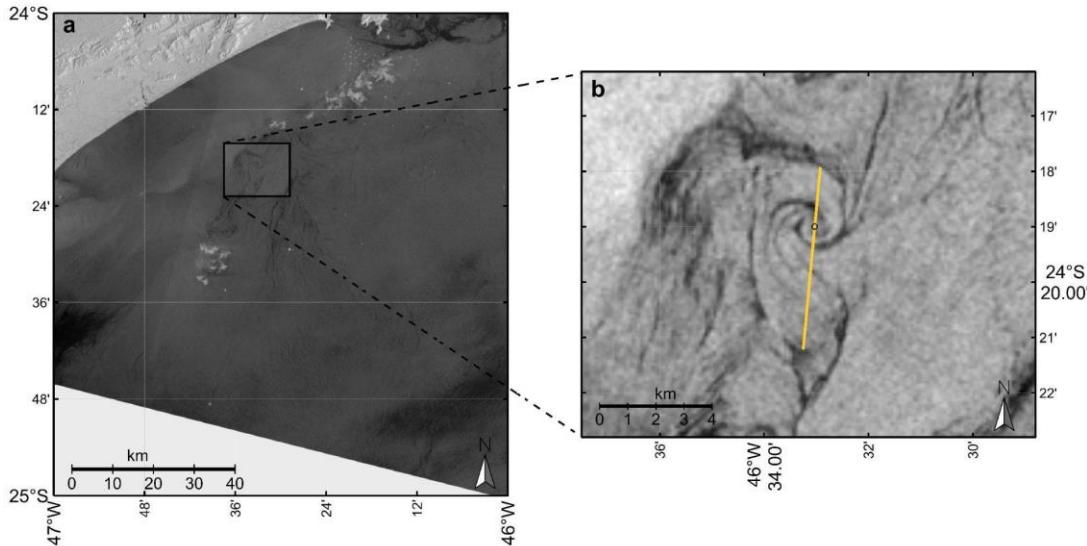


Figure V-3. (a) Example of a submesoscale eddy detected using a Sentinel-1 SAR-C image on January 22, 2019, in the South Brazil Bight. **(b)** The zoom illustrates the method used to estimate the eddies dimensions: the diameter corresponds to the maximum distance between points along the eddy's edge (solid yellow line), crossing through the center of the eddy (black circle). The radius is defined as half the diameter.

Nevertheless, submesoscale eddies have been effectively observed in SAR images globally. Heat maps were used to analyze the spatial distribution of eddies observed in the SAR images. These maps were generated by counting the number of eddies detected per pixel in a grid with a 25 km x 25 km horizontal spatial resolution. To calculate the spatial distribution of the eddy radius, the average radius of all eddies detected within each grid pixel was computed. For better visualization, each eddy was represented as a circle, with its size and central coordinates corresponding to the measured radius and position. Maps showing the spatial distribution of SMEs in terms of type and polarity were also presented.

5.2.3 Supplementary Data

The sea surface temperature (SST) data used in this study were obtained from the

Multi-Scale Ultra High Resolution (MUR) mission, distributed by the Physical Oceanography Distributed Active Archive Center. This mission, led by NASA's Jet Propulsion Laboratory (JPL), utilizes *in situ* observations and data from multiple satellites (e.g., MODIS, AVHRR, VIIRS, AMSR-E, and AMSR2) to produce daily SST maps with a spatial resolution of 1 km x 1 km available in <https://search.earthdata.nasa.gov/>. Wind speed data, used to characterize wind patterns during the study period, were obtained from the Global Ocean Hourly Reprocessed Sea Surface Wind and Stress from Scatterometer and Model product (Product ID: WIND_GLO_PHY_L4_MY_012_006). This Level 4 processing product, produced by the Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI), is based on Level 3 scatterometer products and weather forecast models. Hourly wind and density information, with a spatial resolution of 1/4°, was downloaded from <https://data.marine.copernicus.eu>.

5.3 Results

The tables V-2 and V-3 summarize the eddy detection results from the analysis of five years of SAR imagery, spanning from 2017 to 2021. A total of 1,780 eddies were identified with the majority being black (78.5%) and cyclonic (94.2%). Asymmetries in eddy type and polarity were observed throughout the period analyzed, with the highest frequencies of black and cyclonic SMEs observed in 2020 (93.7%) and 2021 (97.2%), respectively. The spatial distribution follows the same pattern with eddies detected throughout the SBB region (Fig. V-4). A higher concentration of eddies was observed over the continental shelf and a decrease in occurrence further offshore. Anticyclonic SMEs were rarely observed in oceanic waters. However, the low number of anticyclonic eddies detected does not make

it possible to establish a clear pattern in their distribution relative to SME polarity.

Table V-2 Frequency of the SMEs identified in SAR-C images in the South Brazil Bight in terms of their polarity (cyclonic or anticyclonic) and type (black or white).

Year	Total	No. white (%)	No. black (%)	No. cyclonic (%)	No. anticyclonic (%)
2017	425	116 (27.3)	309 (72.7)	407 (95.8)	18 (4.2)
2018	707	212 (30.0)	495 (70.0)	647 (91.5)	60 (8.5)
2019	133	14 (10.5)	119 (89.5)	122 (91.7)	6 (4.5)
2020	191	12 (6.3)	179 (93.7)	185 (96.9)	4 (2.1)
2021	324	29 (9.0)	295 (91.0)	315 (97.2)	9 (2.8)
Total	1,780	383 (21.5)	1,397 (78.5)	1,676 (94.2)	97 (5.4)

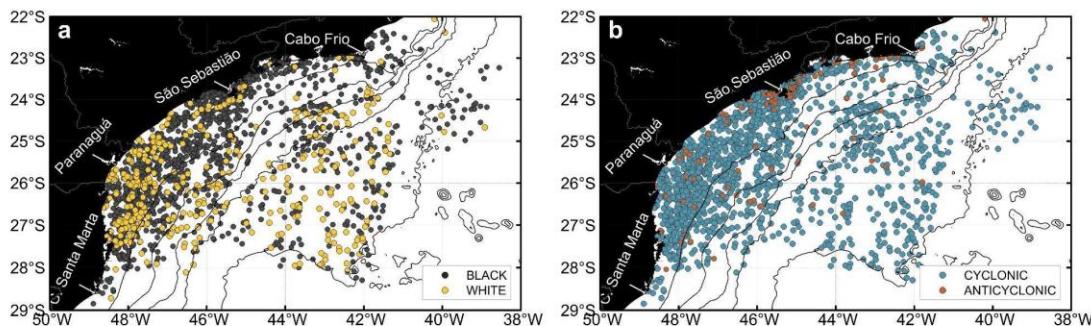


Figure V-4. Spatial distribution of SMEs in the SBB in relation to (a) type and (b) polarity. The black lines indicate the isobaths of 100, 200, 1000, 2000, and 3000 m.

Challenges in defining the boundaries of eddies in the SAR images resulted in the measurement of 1,546 individuals, approximately 86.85% of the total detected. It may be a consequence of small variations in near-surface oceanic winds, wind-induced shading, atmospheric convection, gravity waves, and precipitation [Hamze-Ziabari *et al.* 2022]. The eddies radii ranged from 0.2 km to 18.5 km, with an average of 3.0 ± 2.5 km (Table V-2). Most eddies showed radii between 1 and 3 km (Figure V-5c), with the highest frequency observed at 1 km, where 408 individuals (~26.4% of the total) were observed. Spatially, eddies with radii of up to 10 km are spread throughout the SBB, with a concentration in the coastal region. Large eddies, reaching up to 19 km, are concentrated near the coastal area around Paranaguá (Fig. V-5b).

Table V-3 Frequency of SMEs measured in the South Brazil Bight, along with their minimum (min), maximum (max), average (avg) and standard deviation (std) radii in km.

Year	Frequency	Min	Max	Avg	Std
2017	384	0.2	12.5	1.7	1.6
2018	612	0.2	18.5	2.7	2.4
2019	104	1.0	17.1	5.0	2.6
2020	152	0.8	12.9	4.4	2.5
2021	294	0.3	17.1	3.8	2.3
Total	1546	0.2	18.5	3.0	2.5

Additionally, an increase in eddy radii was observed near the BC, between the 200 and 1,000 m isobaths, across both the central and northern regions of the SBB. Most eddies were located between the coastline and the 100 m isobath, as well as in offshore areas where depths exceed 3,000 m, with radii smaller than 7 km. The average radius showed slight latitudinal variations, with larger radii observed in the southern region of the SBB (Fig. V-5 a and b). All eddies detected in the SSB are classified as SMEs, since their dimensions were smaller than the baroclinic deformation radius calculated by Houry *et al.* [1987] and later by Berti & Santos [2016], with values ranging from 25 km to 34 km and 20 km to 40 km, respectively.

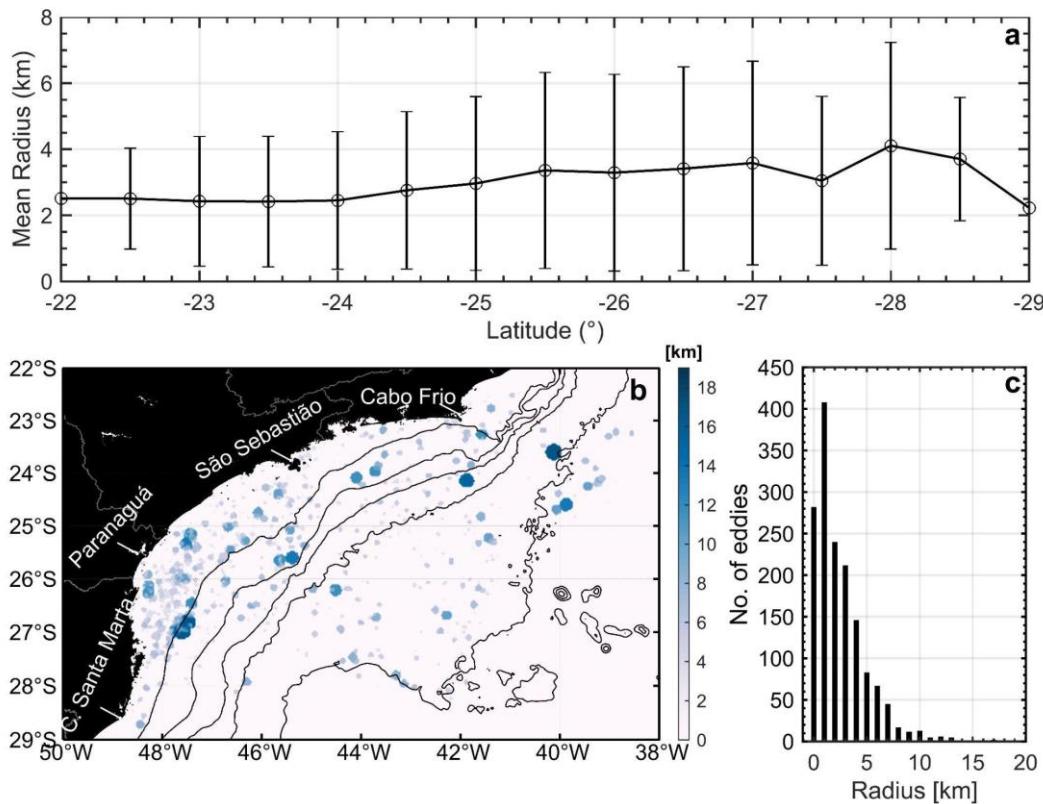


Figure V-5. (a) Latitudinal, (b) spatial, and (c) frequency distribution of the radii of SMEs. The average radius was calculated every 0.5° of latitude, and the error bar was determined using the Student's t-distribution (95% confidence level). Black lines represent the isobaths of 100, 200, 1000, 2000, and 3000 m.

The highest density of eddies occurred in the central portion of the SBB, near Ilhabela ($23^{\circ} 46' 28''$ S; $45^{\circ} 21' 20''$ W) and in the southern portion, between the city of Paranaguá ($25^{\circ} 31' 14''$ S; $48^{\circ} 30' 34''$ W) and CSM ($28^{\circ} 36' 14''$ S; $48^{\circ} 48' 42''$ W) (Figure V-6). Annual variability in the number of eddies was observed in each region, but the spatial pattern remained similar. Eddies were consistently present along the years near the Ilhabela region with a notable increase in 2017, 2018, and 2021.

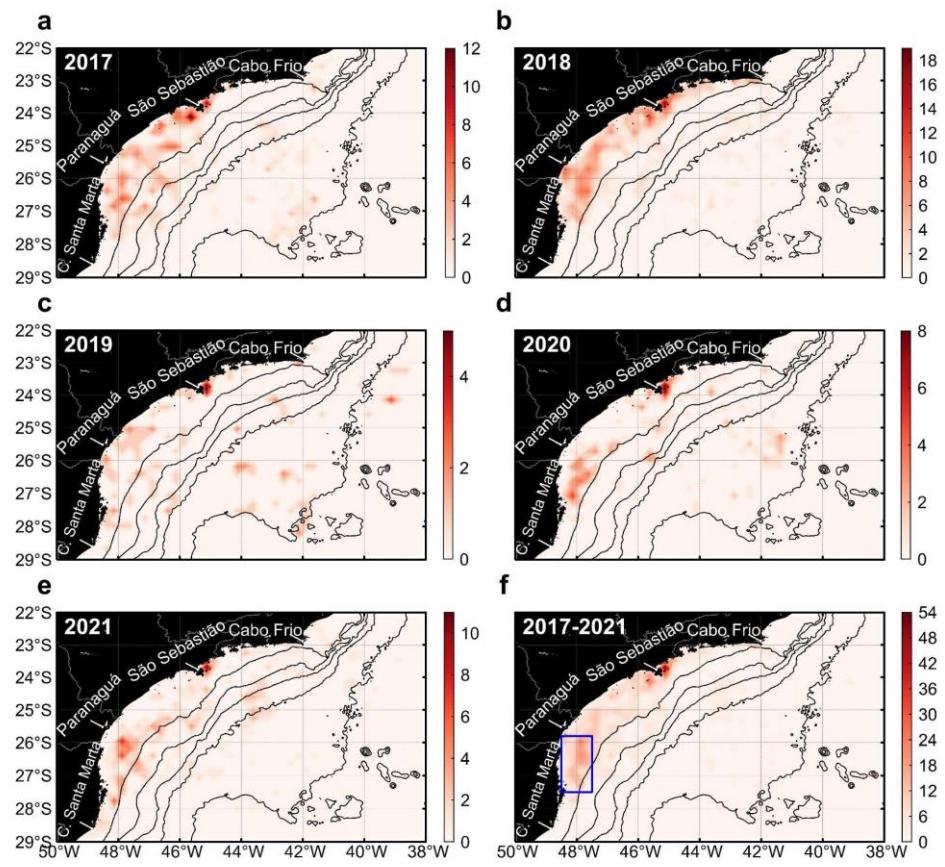


Figure V-6. Annual spatial distribution of the frequency of eddies detected in (a) 2017, (b) 2018, (c) 2019, (d) 2020, (e) 2021, and (f) 2019 to 2021. The blue rectangle indicates the region of highest eddy concentration in the southern SBB, where wind and temperature analyses were conducted.

Seasonal variations were also observed in the frequency of SMEs (Figure V-7). The highest occurrence of eddies in the SBB was during fall and winter, with a total of 1,095 eddies (61.3%). July presented the highest number of eddies (348 eddies), while in January, April, October, and November, the number of eddies was below 50. Except for 2018, the number of eddies detected during all summer and spring months remained below the monthly average of 26. Notably in 2018, the frequency of eddies occurred in February and July. The spatial distribution of eddies also exhibited a seasonal variability (Figure V-8). In fall, eddies were predominantly detected in the central and southern regions of the SBB, over the shelf and offshore areas. In winter, a higher concentration of eddies was observed in the southern portion of the SBB, between 25°S and 28°S. The area near São

Sebastião consistently concentrates eddies in all seasons, mainly in summer. Spring and fall showed similar distribution with eddies predominantly concentrated near the coast.

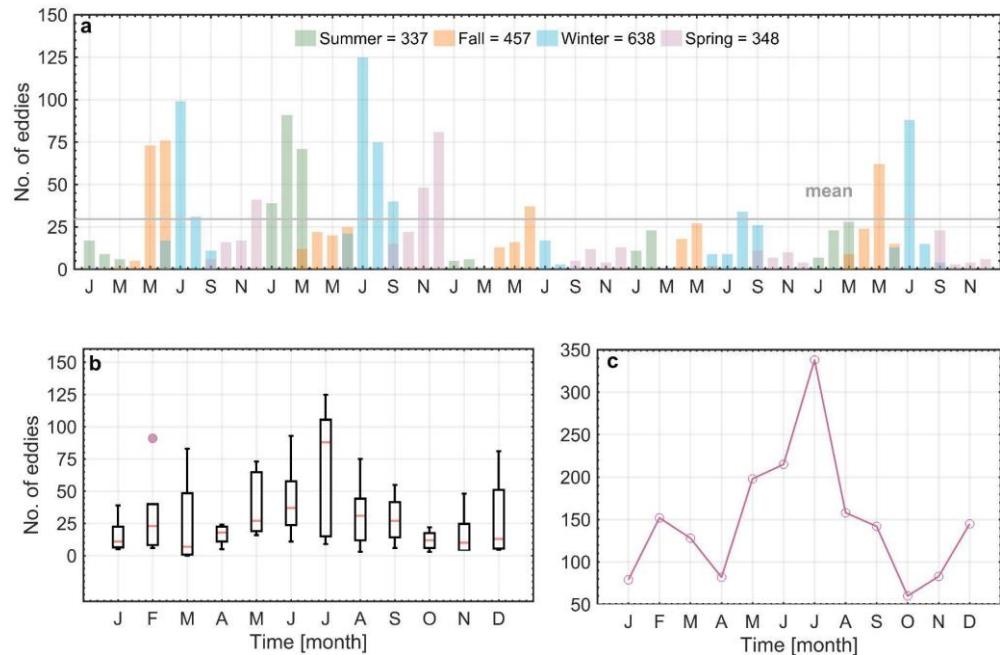


Figure V-7. Temporal variability of the number of SMEs detected in the SBB between 2017 and 2021: **(a)** showing the number of eddies per season; **(b)** boxplot of the monthly sum of detected eddies; and **(c)** monthly frequency of eddies.

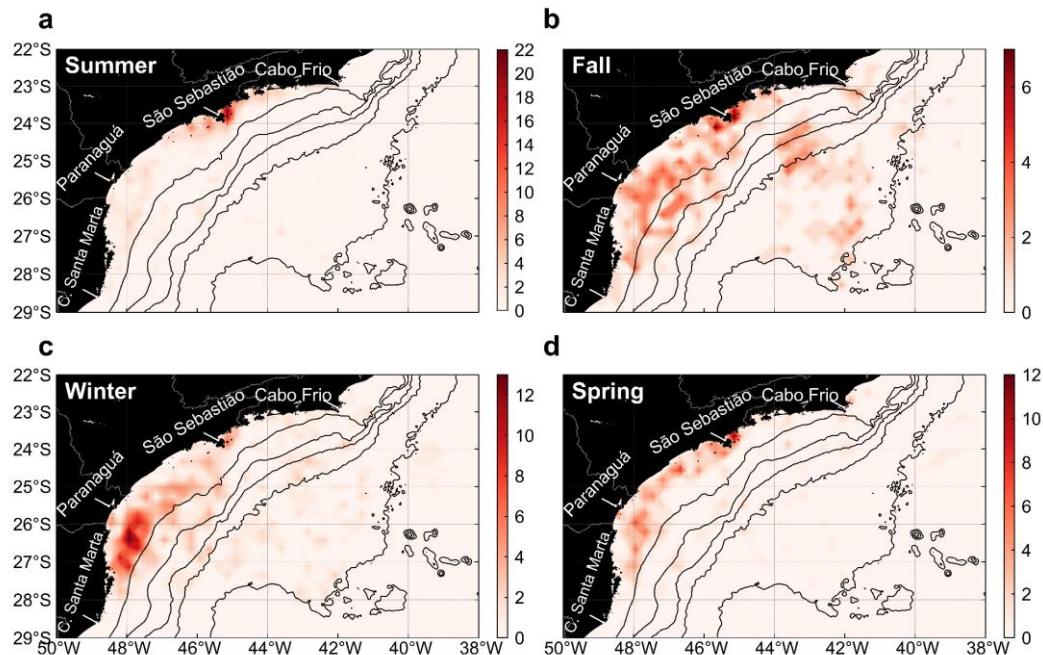


Figure V-8. Spatial distribution of eddy frequency detected in summer **(a)**, fall **(b)**, winter **(c)**, and spring **(d)**.

5.4 Discussion

5.4.1 Temporal and spatial distribution of SMEs

Our results revealed a notable concentration of SMEs over the continental shelf in the SSB. This distribution pattern may be associated with the higher biological productivity observed in coastal and shelf regions [Espedal *et al.* 1996]. The SMEs predominantly manifested as black eddies, suggesting that accumulated biofilm on the ocean surface was a key factor in their detection in this region. Moreover, strong winds can disperse biofilm from the sea surface, making the detection of eddies particularly challenging in oceanic areas [Munk *et al.* 2000, Gade *et al.* 2013]. Supporting these observations, Ni *et al.* [2021] found that large chlorophyll gradients near the coast facilitate the identification of these structures. They also identified three other factors contributing to the intense SME activity in boundary regions: (i) increased velocity shear along the continental slope [e.g., Morvan *et al.* 2019, Li *et al.* 2020]; (ii) strong instabilities associated with coastal fronts [e.g., Gula *et al.* 2015]; and (iii) vortex stretching induced by tidal flow over shallow waters [e.g., Rocha *et al.* 2016, Li *et al.* 2020].

Topographic features in the central portion of the SSB, near Ilhabela, also help explain the preferential distribution of eddies in this region. It is important to note that the SAR images analyzed in this study are unevenly distributed across the SBB, as illustrated in Figure V-2. This uneven distribution likely influenced the frequency and spatial distribution of the detected eddies. However, local topographical characteristics seem to play a significant role in the distribution of these features (Figure V-9). The area around Ilhabela is characterized by a prominent continent, various islands and reefs, the São Sebastião Channel (SSC), and the Araçá Bay (AB). The SSC is a particular feature along the Brazilian coast,

extending between latitudes 23°41' and 23°54' S, with approximately 22 km in length and a maximum depth of about 50 m [Silva *et al.* 2005]. On the other hand, AB is a relatively small area, roughly 750 m in both width and length, located on the mainland side of SSC. It is one of the few environments along the southeastern coast of Brazil dominated by tidal regimes [Dottori *et al.* 2015].

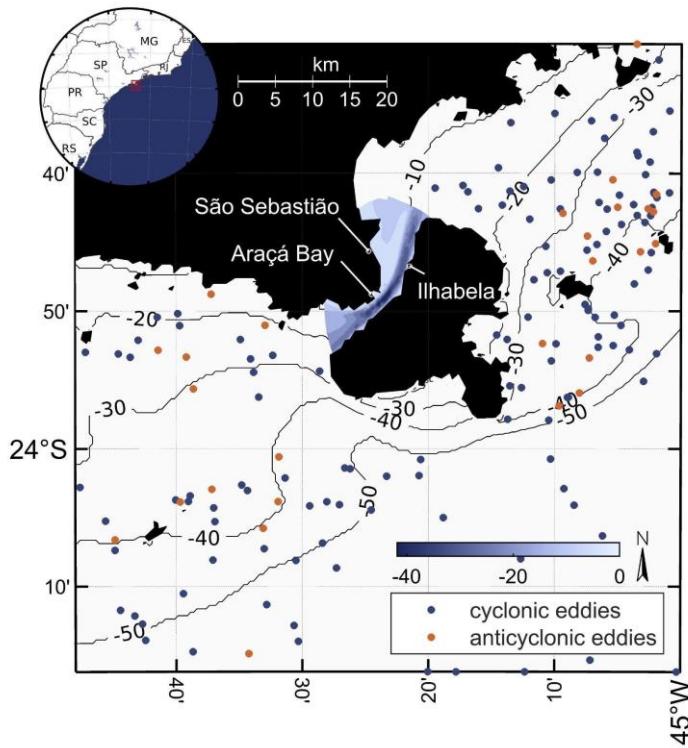


Figure V-9. Illustration of the region near Ilhabela, characterized by a high concentration of SMEs. The high-resolution bathymetry of the São Sebastião Channel is highlighted.

Li *et al.* [2020] identified coastline changes and bottom topography as primary drivers of eddy generation in their study. According to the authors, specific topographic features such as islands, promontories, and seamounts create turbulent interactions between ocean currents and topography. When encountering these topographic features, it can trigger the formation of SMEs, leading to barotropic instabilities that destabilize the current [Gula *et al.* 2015, Lazaneo *et al.* 2022, Tedesco *et al.* 2019]. Consequently, in regions where SMEs

frequently occur associated with topographic features, hotspots of intense eddy activity can develop over time [e.g., [Payandeh et al. 2023](#)].

In the southernmost portion of the SBB, we observed a high concentration of eddies, with the distribution of SMEs showing a clear seasonal pattern that aligns with the annual variation in their frequency. The SMEs were most concentrated in this region during winter and fall, which corresponded with peak eddy occurrences. We suggest these patterns to a combination of factors prevalent during these seasons: (i) an increase in occurrence of baroclinic instability processes [[Brannigan et al. 2015](#)]; (ii) a higher likelihood of the La Plata Plume (LPP) reaching the SBB [[Brandini et al. 2018](#), [Marta-Almeida et al. 2021](#)]; (iii) more frequent cold fronts passages [[Castro et al. 2015](#)]; (iv) a deeper mixed layer depth [[Mensa et al. 2013](#), [Callies et al. 2015](#), [Luo et al. 2016](#)]; and (v) a higher chlorophyll concentration at the ocean surface [[Brandini et al. 2018](#), [Ni et al. 2021](#)].

The first three factors are intrinsically connected. River plumes reaching the SBB region are primarily controlled by wind patterns [[Pimenta et al. 2005](#), [Marta-Almeida et al. 2021](#)]. In this context, the more frequent southwest winds during winter and fall promote a northeastward displacement of the LPP above 26°S, while in spring and summer, it is restricted to around 33°S [[Piola et al. 2008](#)]. Additionally, the passage of frontal systems, which reverse the wind direction from NE to SW [[Castelão et al. 2004](#)], enhances the presence of the LPP in the SBB, extending into the inner and mid-shelf areas of the SBB [[Brandini et al. 2018](#)]. The LPP can reach São Sebastião in winter, even during periods of low flow [[Piola et al. 2000](#), [Pimenta et al. 2005](#), [Möller et al. 2008](#)]. This plume brings cold ($T \sim 18^{\circ}\text{C}$) and low salinity ($S \sim 32$) waters from south of Cabo de Santa Marta to the middle of the bay ($\sim 29^{\circ}30'\text{S}$), independent of local river runoff or upwelling [[Campos et al. 2018](#)].

al. 1995, 1996]. The interaction between LPP and the warmer, more saline oligotrophic shelf waters contributes to the formation of the Subtropical Shelf Front (STSF), as described by Piola *et al.* [2000]. Horizontal density gradients are formed on the continental shelf where freshwater meets seawater [Kobashi & Hetland 2020]. If the plume is wide enough, it can support the formation of eddies through baroclinic instabilities in these regions [Hetland 2017]. Furthermore, slowing down a strong ocean current due to horizontal shear or collision between different water masses can promote the formation of SMEs [Li *et al.* 2024], as occur between the northward-flowing LPP and the southward-flowing of the water masses transported by BC.

Lavrova *et al.* [2012] found intense SME activity near river estuaries, suggesting it was linked to fronts created by freshwater discharge, such as from the Danube River. They also noted that frontal systems can enhance SME formation. Similarly, after a strong atmospheric front passed over the Absheron Peninsula, a cluster of SMEs was detected, and a day later, a zone of intense vortical activity was observed along the coast.

The last two factors contribute more indirectly to the presence of SMEs in SAR images. In contrast to summer, the mixed layer is deeper in fall and winter due to seasonal variations in wind stress on the ocean surface [Veneziani *et al.* 2014]. The mixed layer in SBB is typically well-defined over most of the shelf during winter, with small variations in temperature and density along the water column [Miranda 1982, Stech and Lorenzetti 1992]. In summer, besides the milder winds, the intrusion of the South Atlantic Central Water into the subsurface layer over the continental shelf is more frequent, and contributes to the development of a shallower mixed layer [Gonçalves-Araújo *et al.* 2019]. Consequently, the seasonal

cycle of submesoscale fluxes often shows a minimum in summer [e.g., Mensa et al. 2013, Callies et al. 2015], as the energy associated with these fluxes depends on the mixed layer depth. For a given lateral buoyancy gradient, a shallower mixed layer corresponds to less energetic submesoscale fluxes [Luo et al. 2016]. Moreover, the identification of eddies in SAR images is enhanced by peaks in chlorophyll concentration, as observed in the LPP [Brandini et al. 2018].

We analyzed wind and temperature patterns for all winters between 2017 and 2021 (Fig. V-10), focusing on the area influenced by the LPP, which coincides with the high frequency of SMEs (see blue box in Fig. V-6). Several shifts in wind direction from the northern to southern were observed in this area during these winters, often associated with drops in SST and increased eddy frequency in the region. This pattern is consistent with findings from Stuhlmacher and Gade [2020], which indicate a relationship between decreased wind speeds and a subsequent increase in eddy frequency. The authors suggest that the initial mixing followed by the accumulation of surfactants on the sea surface enhances the detection of these features. The present study shows this scenario more evident in 2018, characterized by strong southerly winds and a low frequency of NE winds compared to other years. During this year, SST remained close to 18°C throughout most of the winter (Fig. V-6d), unlike other years where SST experienced various fluctuations. These cold waters (minimum of ~15°C) suggest that the LPP reached the SBB potentially contributing to the increased number of eddies observed during that winter (62 individuals). Similar scenarios were observed in 2020 and 2021, when 32 and 24 SMEs were detected in the region, respectively.

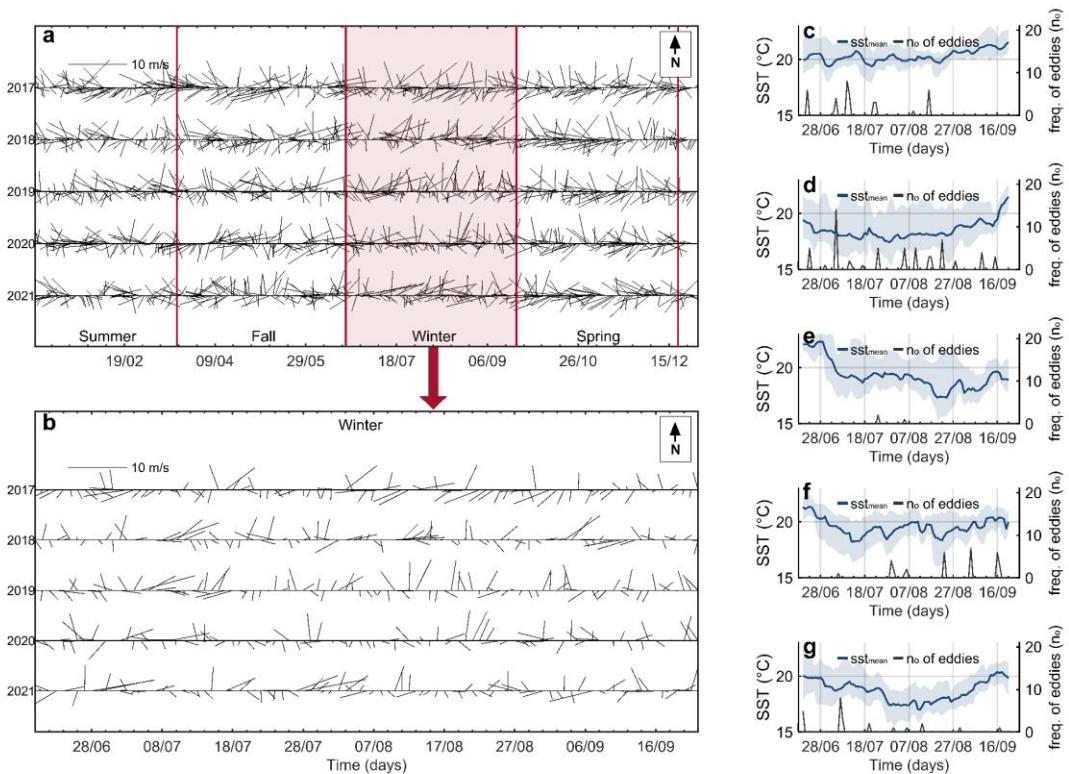


Figure V-10. Magnitude and direction of surface winds (**a–b**) from 2017 to 2021, sea surface temperature, and SME frequency (**c–g**) focusing on the winter months in an average section illustrated in Fig. 3f.

In 2017 and 2019, the patterns observed differed significantly. The winter of 2017 shows a predominance of northeast winds, and the average local temperature remained around 20°C throughout the season. Despite these conditions, 37 eddies were detected. In contrast, only 3 eddies were detected in 2019, accompanied by a notable drop in SST to 15.2°C and frequent intense SW winds. This variation supports the hypothesis that the presence of the LPP is a key to generating SMEs in the southern portion of the SBB. However, other factors likely contribute to this process as well. One possible explanation is that intense wind conditions might mask the presence of SMEs, as suggested by Li *et al.* [2024].

5.4.2 "Black" and "white" eddies

We also examined the relationship between the distribution of "black" and "white" eddies found and wind intensity. SAR images acquired during high wind speeds tend to be saturated and spatially homogeneous, leading to a reduced signal-to-noise ratio and fewer detected eddies [DiGiacomo and Holt 2001]. Karimova and Gade [2016] highlighted that this effect is crucial in the visibility of eddies in SAR images. Their study focused on SMEs in the Baltic Sea, and found that white eddies were more frequently identified during higher wind speeds, between 0.6 and 12.5 m/s, while black eddies were more common at lower wind speeds, ranging from 0.2 to 5.6 m/s. Our analysis revealed similar results, with a decrease in the detection of black eddies followed by an increase in wind speed, supporting the idea that wind conditions during SAR acquisitions affect the detection of SMEs (Figure V-11). Specifically, 70.3% of black eddies were detected at wind speeds between 1 and 3 m/s, while white eddies were predominantly observed at wind speeds ranging from 1 to 7 m/s (86.4%).

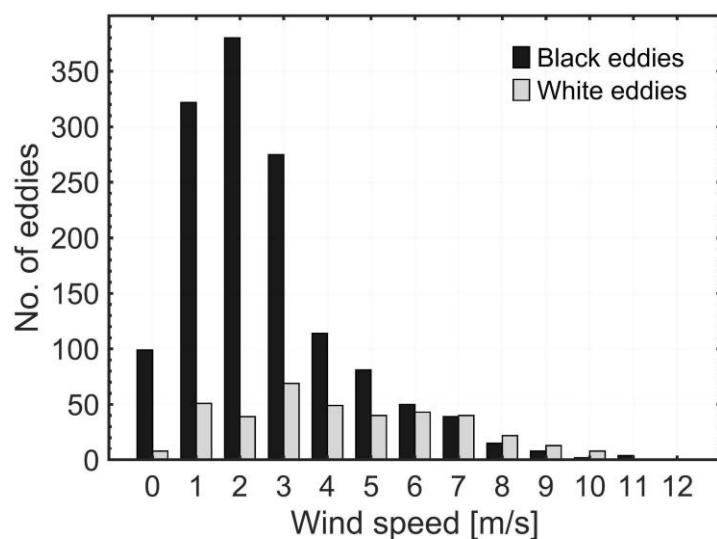


Figure V-11. Distribution of frequency of white and black eddies according to the wind speed.

5.4.3 Polarity asymmetry of SMEs

Another important result from the present study was the polarity asymmetry in the eddies, which has been previously reported by several authors and associated with different causes [e.g., Dokken & Wahl 1966, Munk *et al.* 2000, DiGiacomo and Holt 2001, Roullet & Klein 2010, Dong *et al.* 2012, Karimova 2012, Karimova and Gade 2014, Xu *et al.* 2015, Atadzhanova *et al.* 2017, 2018, Zatsepin *et al.* 2019, Li *et al.* 2020, Stuhlmacher and Gade 2020, Ji *et al.* 2021, Ni *et al.* 2021].

Cyclonic SMEs were predominant in our findings, aligning with previous studies: Ji *et al.* [2021] reported that cyclonic eddies comprised 88% of their observations, Dokken and Wahl [1996] found 85%, and more than 90% were observed by DiGiacomo and Holt [2001], Karimova and Gade [2014], Xu *et al.* [2015], and Atadzhanova *et al.* [2018]. Karimova [2012] reported an even higher prevalence of 98%.

Munk *et al.* [2000] argue that the central issue is not simply the predominance of cyclonic eddies, but rather the mechanisms that inhibit the formation of anticyclonic eddies. Evidences suggest that certain instabilities can suppress the development of anticyclonic eddies without affecting cyclonic structures [Lesieur *et al.* 1991, Potylitsin and Peltier 1998, Orlandi and Carnevale 1999, Munk *et al.* 2000, Shen and Evans 2002, Hasegawa *et al.* 2009]. Inertial (centrifugal) instability was identified by Potylitsin and Peltier [1998] as the dominant mechanism in the selective destruction of anticyclonic eddies. Munk *et al.* [2000] highlighted two processes that favour cyclonic rotation: (i) the relatively rapid increase in shear on the cyclonic side of frontal jets; and (ii) a combination of static, centrifugal, inertial, and shear instabilities that restrict anticyclonic development.

Additional factors contributing to the polarity asymmetry of SMEs have also been identified. Dong *et al.* [2012] observed a higher prevalence of cyclonic eddies at the surface (about 8%), associated with the Southern California Bight location (SCB) in a positive wind stress curl area. Atadzhanova *et al.* [2017] suggested that a background of cyclonic vorticity creates favorable conditions for cyclonic eddies, accounting for 81% of the structures detected in their study. Stuhlmacher and Gade [2020] associated the asymmetry between cyclonic and anticyclonic eddies with seasonal wind patterns. After strong wind-induced mixing, pairs of cyclonic and anticyclonic eddies can form at depth, creating a dipole. The cyclonic component of this dipole intensifies at the surface, while the anticyclonic component remains below [Legg *et al.* 1996, Damien *et al.* 2017].

Drawing on previous studies, this pattern could likely be explained by a combination of factors. Firstly, anticyclonic SMEs may not exhibit as well-defined surface signatures as cyclonic structures [Munk *et al.* 2000, Colas *et al.* 2012, Dong *et al.* 2012, Stuhlmacher and Gade 2020], and this limitation in detection methods could lead to an underestimation of the number of anticyclonic structures. Second, there is an inherent asymmetry in vorticity that favors more intense cyclones and more unstable anticyclones, as discussed by Hoskins and Bretherton [1972] and Shcherbina *et al.* [2013]. While the prominence of intense cyclones at the submesoscale is expected, this does not necessarily result in a higher count of cyclones.

Furthermore, based on the arguments of Cushman-Roisin & Beckers [2011], we have raised the following hypotheses to explain the asymmetry in SME polarity. Eddies are governed by the balance among the pressure gradient force (PGF), the Coriolis force (CoF), and the centrifugal force (CeF). When an eddy's

length scale (L) is much smaller than the Rossby deformation radius (R_d), the CF can be ignored, leading to a balance between PGF and CeF, known as cyclostrophic balance. For small cyclonic eddies, this balance stabilizes the eddy because PGF acts inward and CeF outward. However, small anticyclonic eddies struggle to maintain equilibrium because both PGF and CeF act outward. Consequently, anticyclonic eddies are rarely observed; those that are observed are typically close to R_d , allowing CoF to play a role in their stability. In this context, further investigations are needed to understand the mechanisms responsible for this observed asymmetrical pattern in the SBB.

5. 5 Acknowledgments

The authors would like to thank the European Space Agency, the NASA's Jet Propulsion Laboratory and MEaSUREs program, and Copernicus Marine Environment Monitoring Service for providing the Sentinel-1 SAR-C images and the open-source SNAP software, the sea surface data and wind products used in this work. We also acknowledge the anonymous reviewers for their valuable comments and suggestions on the manuscript. This research was funded by the Brazilian Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES 88887.686821/2022-00) and the Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq 437882/2018-7).

5.6 Declaration of interest statement

The authors declare no conflict of interest. The funders had no role in the analyses, interpretation, or writing of the manuscript.

5.7 References

Todas as referências utilizadas nesta tese serão listadas ao final deste documento.

Capítulo VI: Fluxos turbulentos de calor na interface oceano-atmosfera associados à vórtices de submesoescala na Bacia de Santos

Characterization of air-sea turbulent heat fluxes associated to submesoscale eddies in the South Brazil Bight

Rafaela Rizzi^{1*}, José L. L. Azevedo^{2†} and Fabrício S. C. Oliveira^{1†}

¹Laboratório de Oceanografia Dinâmica e por Satélites, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande, Av. Itália km 8, s/n, Rio Grande, 96203-900, Rio Grande do Sul, Brazil.

²Laboratório de Oceanos e Clima, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande, Av. Itália km 8, s/n, Rio Grande, 96203-900, Rio Grande do Sul, Brazil

*Corresponding author(s). E-mail(s): rafaela.rizzi@gmail.com; Contributing authors: joseazevedo@furg.br; fsoliveira@furg.br;

†These authors contributed equally to this work.

Abstract

Air-sea heat exchanges play a crucial role in determining the Earth's climate, influencing precipitation, cloud formation, and atmospheric storms. While significant advances have been made in understanding the role of submesoscale motions in these processes, the impact of submesoscale eddies (SMEs) on the lower atmosphere remains unclear. In this study, satellite and reanalysis products were used to analyze latent heat flux (LHF) and sensible heat flux (SHF) between the ocean and atmosphere in the South Brazil Bight (SBB) and to investigate the influence of SMEs on these fluxes. This region is characterized by high SME activity, predominantly cyclonic eddies with radii ranging from 1 to 3 km, mainly located over the continental shelf. Our findings revealed that LHF and SHF exhibit regional and seasonal variability within the SBB, with milder fluxes in the northern and central areas compared to the southern sector, and heightened fluxes during fall and winter. A composite analysis of LHF and SHF within the eddies showed stronger values near the eddy center, with average magnitudes of -16.6 W/m^2 (-10.3 W/m^2) for cyclonic (anticyclonic) eddies and -2.3 W/m^2 (-1.3 W/m^2), respectively. This indicates that both cyclonic and anticyclonic eddies contribute to ocean heat gain on average. Notably, SMEs exhibited turbulent heat flux magnitudes comparable to or even surpassing those associated with mesoscale eddies reported in previous studies. The highest values were primarily located over oceanic regions and areas influenced by the Brazil Current. Interestingly, the same eddy could display LHF and SHF with opposing signals. These findings

highlight the significant role of SMEs in surface heat exchange processes, suggesting important implications for enhancing weather forecasts and oceanic models, despite the limited number of eddies analyzed.

Keywords: latent and sensible heat flux; ocean heat gain; submesoscale motions.

6.1 Introduction

Over the past decades, numerous studies have highlighted the importance of oceanic eddies in air-sea turbulent heat fluxes [e.g., [Aguedjou et al. 2023](#); [Cabrera et al. 2022](#); [Gulakaram et al. 2023](#); [Ji et al. 2020](#); [Leyba et al. 2017](#); [Ma et al. 2015](#); [Villas Bôas et al. 2015](#); [Pezzi et al. 2021](#)]. Strong sea surface temperature (SST) anomalies associated with eddies and fronts force the air passing over them out of equilibrium with the underlying sea surface [[Small et al. 2008, 2019](#)]. Changes in the gradients of SST and air temperature, as well as between air humidity and the saturated humidity at the ocean surface, significantly affect turbulent heat flux, especially under strong background wind conditions [[Ji et al. 2020](#), [Tanimoto et al. 2003](#), [Villas-Bôas et al. 2015](#)]. Typically, cold-core (warm-core) eddies generate downward (upward) turbulent heat fluxes, indicating a gain (loss) of oceanic heat [[Cabrera et al. 2022](#)]. These dynamics influence incident winds over the sea surface, precipitation rates, cloud formation, the stability of the marine atmospheric boundary layer, and water vapor content [[Ma et al. 2015](#), [Pezzi et al. 2016](#)]. While the effects of these processes are well understood at the mesoscale, recent research has increasingly focused on the role of submesoscale structures in air-sea heat exchanges. In particular, oceanic fronts have received special attention [e.g., [Ayet et al. 2021](#), [Bai et al. 2023](#), [Shao et al. 2019](#), [Strobach et al. 2022](#), [Yang et al. 2024](#), [Zhang & Dong 2021](#), [Zhu et al. 2024](#)] as have the vertical heat fluxes associated with submesoscale motions [e.g., [Aparco-Lara et al. 2023](#), [Conejero et al. 2024](#), [Du et al. 2022](#), [Friedrichs et al.](#)

2022, Siegelman *et al.* 2020, Strobach *et al.* 2022, Su *et al.* 2020, Yu *et al.* 2019, Zhang *et al.* 2022, 2023, Zhu *et al.* 2024].

In this context, submesoscale dynamics are essential to understanding Earth's climate [Su *et al.* 2020]. Su *et al.* [2018] estimated that submesoscale turbulence in the upper ocean generates upward vertical heat transport to the atmosphere, which is five times greater than mesoscale transports. Shao *et al.* [2019] conducted one of the first observation-based studies examining the potential effects of submesoscale fronts on the atmospheric surface layer (ASL). They observed systematic changes in surface wind speed along several fronts, indicating an increase in local air-sea LHF and SHF exchange. Furthermore, the heat flux observed by the authors was 1.5 times greater than the global value in the areas near these fronts, suggesting that hydrodynamic processes enhance local air-sea heat exchange.

Similarly, Song *et al.* [2022] demonstrated that SST fronts and instabilities, derived from meso- and submesoscale movements, influence latent heat anomalies, thereby altering the humidity near the sea surface. Their estimates indicate that the average (maximum) horizontal gradient of latent heat anomalies induced by submesoscale processes was 1.7 W/m²/km (75.7 W/m²/km), higher than that generated by mesoscale eddies at 1.2 W/m²/km (59.9 W/m²/km). Recently, Yang *et al.* [2024] demonstrated that submesoscale oceanic fronts, ranging 1 to 10 km, exhibit substantial cross-front SST gradients of up to 2.4°C/km and turbulent heat fluxes up to 47 W/m²/km, much more intense than those observed at the mesoscale. This heat exchange directly impacts cloud formation, precipitation, and atmospheric storms.

On the other hand, the relationship between air-sea LHF and SHF and submesoscale eddies remains unclear. This study aims to fill that gap in knowledge for the scientific community. We focus on the South Brazil Bight (SBB), located between Cabo Frio (CF) and Cabo de Santa Marta (CSM) at approximately 23° S to 28.5° S. A key characteristic of this region is the interplay between open-ocean and shelf dynamics, where the Brazil Current (BC) flows southward, meandering around the 200 m isobath before turning sharply eastward at about 23° S. This process typically generates mesoscale eddies that influence parts of the continental shelf [[Calado et al. 2010](#), [Calil et al. 2021](#)]. Mesoscale activity in this area has been well-studied [e.g., [Amorim et al. 2024](#), [Calado et al. 2010](#), [Rocha & Souza 2022](#), [Silveira et al. 2000](#), [Uchoa et al. 2023](#)]. Conversely, the first report of submesoscale features in the SBB was presented by [Calil et al. \[2021\]](#), focusing on the CF region. The authors identified cold filaments with widths of 2 km, large downwelling velocities and strong vertical mixing at their centers. However, the eddies detected in their study were classified as mesoscale due to their horizontal scales.

In this study, we aim to investigate the air-sea turbulent LHF and SHF associated with the SMEs. We will also evaluate the spatial patterns of these fluxes within the eddies. The paper is organized as follows: Section 2 presents the SMEs identification method used, as well as the approach used to calculate the heat flux and extract the LHF and SHF associated with SMEs; Section 3 presents statistics on the eddies studied, the estimates of LHF and SHF in the SBB and the impact of SMEs on these fluxes; and Section 4 summarizes the main findings and implications of our results.

6.2 Materials and Methods

The methodology used in this study consists of three key steps: (i) detection of the eddies; (ii) estimation of air-sea turbulent heat fluxes; and (iii) extraction of heat flux associated with SMEs.

6.2.1 Eddy detection

SMEs were identified by a visual criteria on 1,588 Sentinel-1 SAR-C images in the SBB between 2019 and 2021 and their localizations are shown in Figure VI-1. The Level-1 Ground Range Detected (GRD) products were downloaded from the Alaska Satellite Facility, with a 6-day temporal resolution, a 250 km swath width, and a spatial resolution of 5 m x 20 m for the Interferometric Wide mode. These images underwent preprocessing according to Filippioni [2019]. The identification of SMEs followed methods previously established, focusing on eddies that appear as "white" or "black" in the imagery due to changes in surface roughness and the accumulation of surfactants, respectively [e.g., [Karimova 2012](#), [Xu et al. 2015](#), [Karimova and Gade 2016](#), [Atadzhanova et al. 2017](#), [Kozlov et al. 2019](#), [Stuhlmacher and Gade 2020](#), [Ji et al. 2021](#)]. Eddies were manually identified by marking their center and edges. The radii was calculated by measuring the distances between the eddy center and its boundary in all directions, and then averaging these distances to determine the radius (see in figure VI-1b). Data on eddy polarity (cyclonic or anticyclonic), and the time of image acquisition were also recorded.

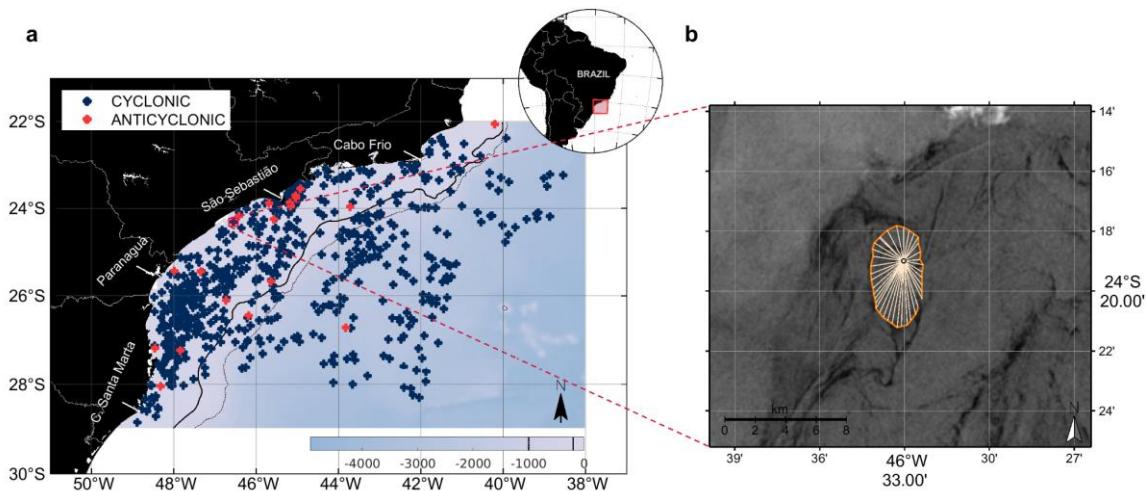


Figure VI-1 (a) Location of the SSB and its position relative to the national territory (upper right corner). The solid (dashed) black line indicates the 200 (1000) m isobath. Blue (red) circles represent the positions of cyclonic (anticyclonic) eddies. **(b)** An example of a SME in a Sentinel-1 SAR-C image on January 22, 2019, in the SSB and the measurement method used: the radius were calculated from the distances between the center (black circle) and the boundary (orange polygon) of the eddy in all directions, represented by the yellow lines.

6.2.2 Estimation of surface turbulent heat fluxes

Air-sea heat fluxes can be estimated using bulk formulas that typically involve the product of a gradient of a property and transfer coefficients [e.g., [Robinson 2010](#)]. Heat fluxes are considered positive when the values of humidity or temperature at the sea surface exceed those in the air, indicating that the ocean loses heat to the atmosphere [[Cayan 1992](#)]. LHF and SHF were computed from the COARE bulk flux algorithm 3.0 [[Fairall et al. 2003](#)] over the period from 2019 to 2021, based on daily marine surface data.

SST from the Multi-Scale Ultra High Resolution (MUR) mission, distributed by the Physical Oceanography Distributed Active Archive Center, was used in this study. This mission, led by NASA's Jet Propulsion Laboratory, integrates *in situ* observations and products from various satellites, including MODIS, AVHRR, VIIRS, AMSR-E, and AMSR2, to produce daily SST maps with a spatial resolution of 1 km x 1 km. Additionally, air temperature and dew point temperature at 2 meters, and sea level pressure data from the ERA5 reanalysis, the latest fifth-

generation reanalysis from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, were used. ERA5 provides hourly reanalysis data from 1950 to the present, with a horizontal resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. These data were obtained in NetCDF format for the same period and region as the SST products through the Copernicus Climate Data Store. Wind speed data were sourced from the Global Ocean Hourly Reprocessed Sea Surface Wind and Stress from Scatterometer and Model product (Product ID: WIND_GLO_PHY_L4_MY_012_006). This level 4 processing product, produced by the Royal Netherlands Meteorological Institute, is based on L3 scatterometer data and weather forecast models. Hourly wind and density information, with a horizontal spatial resolution of $1/4^\circ$, were downloaded from the Copernicus Marine Service.

6.2.2.1 Latent and sensible heat fluxes

Equations VI-1 and VI-2 were used to calculate LHF and SHF, respectively:

$$LHF = \rho_a C_p Ch U_{10} (q_s - q_a) \quad (VI-1)$$

$$SHF = \rho_a Le C_q U_{10} (T_s - T_a) \quad (VI-2),$$

where ρ_a is the air density (kg.m^{-3}), C_p is the specific heat capacity of air at constant pressure ($1004 \text{ J.K.}^{-1}.\text{kg}^{-1}$), Ch e C_q are the sensible and latent heat transfer coefficients, respectively, U_{10} is the wind speed at 10 m height (m.s^{-1}), T_s is the SST (K), T_a is the potential air temperature at 10 m (K), Le is the latent heat of vaporization (J.kg^{-1}), q_s is the specific humidity at the sea surface (g.kg^{-1}), e q_a is the specific humidity at 10 m height (g.kg^{-1}). Both LHF and SHF are expressed in W.m^{-2} . SHF is a result of the balance between atmospheric and oceanic temperatures, while LHF is related to phase changes in water from liquid to vapor and vice versa.

Before applying the equations, four steps were carried out: (i) calculating qa and qs using atmospheric pressure, dew point temperature and SST [e.g., [Fairall et al. 1996](#), [Gill 1982](#), [Pielke et al. 2007](#)]; (ii) interpolating the lowest resolution variables (e.g., wind, pressure, air temperature and air density) onto a regular grid of $0.1^\circ \times 0.1^\circ$, matching the resolution of the SST data; (iii) computing Le based on the SST product, following [Zhang et al. \[2022\]](#); and (iv) determining Ch and Cq , which depends on wind speed, air temperature, and SST, according to the relationship established by [Isemer & Hasse \[1987\]](#).

6.2.2.2 Identification of the surface signature of eddies in LHF and SHF

LHF and SHF maps were produced and filtered in both time and space to isolate signals associated with submesoscale phenomena. The procedure for extracting these fluxes consists of four steps, adapted for submesoscale analysis, based on the approach of [Villas Bôas et al. \[2015\]](#). First, a temporal high-pass Hann window was applied to the LHF and SHF maps to preserve periods shorter than 5 days [e.g., [Capet et al. 2008](#), [Thomas et al. 2008](#), [McWilliams 2016](#)]. Second, grid data within the eddy contours were removed from the temporally filtered LHF and SHF maps, masking these structures. Next, a moving average filter with a Hann window of 23 km was applied, resulting in spatially low-pass filtered LHF and SHF maps that included the previously masked data points. The final step was the subtraction of the temporally filtered LHF and SHF maps from the spatially filtered smoothed maps to produce maps of heat fluxes associated with SMEs. This allowed for the isolation of these fluxes within the eddies, enabling the creation of average heat flux maps categorized by polarity. This analysis highlights the eddy signatures on heat fluxes, even when they are superimposed on movements of other scales [[Villas Bôas et al. 2015](#)]. To better visualize the

spatial distribution of these features, the SBB was divided into sub-regions (Fig. VI-3) based on areas with the highest concentration of eddies. However, it is important to note that the spatial filtering used to extract the fluxes linked to the SMEs compromises the quality of the estimates close to the boundaries, which represents a limitation of this methodology.

Finally, composite maps were generated to compile heat flux for each detected eddy, standardizing the original shape and size of the structures. This analysis enables the averaging of fluxes and visualizing spatial patterns both inside eddies and in immediate surroundings. The production of these maps involved interpolating the LHF and SHF for each eddy onto a uniform grid centered on the eddy core. The grid's extent was designed to capture fields extending up to two eddy radii in each direction. Averaging was conducted separately for LHF and SHF based on the polarities of the eddies. Only eddies with diameters greater than 4 km were included in this analysis to minimize errors in the distribution of fluxes within the features.

6.3 Results and Discussion

Tables VI-1 and VI-2 summarize the results of SMEs detection in the SBB, based on visual identification from Sentinel-1 SAR images collected between 2019 and 2021. The location of the eddies categorized by their polarity is shown in Figure 1. Most of the detected eddies were cyclonic (531 cyclonic and 19 anticyclonic), with radii ranging from 0.2 to 13.7 km, and an average of 3.5 ± 2.0 km. The SMEs exhibited a preferential spatial distribution, being mainly detected over the SBB shelf, with higher concentrations in the central sector, near São Sebastião Island ($\sim 23^\circ$ S, 45° W), and the southern sector, between Paranaguá ($\sim 25^\circ$ S, 48° W) and CSM. Furthermore, most SMEs were detected during the fall and winter

months, accounting for about 68% of the detections.

Table VI-1 Description of the submesoscale eddies (SMEs) identified in SAR-C images in the South Brazil Bight, including their radii (minimum, maximum, average and standard deviation), in km.

Year	Minimum	Maximum	Average	Standard deviation
2019	0.7	11.6	4.1	2.0
2020	0.7	11.3	3.7	2.1
2021	0.2	13.7	3.2	1.9
Total	0.2	13.7	3.5	2.0

Table VI-2 Number of SMEs per year and seasons according to their polarity (CE – cyclonic eddie, AE – anticyclonic eddie).

	All		Summer		Fall		Winter		Spring	
	CE	AE	CE	AE	CE	AE	CE	AE	CE	AE
2019	98	6	8	1	49	3	15	1	26	1
2020	148	4	20	0	43	1	62	2	23	1
2021	285	9	44	5	103	1	113	2	25	1
Total	531	19	72	6	195	5	190	5	74	3

6.3.1 Latent and sensible heat fluxes in the SBB

The temporal average of turbulent heat fluxes in the SBB region was calculated for the period between 2019 and 2021 (Figure VI-2). On average, both LHF and SHF were positive, ranging from 16.1 to 167.4 W/m² and 3.4 to 32.2 W/m², respectively, indicating heat transfer from the ocean to the atmosphere. The spatial distribution of these fluxes is consistent over the years (Figures VI-2 a–d and k–n), with maximum values located in the southern portion of the SBB, particularly between the 200 and 1000 m isobaths, while minimum values occur over the shelf. The presence of the Brazil Current (BC) is responsible for the most intense heat fluxes observed near the 200 m isobath, where the BC flows southward. Globally, net heat flux tends to be more pronounced over western boundary currents in mid-latitudes, as waters transported by these currents originate from the equator and move polewards, leading to intense exchanges in terms of temperature and humidity [Josey *et al.* 2013].

Table VI-3 Maximum (max), minimum (min), average (avg), and standard deviation (std) of LHF and SHF (in W/m²) for each year, for the average between 2019 and 2021, and for the analyzed seasons.

		2019	2020	2021	2019–2021 Summer	Fall	Winter	Spring
LHF	Min	16.8	16.4	15.0	16.1	9.1	20.3	24.3
	Max	167.4	171.0	166.0	167.4	155.4	204.1	176.4
	Avg	126.3	123.9	129.0	126.4	112.8	156.6	128.4
	Std	28.2	25.6	28.5	27	25.4	30.5	23.6
SHF	Min	3.8	2.6	3.5	3.4	-2.8	6.3	3.5
	Max	28.4	33.5	31.3	32.2	31.1	33.9	32.5
	Avg	15.8	15.5	16.8	16.1	12.3	20.8	17.9
	Std	3.9	3.8	4.2	3.8	3.2	4.4	5.1

The cross-shore gradients of LHF and SHF showed notable differences (Figure VI-2 j and t). LHF values were lowest in the coastal region, increasing toward the open ocean from the shelf break. In contrast, SHF maxima occurred near the continent and in the open ocean, with minima over the shelf region. The LHF and SHF patterns are consistent in their latitudinal distributions, with minimum values around 23° S at approximately 80 and 8 W/m². These minima align with negative SHF values observed in the summer spatial average for the CF upwelling region (Figure VI-2o). SST is significantly lower than air temperature, leading to negative SHF values [[Leyba et al. 2019](#)]. This signal is also evident in the LHF distribution, albeit with less intensity.

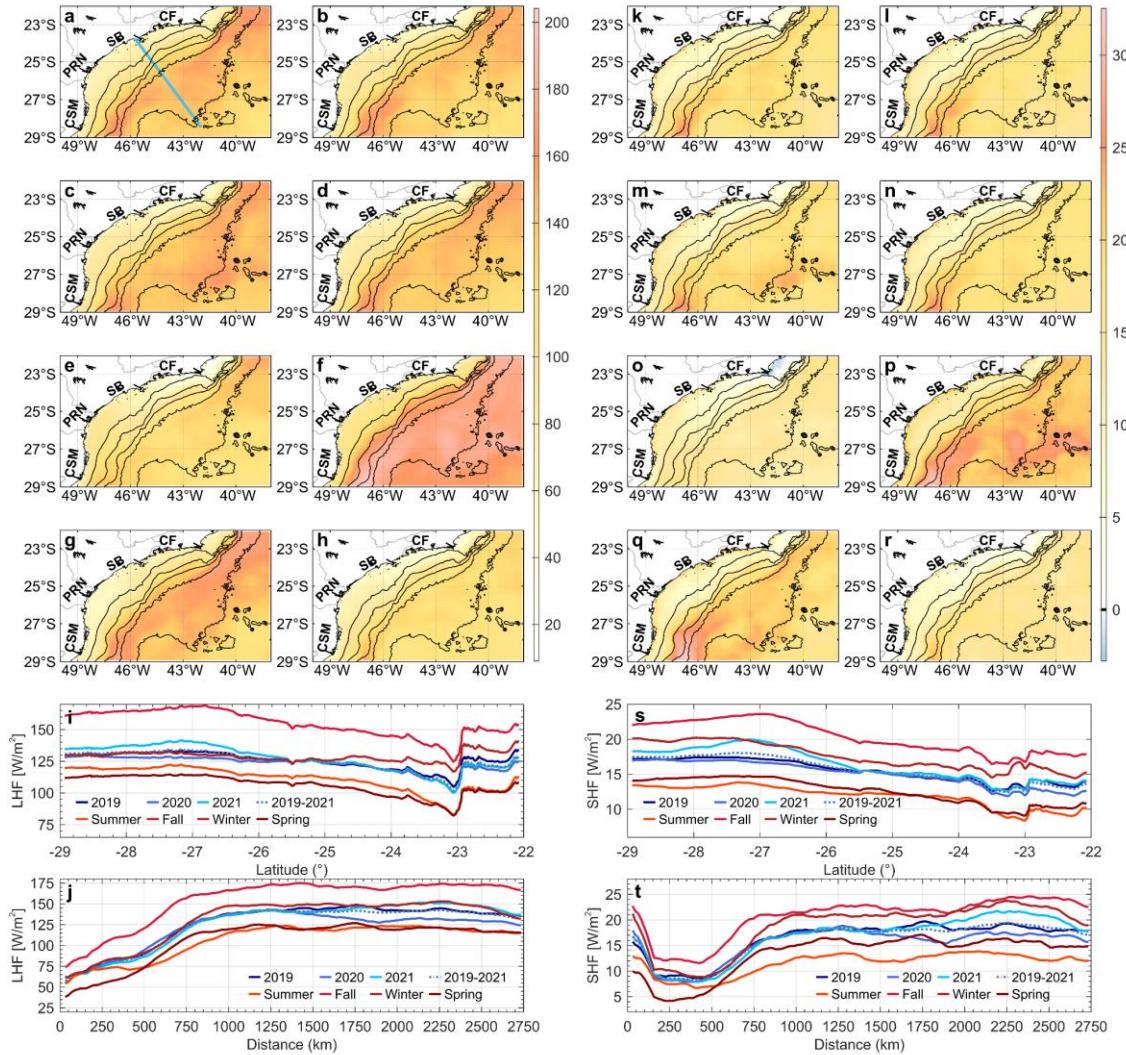


Figure VI-2 Annual (**a–c** and **k–m**), three-year (**d** and **n**), seasonal (summer: **e** and **o**; fall: **f** and **p**; winter: **g** and **q**; spring: **h** and **r**), latitudinal (**i** and **s**), and cross-shore (**j** and **t**) means of LHF (left) and SHF (right) estimates. The latitudinal and cross-shore means are presented for each of the analyzed years and their respective seasons. The cross-shore mean was calculated along the transect illustrated in **Fig. 2a** (in blue). Black solid lines indicate the 100, 200, 1000, 2000, and 3000 m isobaths. Cabo de Santa Marta – CSM, Paranaguá – PRN, São Sebastião – SB, and Cabo Frio – CF.

On the other hand, maximum LHF and SHF values were observed between 27° and 29° S. A study by Oliveira *et al.* [2009], analyzing 13 years of surface drifter data, found high surface velocities associated with the BC (47 cm/s) in this region (30.25° S, 47.75° W). An intensification of the current may be linked to stronger local winds, which can enhance heat fluxes between the ocean and atmosphere [e.g., Leyba *et al.* 2019]. Additionally, according to Sunyé & Servain [1998], air temperature displays the most significant latitudinal gradient in the SBB,

varying from 22°C in the north to 16°C in the south during winter. The authors noted that meteorological conditions in the northern and southern extremes of the SBB are more consistent, characterized by higher solar exposure, light to moderate rainfall, increased evaporation, lower humidity, and reduced cloud cover compared to the central sector. These factors contribute to intensified air-sea LHF and SHF in these areas, which are more clearly visualized in the annual distributions.

The highest magnitudes of LHF and SHF were recorded during fall and winter, with average values of 156.6 and 128.4 W/m² for LHF, and 20.8 and 17.9 W/m² for SHF, respectively (Table VI-3). This seasonal difference is expected; during winter and fall, T_a and qa are typically lower than T_s and qs , resulting in intensified fluxes. This effect is amplified by the passage of cold fronts, which lower air temperature and shift wind direction from north to south, generating strong winds. This effect is particularly pronounced in the southern sector of the SBB, where such systems exert greater influence. In contrast, summer and spring showed a reduced gradient between air temperature and SST, leading to weaker fluxes (Fig. VI-2 e, h, o, r). Additionally, upwelling processes are most prevalent during these seasons [e.g., [Palma et al. 2008](#)]. The South Atlantic Central Water, characterized by its low temperatures [e.g., [Rodrigues & Lorenzetti 2001](#)], is brought to the surface by consistent north-northeast winds that are more frequent in summer and spring. Consequently, lower temperatures are common during this period in coastal regions prone to upwelling events, such as CF, Cabo de São Tomé, Cabo de São Vicente, and CSM [[Campos et al. 2013](#)]. This effect is mainly observed in SHF (Fig. VI-2m), but it is also evident in LHF (Fig. VI-2e).

In addition to upwelling, several other processes also influence SST and,

consequently, directly affect patterns of LHF and SHF. Pezzi *et al.* [2022] examined the impact of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) on SST in the Southwestern Atlantic Ocean, including the SBB. The authors point out that surface atmospheric circulation and extensive cloud cover contribute to cooling the sea surface through complex interactions among various mechanisms. In areas affected by the SACZ, such as the SBB, SST decreases due to the combined effects of reduced shortwave solar radiation reaching the sea surface and diminished horizontal heat transfer in the region. The SACZ typically occurs between November and March [Quadro *et al.* 2012], potentially reducing the intensity of turbulent heat fluxes in the SBB during this period.

6.3.2 Superficial signature of submesoscale eddies in air-sea LHF and SHF
Spatial distribution maps of the LHF and SHF fluxes associated with SMEs were generated using average fluxes between 2019 and 2021, focusing exclusively on grid points where eddies were detected (Figure VI-3). The analysis concentrated on cyclonic eddies due to the limited number of detected anticyclonic structures, as noted in Table VI-2. The LHF and SHF associated with cyclonic SMEs are predominantly negative throughout the SBB, indicating ocean heat gain. The spatial patterns of LHF and SHF show a remarkable similarity to each other, corroborating previous findings at the mesoscale [e.g., Leyba *et al.* 2017, Villas Bôas *et al.* 2015].

Most of these studies identify areas of significant impact of the eddies on heat fluxes, often associated with regions of high energetic activity and large-amplitude eddies, such as the Brazil-Malvinas Confluence and the Agulhas Current Retroflection in the South Atlantic Ocean. However, the smaller size of SMEs and the limitations of the dataset hinder the identification of clear patterns

in the spatial distribution of these fluxes. The highest energetic activity in the SSB is observed along the CB flow, which typically follows the continental slope and extends, in part, near the shelf break [e.g., [Silveira et al. 2000](#)]. Regions A and C notably capture CB activity, which occurs between the isobaths of 200 and 1000 m (Fig. VI-4). The maximum negative values recorded in these regions were -43.8 , and -56.6 W/m^2 for LHF and -9.8 and -10.4 W/m^2 for SHF, respectively, both exceeding those observed in regions B and D (Table VI-4). Furthermore, while only a few structures were detected at isobaths greater than 3000 m, those identified exhibited significant impact on the fluxes, particularly for LHF (Fig. VI-3a). Region B, despite having a high concentration of eddies, is most affected by the limitations of the methodology due to its proximity to the continent.

The fluxes associated with cyclonic SMEs across the entire SBB show spatially averaged values ranging from -98.8 to 37.1 W/m^2 for LHF and -23.1 and 7.0 W/m^2 for SHF (Table VI-4). These results are consistent with previous mesoscale studies, such as that by Leyba *et al.* [[2017](#)]. However, it is important to emphasize that the number of structures contributing to the averages presented in Table VI-4 is significantly smaller than in other studies, which may influence the results. Leyba *et al.* [[2017](#)] investigated the Southwestern Atlantic Ocean, between approximately 32°S and 52°S , and observed maximum positive anomalies of 20 W/m^2 for SHF and 70 W/m^2 for LHF in cyclonic mesoscale eddies, with the maximum negative values occurring around 40°S , between 42°W and 32°W , where SHF reached -40 W/m^2 and LHF -80 W/m^2 .

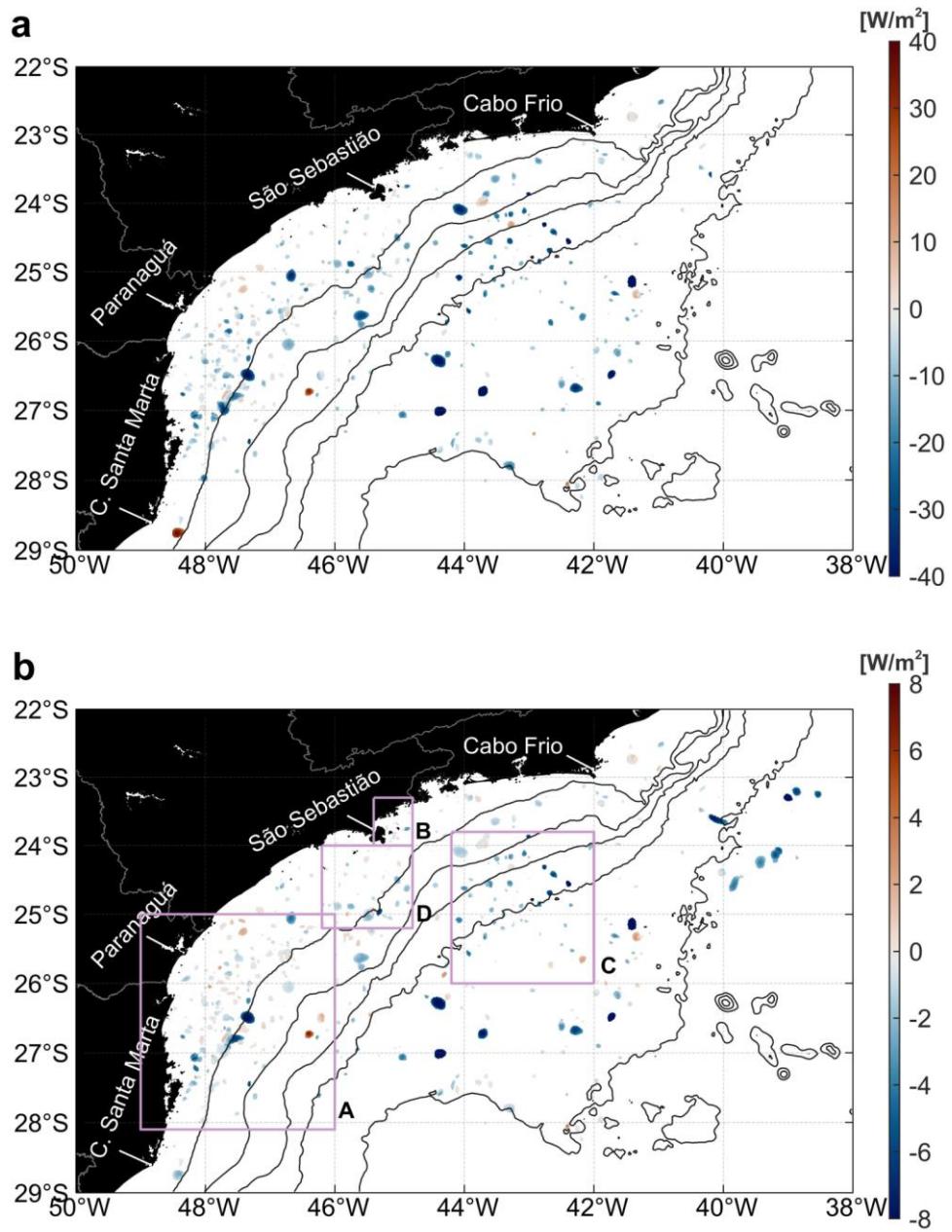


Figure VI-3 Temporal mean of latent (a) and sensible (b) heat flux associated with cyclonic SMEs. The purple rectangles delineate four regions (A-D) with higher concentrations of eddies. The solid black lines indicate the 200, 1000, 2000, and 3000 m isobaths.

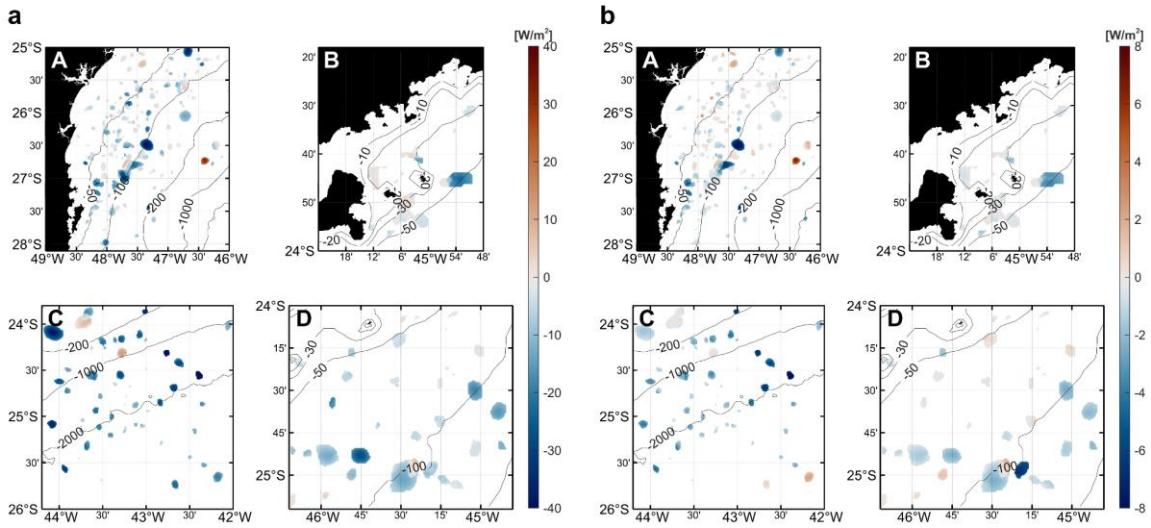


Figure VI-4 Temporal mean of latent (a) and sensible (b) heat flux associated with cyclonic SMEs in the regions A-D, where the highest concentration of eddies is observed (represented in Fig. VI-3b).

Table VI-4 Maximum (Max), minimum (Min), and average (positive and negative) values with their respective standard deviations of LHF and SHF associated with cyclonic SMEs (as shown in Figures VI-3 and VI-4) for the entire SBB and each region (A–D). All values are in W/m².

	LHF					SHF				
	SSB	A	B	C	D	SSB	A	B	C	D
Max +	37.1	32.9	5.1	12.0	7.2	7.0	7.0	0.7	2.5	2.1
Min -	-98.8	-43.8	-23.6	-56.6	-28.4	-23.1	-9.8	-3.9	-10.4	-7.7
Avg +	6.3	4.5	1.1	6.0	2.2	0.8	0.8	0.2	0.7	0.4
± std	± 8.4	± 6.7	± 1.2	± 3.1	± 2.2	± 1.0	± 1.2	± 0.2	± 0.7	± 0.4
Avg -	-14.5	-9.5	-6.4	-19.6	-8.2	-2.4	-1.5	-1.0	-2.3	-1.4
± std	± 13.6	± 8.8	± 7.0	± 9.7	± 5.6	± 2.9	± 1.8	± 1.0	± 1.8	± 1.2

The spatial distribution of the mean surface turbulent heat flux within the eddies is shown in Figure VI-5. Composite maps were created for both cyclonic (CE) and anticyclonic eddies (AE), indicating the number of eddies for each average. Near the eddies centers, the maps revealed maximum LHF of -15.4 W/m^2 for CE and -9.3 W/m^2 for AE. In contrast, SHF was lower, measuring -2.0 W/m^2 for CE and -1.3 W/m^2 for AE. The LHF (SHF) magnitudes are comparable (lower) to those associated with mesoscale structures for CE as reported by Villas Bôas *et al.* [2015] and Leyba *et al.* [2017], which found values around -10 ± 1 and -9 W/m^2 (-6 ± 0.6 and -4 W/m^2), respectively. However, for AE, these authors found values of approximately 10 ± 1 and 12 W/m^2 for LHF, and 6 ± 0.6 and 6 W/m^2 for SHF,

respectively. In this study, AEs exhibited negative values for both LHF and SHF. The spatial distribution of LHF and SHF within the eddies was similar to those previous two studies, as well as in Liu *et al.* [2020]. Heat fluxes decrease toward the edges of the eddies, reaching minimum values. For CE, however, maximum SHF are slightly displaced for west and poleward. Meridional asymmetries like this have been observed in other studies [e.g., Hausmann & Czaja 2012, Liu *et al.* 2020, Stephenson *et al.* 2013, Villas Bôas *et al.* 2015].

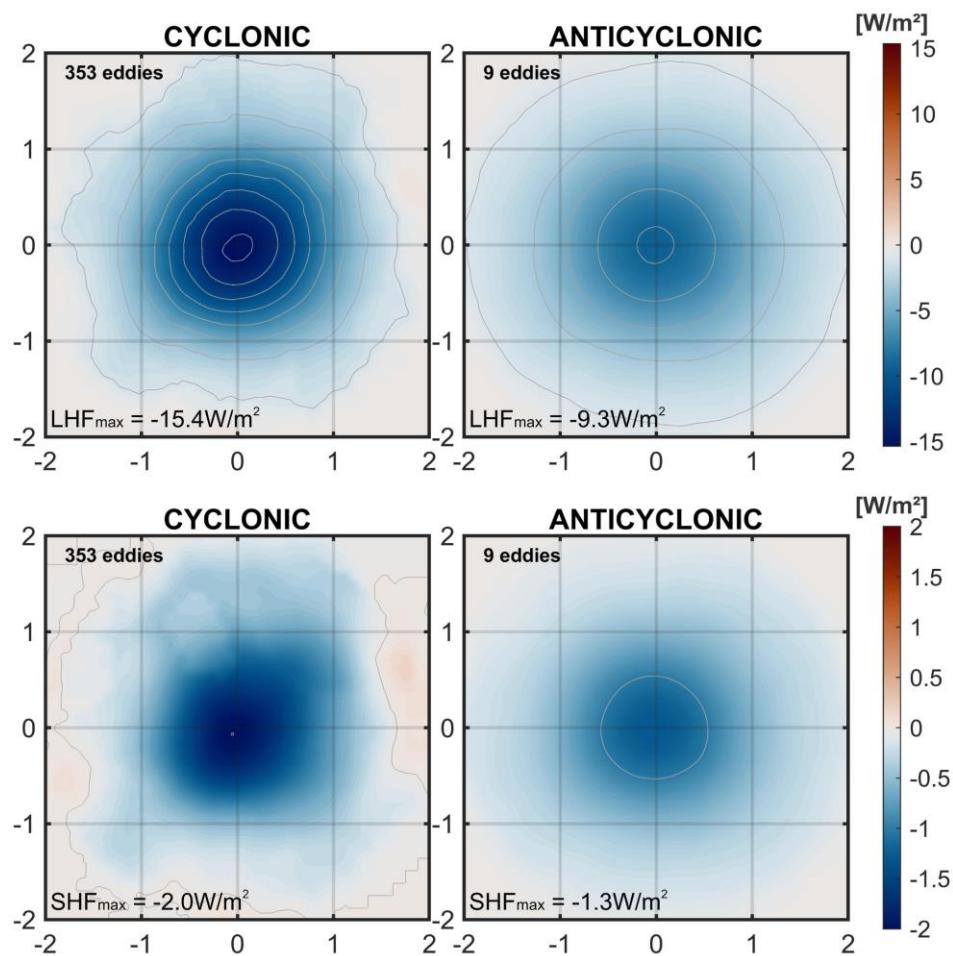


Figure VI-5 Averaged composite maps of LHF (above) and SHF (below) inside cyclonic and anticyclonic eddies.

It is evident that the impact of SMEs on turbulent heat fluxes is significant. Oceanic fronts have also been recognized as key factors influencing variations in surface turbulent heat fluxes [e.g., Ayet *et al.* 2021, Bai *et al.* 2023, Shao *et al.* 2019,

[Song et al. 2022](#), [Strobach et al. 2022](#), [Yang et al. 2024](#), [Zhang & Dong 2021](#)], often exhibiting values significantly higher than those associated with mesoscale. A similar behaviour has been observed in vertical heat fluxes associated to submesoscale motions [e.g., [Aparco-Lara et al. 2023](#), [Du et al. 2022](#), [Friedrichs et al. 2022](#), [Siegelman et al. 2020](#), [Su et al. 2018](#), [Yu et al. 2019](#), [Zhang et al. 2022](#)]. In contrast to large scale movements, SSTAs with spatial scales smaller than 500 km tend to be more pronounced [[Strobach et al. 2022](#)]. This occurs because humidity and temperature of the air masses interacting with the sea surface do not have sufficient time to adjust to changes in SST [[Small et al. 2019](#)]. Consequently, the differences between SSTAs and air temperature become more pronounced, leading to intensified heat fluxes [[Gentemann et al. 2020](#), [Minobe et al. 2008](#), [O'Neill et al. 2017](#), [Small et al. 2019](#)].

Consistent with previous studies, our results support that CEs (AEs) are not always linked to oceanic heat loss (gain) as shown by [Leyba et al. \[2017\]](#) [Liu et al. \[2020\]](#). For instance, [Leyba et al. \[2017\]](#) observed that mesoscale CEs in the Brazil-Malvinas Confluence region released heat to the atmosphere, which was linked to the specific areas where structures were formed. The authors suggest that these eddies, originating from the North, transport subtropical waters, characterized by high temperatures, and that the doming of isopycnals resulting from eddy pumping is insufficient to cool the surface waters, thereby impacting the air-sea heat exchange dynamics. [Liu et al. \[2020\]](#) found that SST and the polarity of mesoscale eddies in the South China Sea do not always exhibit a positive correlation, with only 56% (58%) of AEs (CEs) were associated with positive (negative) SSTAs. Their study also showed that LHF and SHF associated with eddies followed the same pattern, whose eddies with positive SSTAs also

exhibited positive turbulent heat flux anomalies, and vice versa.

An interesting aspect of this study is the relationship between the polarity of SMEs and the direction of the associated surface heat fluxes (Fig. VI-6). Among the 353 CEs analyzed, 87.8% (75.4%) exhibited negative LHF (SHF) values. None of the eight analyzed AEs were associated with positive LHF values, and only 11.1% showed positive SHF values. The most frequent SHF values ranged from -4.5 to 1 W/m^2 (-1.5 W/m^2) for CE (AE) and LHF from -15 to 1 W/m^2 (-13 to -7 W/m^2). Additionally, it was noted that the same eddy can exhibit opposite signs for LHF and SHF (Fig. VI-6 and VI-7). For example, an eddy may induce a local positive SSTA, increasing the evaporation rate. If the atmosphere is relatively dry, this enhanced evaporation can lead to a positive LHF. Simultaneously, the elevated SST may only reduce the temperature gradient between the sea surface and the atmosphere if the atmosphere temperature is also high, preventing the SST from exceeding the atmospheric temperature. This can result in a reduced sensible heat transfer, producing a negative SHF.

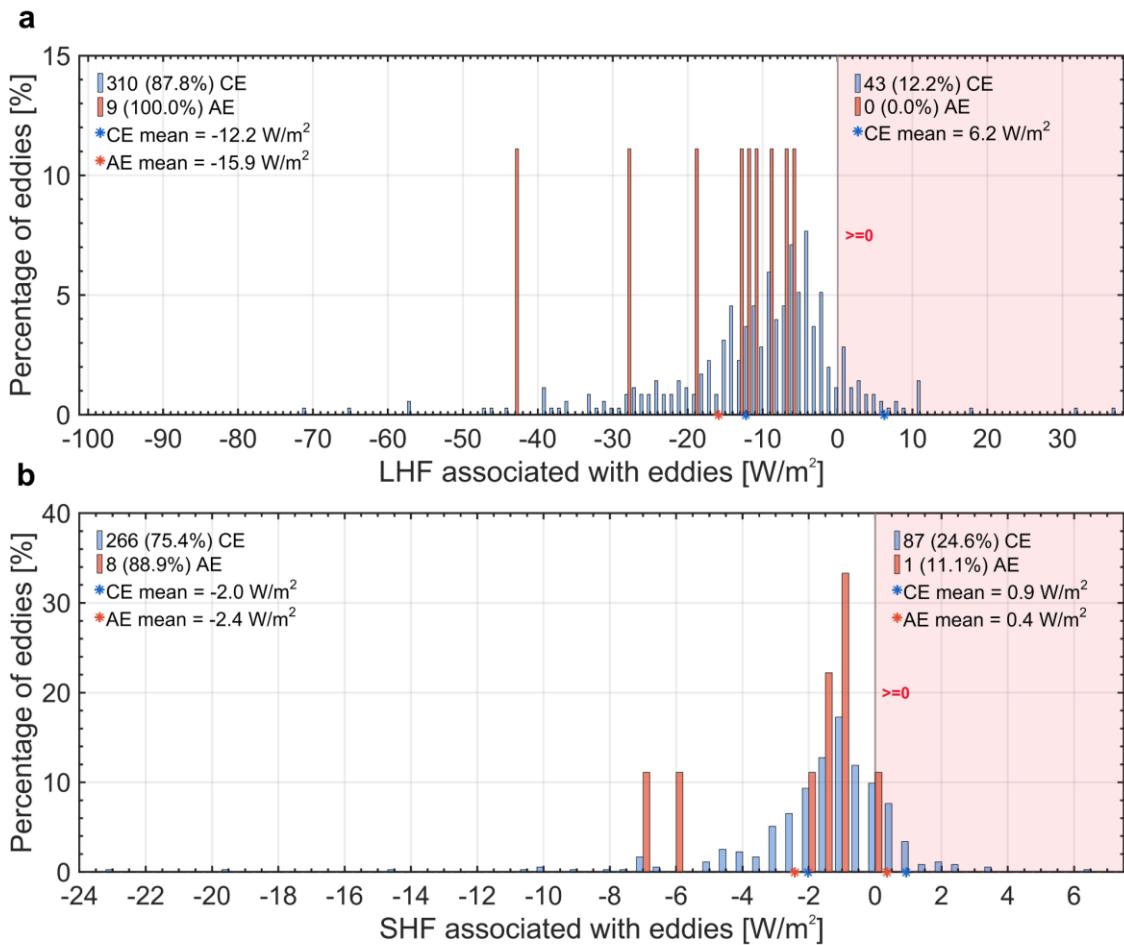


Figure VI-6 Distribution of the maximum LHF (a) and SHF (b) for each eddy relative to the percentage of individuals analyzed. The means of the maximum positive and negative LHF and SHF associated with CEs and AEs are also shown in the figure. The positive area of the graph is shaded in light red for easier visualization of the results. The criteria used to select the structures included in this analysis was the same as that used for the composite maps: a total of 334 eddies participated in the analysis, with 353 CEs and 9 AEs.

Villas-Bôas *et al.* [2015] and Liu *et al.* [2020] created composite maps of LHF and SHF anomalies based on eddy amplitude, suggesting that the higher variability of sea level anomalies (SLA) correlates with more intense SSTAs. Since there is no SLA data at the spatial scale of SMEs, we chose to categorize them by their diameters. To analyze the average fluxes associated with SMEs of different sizes, we divided the eddies into two radii classes: Class 1, between 2–7.9 km, and Class 2, 8–14 km (Fig. VI-8). The largest values were found in Class 1 AEs (-15.9 W/m^2 for LHF and -2.2 W/m^2 for SHF) and Class 2 CEs (-28.7 W/m^2 for LHF and -5.2 W/m^2 for SHF), indicating that larger CEs (Class 2) tend to have a

greater impact on surface heat fluxes. However, due to the limited number of SMEs in the dataset, it is difficult to draw definitive conclusions with a high level of confidence.

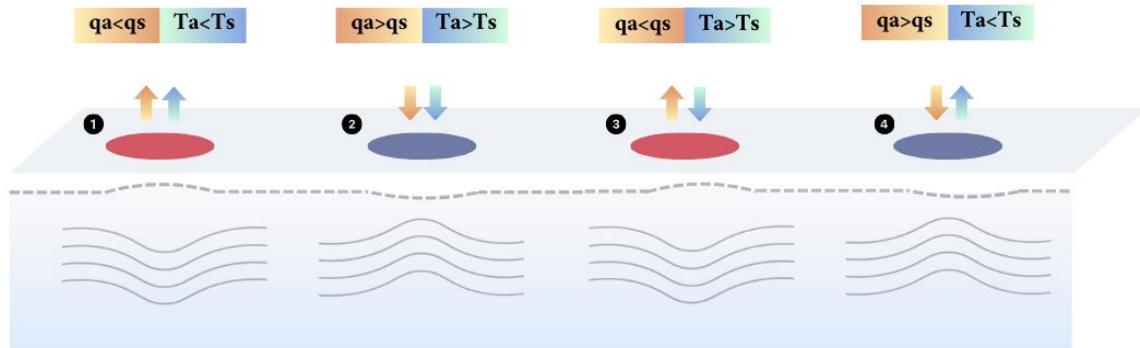


Figure VI-7 Schematic summarizing the four possible scenarios for the relationship between the SSTAs of eddies (positive anomalies represented by red ellipses and negative anomalies by blue ellipses) and the direction of the associated LHF and SHF (represented by orange and blue arrows, respectively). Positive LHF and SHF are indicated by arrows pointing from the ocean to the atmosphere, and negative fluxes by pointing in the opposite direction. Cold (warm)-core eddies depress (raise) the isotherms, which are shown by solid gray lines, and usually presents a negative (positive) anomaly in sea surface height, shown by a gray dashed line. The figure includes the following variables: Ta for air temperature, Ts for sea surface temperature, qa for air humidity, and qs for saturation humidity at the sea surface. In the first two scenarios, LHF and SHF are following the same trend, indicating that eddies with negative (positive) SSTAs are associated with oceanic heat gain (loss). The third (fourth) scenario illustrates a situation where Ta is higher (lower) than Ts, while qa is lower (higher) than qs, resulting in latent heat loss (gain) and sensible heat gain (loss) by the ocean.

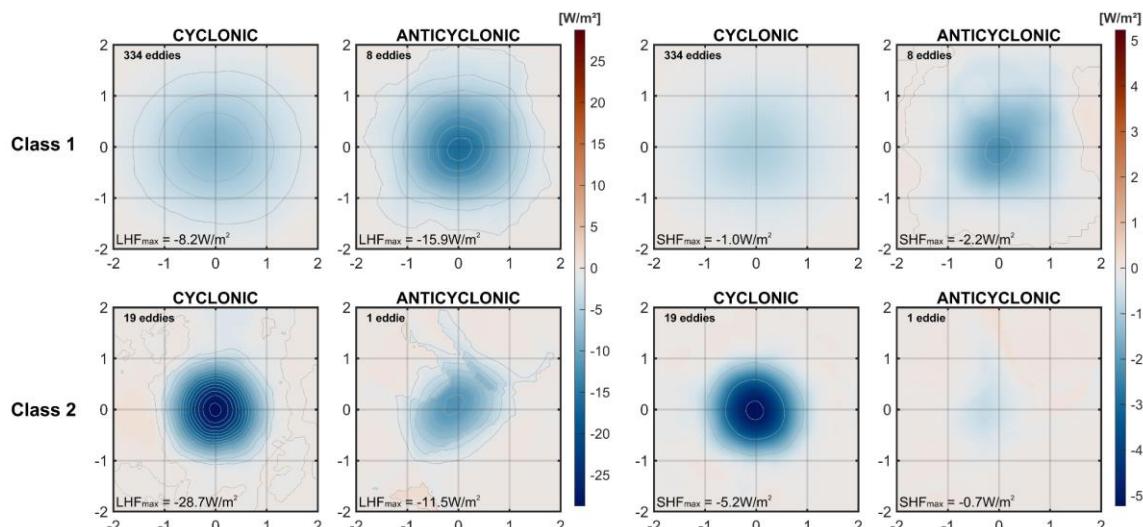


Figure VI-8 Composite maps of LHF (left) and SHF (right) for eddies with radii between 2 and 7.9 km (Class 1) and 8 and 14 km (Class 2).

6.4 Conclusion

This study investigated the role of submesoscale eddies in modulating turbulent heat fluxes (latent and sensible) between the ocean and the atmosphere. By applying spatial and temporal filtering, we extracted the LHF and SHF associated with these eddies. The highest values were predominantly observed particularly in areas influenced by the CB. The maximum LHF and SHF associated with SMEs displayed magnitudes comparable to, or even exceeding, those linked to mesoscale eddies. The variability in the turbulent heat fluxes values among SMEs may be attributed to different atmospheric scenarios. Atmospheric parameters tend to fluctuate on smaller scales and shorter time frames than oceanic parameters, and these abrupt changes affect local air-sea heat exchanges, influencing the LHF and SHF associated with SMEs. Accounting for these different atmospheric scenarios in future analyses would improve the interpretation of results and is recommended for further research. Also, it is important to investigate the impact of SMEs on air-sea heat fluxes using *in situ* data, as estimates derived from bulk parameterizations can differ by magnitudes of up to 100 W/m² at highly energetic oceanic regions compared to *in situ* measurements [e.g., [Santini et al. 2020](#)].

The composite maps, constructed to obtain the average fluxes associated with all detected eddies, revealed maximum values for LHF located near the center of the eddies, while SHF maxima were slightly displaced westward and poleward. The fluxes were negative for both eddy polarities, indicating that, on average, SMEs contribute to the ocean heat gain. Similar to other studies [e.g., [Leyba et al. 2017](#), [Liu et al. 2020](#)], we found that AEs (CEs) are not always associated with positive (negative) heat flux.

The results of this study highlight the significant influence of submesoscale eddies on the variability of air-sea turbulent heat fluxes, revealing a crucial submesoscale connection in the sea surface. Although the number of eddies analyzed is relatively small compared to other studies, it is sufficient to underscore the importance of submesoscale processes in surface heat exchange processes. This intense interaction between the ocean and atmosphere at the submesoscale level has important implications for improving climate and weather forecasts [[Zhu et al. 2024](#)], given the temporal frequency of these features, which almost intermittently influence the air-sea heat fluxes. The omission of these interactions in current forecasting models may lead to an underestimation of extreme atmospheric events, introducing negative biases in predictions of their occurrence and intensity [[Parfitt and Czaja 2016](#), [Parfitt et al. 2016](#)]. The presence of submesoscale structures influences how the ocean releases or absorbs heat and moisture from the atmosphere, directly affecting the formation of local convection systems, including vertical motions, cloud formation, and precipitation [[Small et al. 2019](#), [Yang et al. 2024](#)]. Therefore, further studies utilizing high-resolution observations and numerical models are needed to better understand the role of the submesoscale processes in air-sea interactions.

6.5 References

Todas as referências utilizadas nesta tese serão listadas ao final deste documento.

Capítulo VII: Síntese da Discussão e Conclusões

Este trabalho foi dividido em duas principais etapas: (i) detecção e caracterização dos VSMs na BS; e (ii) estimativa dos fluxos de calor latente e sensível superficiais e dos fluxos associados a essas feições.

A inspeção das imagens SAR-C dos satélites Sentinel-1A e Sentinel-1B permitiu a detecção de 1780 vórtices na BS. Foram observados raios entre 0,2 km e 18,5 km, com um valor médio e desvio padrão de $3,0 \pm 2,5$ km e em sua maioria entre 1 e 3 km. Desse modo, todos os vórtices foram classificados como VSMs, tendo em vista as suas dimensões inferiores ao raio de deformação baroclinica próximo a BS – entre 25 km e 34 km, conforme Houry *et al.* [1987] e 20 a 40 km, por Berti & Santos [2016]. A distribuição espacial preferencial dos VSMs foi observada sobre a plataforma, principalmente na porção central e sul da BS. Em regiões costeiras e de plataforma, a identificação de vórtices é facilitada em virtude da alta produtividade biológica associada [Espedal *et al.* 1996, Ni *et al.*

2021]. Na porção central, a geração de VSMs está provavelmente relacionada à interação entre as correntes oceânicas costeiras e a batimetria [e.g., Gula *et al.* 2015, Morvan *et al.* 2019, Li *et al.* 2020]. Pontos de intensa atividade vortical podem ser formados ao longo do tempo em regiões com VSMs recorrentes, associados a características topográficas [Payandeh *et al.* 2023]. A maior concentração de imagens SAR nesta região também foi um fator contribuinte para o resultado observado (ver Figura V-2).

Na porção sul da BS, além de uma alta concentração de vórtices, foi também percebida uma sazonalidade em sua distribuição. Destaca-se que esta região é mais povoada por vórtices no inverno. Este padrão pode ser explicado por alguns fatores associados com esta estação, ou seja: (1) uma maior ocorrência de processos de instabilidade baroclinica [Brannigan *et al.* 2015]; (2) uma maior probabilidade das águas do Rio da Prata (*La Plata Plume* – LPP) alcançarem a BS [Brandini *et al.* 2018, Marta-Almeida *et al.* 2021]; (3) a passagem mais frequente de frentes frias [Castro *et al.* 2015]; (4) uma maior profundidade da camada de mistura (MDL – *mixed deep layer*) [Mensa *et al.* 2013, Callies *et al.* 2015, Luo *et al.* 2016] e (5) uma maior concentração de clorofila na superfície oceânica [Brandini *et al.* 2018, Ni *et al.* 2021].

Os resultados da estatística dos vórtices indicam uma forte assimetria em relação ao tipo e a polaridade das estruturas, com a predominância de vórtices ciclônicos (94,2%) e pretos (78,5%). Baseando-se em estudos prévios, a combinação de alguns fatores poderia ser responsável por esse padrão: (i) os VSMs anticiclônicos podem ter sinais de superfície menos definidos em comparação com as estruturas ciclônicas [Munk *et al.* 2000, Dong *et al.* 2012, Stuhlmacher & Gade 2020], o que pode fazer com que a metodologia de detecção

subestime o número dessas estruturas; e (ii) a assimetria da vorticidade favorece ciclones mais intensos e anticiclones mais instáveis [Hoskins & Bretherton 1972, Scherbina *et al.* 2013].

Apoiando-se em argumentos de Cushman-Roisin & Beckers [2011], no entanto, elaboramos uma hipótese para explicar a assimetria encontrada na polaridade dos VSMs. Todo o vórtice com escala de comprimento horizontal (L) intermediária está sujeito a um balanço de três forças: a do gradiente de pressão (F_{GP}), de Coriolis (F_C) e a centrífuga (F_{Ce}). Para que o vórtice esteja em equilíbrio, a soma dessas três forças deve ser igual a zero em qualquer ponto da estrutura. Quando aplicamos uma análise de escala na equação da conservação do momento, levando em consideração que a escala L do vórtice é muito menor que o raio de deformação de Rossby (Rd), F_C torna-se insignificante. Nesse regime, o equilíbrio acontece entre apenas duas forças: F_{GP} e F_{Ce} , o que é conhecido como balanço ciclostrófico. No caso específico de vórtices pequenos ciclônicos, o equilíbrio é possível, pois F_{GP} aponta para dentro e F_{Ce} aponta para fora, mantendo o vórtice estável. Por outro lado, para vórtices anticiclônicos pequenos, tanto o F_{GP} como o F_{Ce} apontam para fora, impossibilitando o equilíbrio e, portanto, a existência de vórtices anticiclônicos muito menores que Rd . Os poucos vórtices anticiclônicos observados no presente estudo provavelmente possuem uma escala L , que embora ainda menor que Rd , não é significantemente menor, permitindo que a F_C contribua para o equilíbrio de forças e viabilizando a sua existência. Ainda assim, são necessárias investigações futuras para um melhor entendimento dos mecanismos que levam a predominância de VSMs ciclônicos na BS.

Para a segunda etapa do trabalho, foram extraídos os FCL e FCS associados aos VSMs através de processos de filtragem espacial e temporal. Os resultados aqui alcançados apontam para uma forte influência dos VSMs sobre os fluxos turbulentos de calor, apresentando magnitudes comparáveis ou muitas vezes superiores àquelas relacionadas aos vórtices de mesoescala – assim como encontrado para outros movimentos de submesoescala e para o fluxo vertical de calor em submesoescala [e.g., [Su et al. 2018](#), [Du et al. 2022](#), [Song et al. 2022](#), [Bai et al. 2023](#), [Zhang et al. 2023](#), [Conejero et al. 2024](#)].

Os padrões espaciais dos FCL e FCS relacionados aos VSMs mostram uma notável semelhança, corroborando com descobertas anteriores em relação à mesoescala [e.g., [Villas Bôas et al. 2015](#), [Leyba et al. 2017](#)]. Esse padrão só foi analisado para os vórtices ciclônicos e foi observado que grande parte das estruturas identificadas nas proximidades da CB apresentaram valores elevados de FCS e FCL em comparação ao restante da BS. Os fluxos associados aos VSMs ciclônicos (anticiclônicos) variaram entre $-98,8$ e $37,1 \text{ W/m}^2$ ($-43,0$ e $-3,5 \text{ W/m}^2$) para FCL e $-23,1$ e $7,0 \text{ W/m}^2$ ($-7,2$ e $0,3 \text{ W/m}^2$) para FCS. Os máximos e mínimos se distanciam consideravelmente das médias positivas e negativas, de, respectivamente, $6,2 \pm 8,0$ e $-14,5 \pm 13,6 \text{ W/m}^2$ para FCL e $0,8 \pm 1,2$ e $-1,5 \pm 1,8 \text{ W/m}^2$ para FCS.

Foi discutido por [Strobach et al. 2023](#) que anomalias de TSM mais intensas são esperadas em movimentos com escalas inferiores a 500 km, em comparação com os movimentos de grande escala, visto que a umidade e a temperatura das massas de ar que interagem com a superfície livre do mar não têm tempo suficiente para se ajustarem às mudanças na TSM [[Small et al. 2019](#), [Strobach et al. 2022](#)]. Por consequência, as diferenças entre a anomalia da TSM

e a temperatura do ar são acentuadas, resultando em uma intensificação dos fluxos de calor [Gentemann *et al.* 2020, Minobe *et al.* 2008, O'Neill *et al.* 2017, Small *et al.* 2019]. Além disso, é possível que a discrepância de valores nos fluxos turbulentos de calor entre os VSMs possa estar associada com diferentes cenários atmosféricos. Fica como sugestão para futuras análises a investigação de como a variabilidade atmosférica impacta os fluxos de calor associados aos vórtices.

Os mapas compostos, construídos para a obtenção do fluxo médio associada a todos os vórtices analisados, demonstraram que os valores máximos dos fluxos turbulentos de calor ocorrem aproximadamente no centro das estruturas para o FCL e deslocados ligeiramente à oeste e em direção aos pólos para o FCS. Assimetrias meridionais também já foram observadas em outros estudos [e.g., Hausmann & Czaja 2012, Stephenson *et al.* 2013, Villas Bôas *et al.* 2015, Liu *et al.* 2020]. Os VSMs, de ambas polaridades, contribuem, em média, para o ganho de calor oceânico.

Nossos resultados apontam, portanto, para uma influência significativa dos VSMs na variação dos fluxos turbulentos de calor da superfície, sugerindo uma considerável conexão entre o oceano e a atmosfera em nível de submesoescala. Reconhecemos que o número de vórtices considerado para as análises é baixo quando comparado a outros estudos, mas é o suficiente para trazer reflexões e reforçar a importância dos VSMs em processos de trocas de calor. A intensa interação entre o oceano e a atmosfera associada à dinâmica de submesoescala possui fortes implicações para as previsões climáticas e meteorológicas [Zhu *et al.* 2024], dada a frequência temporal dessas características, que impactam quase que de forma intermitente os fluxos de calor

entre o oceano e a atmosfera. A presença de movimentos de submesoescala influencia a maneira como o oceano libera ou absorve calor e umidade da atmosfera, impactando a formação de sistemas de convecção locais, incluindo movimentos verticais, formação de nuvens e precipitação [[Small et al. 2019](#), [Yang et al. 2024](#)]. Contudo, mais estudos, utilizando observações e simulações de alta resolução, são necessários para um melhor entendimento do impacto dos VSMs na interação oceano-atmosfera.

Capítulo VII: Referências Bibliográficas

Agarwal N, Small RJ, Bryan FO, et al (2023) Impact of Stochastic Ocean Density Corrections on Air-Sea Flux Variability. *Geophys Res Lett* 50:1–12. <https://doi.org/10.1029/2023GL104248>

Aguedjou HMA, Chaigneau A, Dadou I, et al (2023) Imprint of Mesoscale Eddies on Air-Sea Interaction in the Tropical Atlantic Ocean. *Remote Sens* 15:1–18. <https://doi.org/10.3390/rs15123087>

Amorim JPM, Silveira ICA de, Borges-Silva M et al (2024) The Brazil current cyclonic meandering and shelf-slope water exchanges at 27°S–31°S. *Deep Res Part I Oceanogr Res Pap* 206:104276. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.dsr.2024.104276>

Aparco-Lara J, Torres HS, Gomez-valdes J (2023) Impact of Atmospheric Cooling on the High - Frequency Submesoscale Vertical Impact of Atmospheric Cooling on the High-Frequency Submesoscale Vertical Heat Flux. *J Geophys Res Ocean* 128:e2023JC020029. <https://doi.org/10.1029/2023JC020029>

Atadzhanova OA, Zimin AV, Romanenkov DA, Kozlov IE (2017) Satellite Radar Observations of Small Eddies in the White, Barents and Kara Seas. *Phys Oceanogr* 2:75–83. <https://doi.org/10.22449/1573-160x-2017-2-75-83>

Atadzhanova OA, Zimin A V., Svergun EI, Konik AA (2018) Submesoscale Eddy Structures and Frontal Dynamics in the Barents Sea. *Phys Oceanogr* 25:220–228. <https://doi.org/10.22449/1573-160x-2018-3-220-228>

Ayet A, Rascle N, Chapron B, et al (2021) Uncovering air-sea interaction in oceanic submesoscale frontal regions using high-resolution satellite observations. *US Clivar Var* 19:10–17. <https://doi.org/10.5065/ybca-0s03>

Bai H, Hu H, Ren X, et al (2023) The Impacts of East China Sea Kuroshio Front on Winter Heavy Precipitation Events in Southern China. *J Geophys Res Atmos* 128:e2022JD037341. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2022JD037341>

Bashmachnikov IL, Kozlov IE, Petrenko LA, et al (2020) Eddies in the North Greenland Sea and Fram Strait From Satellite Altimetry, SAR and High-Resolution Model Data. *J Geophys Res Ocean* 125:1–26. <https://doi.org/10.1029/2019JC015832>

Bassin CJ, Washburn L, Brzezinski M, McPhee-Shaw E (2005) Sub-mesoscale coastal eddies observed by high frequency radar: A new mechanism for delivering nutrients to kelp forests in the Southern California Bight. *Geophys Res Lett* 32. <https://doi.org/10.1029/2005GL023017>

Berti S, Santos FA Dos (2016) Relative dispersion and turbulence in the southwestern atlantic ocean from drifters data. In: Proceedings of the 8th Chaotic Modeling and Simulation International Conference, Chaotic Modeling and Simulation (CMSIM), 1:9–20

Brandini FP, Tura PM, Santos PPGM (2018) Ecosystem responses to biogeochemical fronts in the South Brazil Bight. *Prog Oceanogr* 164:52–62. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.04.012>

Brannigan L, Marshall DP, Naveira-Garabato A, George Nurser AJ (2015) The seasonal cycle of submesoscale flows. *Ocean Model* 92:69–84. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.05.002>

Cabrera M, Santini M, Lima L, et al (2022) The Southwestern Atlantic Ocean Mesoscale Eddies: A review of their role in the air-sea interaction processes. *J Mar Syst* 235:103785. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2022.103785>

Calado L, da Silveira ICA, Gangopadhyay A, de Castro BM (2010) Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil). *Cont Shelf Res* 30:1181–1188. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.03.007>

Calil PHR, Suzuki N, Baschek B, da Silveira ICA (2021) Filaments, Fronts and Eddies in the Cabo Frio Coastal W Upwelling System, Brazil. *Fluids* 6:54. <https://doi.org/10.3390/fluids6020054>

Callies J, Ferrari R, Klymak JM, Gula J (2015) Seasonality in submesoscale turbulence. *Nat Commun* 6:1–8. <https://doi.org/10.1038/ncomms7862>

Calil PHR, Suzuki N, Baschek B, da Silveira ICA (2021) Filaments, Fronts and Eddies in the Cabo Frio Coastal W Upwelling System, Brazil. *Fluids* 6:54. <https://doi.org/10.3390/fluids6020054>

Campos E, Miller J, Müller T, Peterson R (1995) Physical Oceanography of the Southwest Atlantic Ocean. *Oceanography* 8:87–91. <https://doi.org/10.5670/oceanog.1995.03>

Campos EJD, Ikeda Y, Castro BM, et al (1996) Experiment Studies Circulation in the Western South Atlantic. *Eos* 77:253–264. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/96EO00177>

Campos EJD, Velhote D, Da Silveira ICA (2000) Shelf break upwelling driven by Brazil current cyclonic meanders. *Geophys Res Lett* 27:751–754. <https://doi.org/10.1029/1999GL010502>

Campos PC, Möller Jr. OO, Piola AR, Palma ED (2013) Seasonal variability and coastal upwelling near Cape Santa Marta (Brazil). *J Geophys Res Ocean* 118:1420–1433. <https://doi.org/10.1002/jrc.20131>

Capet X, Campos EJ, Paiva AM (2008a) Submesoscale activity over the Argentinian shelf. *Geophys Res Lett* 35:2–6. <https://doi.org/10.1029/2008GL034736>

Capet X, McWilliams JC, Molemaker MJ, Shchepetkin AF (2008b) Mesoscale to submesoscale transition in the California Current system. Part I: Flow structure, eddy flux, and observational tests. *J Phys Oceanogr* 38:29–43. <https://doi.org/10.1175/2007JPO3671.1>

Castelao RM, Campos EJD, Miller JL (2004) A modelling study of coastal upwelling driven by wind and meanders of the Brazil Current. *J Coast Res* 20:662–671. [https://doi.org/10.2112/1551-5036\(2004\)20\[662:amsocu\]2.0.co;2](https://doi.org/10.2112/1551-5036(2004)20[662:amsocu]2.0.co;2)

Castro BM (2014) Summer/winter stratification variability in the central part of the South Brazil Bight. *Cont Shelf Res* 89:15–23. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.12.002>

Castro BM, Lorenzetti JA, Silveira ICA, Miranda LB (2006) Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: Rossi-Wongtschowski CLDB, Madureira LSP (Eds) *O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região sudeste-sul do Brasil*. Edusp, São Paulo, pp 11–120.

Castro BM, Miranda LB (1998) Physical oceanography of the western atlantic continental shelf located between 4°N e 34°S. *Sea* 11:209–251

- Castro Filho BM, Pereira AF, de Caroli A, et al (2015) Correntes E Massas De Água Na Plataforma Continental. In: Meteorologia e Oceanografia. pp 191–254
- Cayan DR (1992) Latent and Sensible Heat Flux Anomalies over the Northern Oceans: Driving the Sea Surface Temperature. *J Phys Oceanogr* 22:859–881
- Chin TM, Vazquez-Cuervo J, Armstrong EM (2017) A multi-scale high-resolution analysis of global sea surface temperature. *Remote Sens Environ* 200:154–169. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.07.029>
- Chelton DB, Gaube P, Schlax MG, Early JJ, Samelson RM (2011) The influence of nonlinear mesoscale eddies on near-surface oceanic chlorophyll. *Sci* 334:328–332
- Chou SH, Nelkin E, Ardizzone J, Atlas RM (2004) A comparison of latent heat fluxes over global oceans for four flux products. *J Clim* 17:3973–3989
- Colas F, McWilliams JC, Capet X, Kurian J (2012) Heat balance and eddies in the Peru-Chile current system. *Clim Dyn* 39:509–529. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1170-6>
- Conejero C, Renault L, Desbiolles F, et al (2024) Near-Surface Atmospheric Response to Meso- and Submesoscale Current and Thermal Feedbacks. *J Phys Oceanogr* 54:823–848. <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/JPO-D-23-0211.1>
- Cronin MF, Gentemann CL, Edson JB, et al (2019) Air-sea fluxes with a focus on heat and momentum. *Front Mar Sci* 6:430. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00430>
- Cushman-Rosin B, Beckers J-M (2011) Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical Aspects. Academic Press, Amsterdam, 828 p.
- Damien P, Bianchi D, Kessouri F, McWilliams JC (2023) Modulation of Phytoplankton Uptake by Mesoscale and Submesoscale Eddies in the California Current System. *Geophys Res Lett* 50:e2023GL104853. <https://doi.org/10.1029/2023GL104853>
- De Léo FC, Pires-Vanin AMS (2006) Benthic megafauna communities under the influence of the South Atlantic Central Water intrusion onto the Brazilian SE shelf: A comparison between an upwelling and a non-upwelling ecosystem. *J Mar Syst* 60:268–284. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.02.002>
- Di Napoli C, Barnard C, Prudhomme C, et al (2021) ERA5-HEAT: A global gridded historical dataset of human thermal comfort indices from climate reanalysis. *Geosci Data J* 8:2–10. <https://doi.org/10.1002/gdj3.102>

DiGiacomo PM, Holt B (2001) Satellite observations of small coastal ocean eddies in the Southern California Bight. *J Geophys Res Ocean* 106:22521–22543. <https://doi.org/10.1029/2000jc000728>

Dokken ST, Wahl T (1996) Observations of spiral eddies along the Norwegian Coast in ERS SAR images. *Nor Def Res Establ Rep.* 96/01:29. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2005JC003384>

Dong C, Lin X, Liu Y, et al (2012) Three-dimensional oceanic eddy analysis in the Southern California Bight from a numerical product. *J Geophys Res Ocean* 117:1–17. <https://doi.org/10.1029/2011JC007354>

Dottori M, Siegle E, Castro BM (2015) Hydrodynamics and water properties at the entrance of Araçá Bay, Brazil. *Ocean Dyn* 65:1731–1741. <https://doi.org/10.1007/s10236-015-0900-4>

Du T, Yang P, Jing Z (2022) On the variability of vertical eddy heat flux in the upper ocean. *Acta Ocean Sin* 41:94–99. <https://doi.org/10.1007/s13131-022-2009-1>

Durand M, Fu LL, Lettenmaier DP, et al (2010) The surface water and ocean topography mission: Observing terrestrial surface water and oceanic submesoscale eddies. *Proc IEEE* 98:766–779. <https://doi.org/10.1109/JPROC.2010.2043031>

Espedal HA, Johannessen OM, Knulst J (1996) Satellite detection of natural films on the ocean surface. *Geophys Res Lett* 23:3151–3154

Everett JD, Baird ME, Oke PR, Suthers IM (2012) An avenue of eddies: Quantifying the biophysical properties of mesoscale eddies in the Tasman Sea. *Geophys Res Lett* 39:L16608. <https://doi.org/10.1029/2012GL053091>

Fairall CW, Bradley EF, Rogers DP, et al (1996) Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment. *J Geophys Res Ocean* 101:3747–3764. <https://doi.org/10.1029/95JC03205>

Fairall C, Bradley EF, Hare J, Grachev A, Edson J (2003) Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm. *J Clim* 16(4): 571–591. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2)

Fang H, Xie T, Perrie W, Zhang G, Yang J, He Y (2018) Comparison of C-band quad-polarization synthetic aperture radar wind retrieval models. *Remote Sens* 10: 1448. <https://doi.org/10.3390/rs10091448>

Filipponi, F (2019) Sentinel-1 GRD Preprocessing Workflow. *Proceedings* 18:11. <https://doi.org/10.3390/ECRS-3-06201>

- Franchito SH, Oda TO, Rao VB, Kayano MT (2008) Interaction between coastal upwelling and local winds at Cabo Frio, Brazil: An observational study. *J Appl Meteorol Climatol* 47:1590–1598. <https://doi.org/10.1175/2007JAMC1660.1>
- Friedrichs DM, McInerney JBT, Oldroyd HJ, et al (2022) Observations of submesoscale eddy-driven heat transport at an ice shelf calving front. *Commun Earth Environ* 3:140. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00460-3>
- Fu LL, Ferrari R (2008) Observing oceanic submesoscale processes from space. *Eos (Washington DC)* 89:488. <https://doi.org/10.1029/2008EO480003>
- Gade M, Byfield V, Ermakov S, et al (2013) Slicks as Indicators for Marine Processes. *Oceanography* 26:138–149. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2013.39>
- Gentemann CL, Clayson CA, Brown S, Lee T, Parfitt R, Farrar JT et al (2020) Fluxsat: Measuring the ocean–atmosphere turbulent exchange of heat and moisture from space. *Remote Sens* 12: 1796. <https://doi.org/10.3390/rs12111796>
- Gill AE (1982) *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, San Diego, CA. 662 pp.
- Gigliotti ES, Gherardi DFM, Paes ET, Souza RB, Katsuragawa M (2010) Spatial analysis of egg distribution and geographic changes in the spawning habitat of the Brazilian sardine *Sardinella brasiliensis*. *J Fish Biol* 77:2248–2267. <https://doi.org/10.1111/j.1095-8649.2010.02802.x>
- Gonçalves-Araujo R, Röttgers R, Haraguchi L, Brandini FP (2019) Hydrography-Driven Variability of Optically Active Constituents of Water in the South Brazilian Bight: Biogeochemical Implications. *Front Mar Sci* 6:716. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00716>
- Gonzalez-Rodriguez E, Valentin JL, Andre DL, et al (1992) Upwelling and down welling at Cabo Frio (Brazil): comparison of biomass and primary production responses. *J Plankton Res* 14:289–306. <https://doi.org/https://doi.org/10.1093/plankt/14.2.289>
- Goodman JW (1976) Some fundamental properties of speckle, *Journal of the Optical Society of America, Part A*, 66:1145–1150. <https://doi.org/10.1364/JOSA.66.001145>
- Gula J, Molemaker MJ, McWilliams JC (2015) Topographic vorticity generation, submesoscale instability and vortex street formation in the Gulf Stream. *Geophys Res Lett* 42:4054–4062. <https://doi.org/10.1002/2015GL063731>
- Gula J, Taylor J, Shcherbina A, Mahadevan A (2021) Submesoscale processes and mixing. *Ocean Mix Drivers, Mech Impacts* 181–214. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821512-8.00015-3>

Gulakaram VS, Vissa NK, Bhaskaran PK (2023) Mesoscale eddies with anomalous sea surface temperature and its relation with atmospheric convection over the North Indian Ocean. *Int J Climatol* 43:3094–3113

Guo M, Xing X, Xiu P et al. (2024) Efficient biological carbon export to the mesopelagic ocean induced by submesoscale fronts. *Nat Commun* 15:580. <https://doi.org/10.1038/s41467-024-44846-7>

Gurova E, Chubarenko B (2012) Remote-sensing observations of coastal submesoscale eddies in the south-eastern Baltic. *Oceanologia* 54:631–654. <https://doi.org/10.5697/oc.54-4.631>

Hamze-Ziabari SM, Foroughan M, Lemmin U, Barry DA (2022) Monitoring Mesoscale to Submesoscale Processes in Large Lakes with Sentinel-1 SAR Imagery: The Case of Lake Geneva. *Remote Sens* 14:4967. <https://doi.org/10.3390/rs14194967>

Hasegawa T, Ando K, Mizuno K, Lukas R (2009) Coastal upwelling along the north coast of Papua New Guinea and SST cooling over the pacific warm pool: A case study for the 2002/03 El Niño event. *J Oceanogr* 65:817–833. <https://doi.org/10.1007/s10872-009-0068-y>

Hausmann U, Czaja A (2012) The observed signature of mesoscale eddies in sea surface temperature and the associated heat transport. *Deep Sea Res*, 70:60–72. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2012.08.005>

Herman A (2015) Trends and variability of the atmosphere-ocean turbulent heat flux in the extratropical Southern Hemisphere. *Sci Rep* 5:14900. <https://doi.org/10.1038/srep14900>

Hetland RD (2017) Suppression of baroclinic instabilities in buoyancy-driven flow over sloping bathymetry. *J Phys Oceanogr* 47:49–68. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0240.1>

Hoskins BJ, Bretherton FP (1972) Atmospheric Frontogenesis Models: Mathematical Formulation and Solution. *J Atmos Sci* 31:11–37. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1972\)029<0011:AFMMFA>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1972)029<0011:AFMMFA>2.0.CO;2)

Houry S, Dombrowsky E, Mey PD, Minster J-F (1987) Brunt–Väisälä frequency and Rossby radii in the South Atlantic. *J Phys Oceanogr* 17:1619–1626.

Huang C, Zeng L, Wang D, et al (2023) Submesoscale eddies in eastern Guangdong identified using high-frequency radar observations. *Deep Res Part II* 207:105220. <https://doi.org/10.1016/j.dsrr.2022.105220>

Isemer HJ, Hasse L (1987) The Bunker Climate Atlas of the North Atlantic Ocean. Air–Sea Interactions. Springer, New York. 218 pp.

Burchard H (2002) Applied Turbulence Modelling in Marine Waters. Springer-Verlag Berlin, Germany. 215 pp.

Ji J, Ma J, Dong C, et al (2020) Regional dependence of atmospheric responses to oceanic eddies in the North Pacific Ocean. *Remote Sens* 12:1161. <https://doi.org/10.3390/rs12071161>

Ji Y, Xu G, Dong C, et al (2021) Submesoscale eddies in the East China Sea detected from SAR images. *Acta Oceanol Sin* 40:18–26. <https://doi.org/10.1007/s13131-021-1714-5>

Jiao D, Xu N, Yang F, Xu K (2021) Evaluation of spatial-temporal variation performance of ERA5 precipitation data in China. *Sci Rep* 11:17956. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-97432-y>

Josey SA, Gulev S, Yu L (2013) Exchanges Through the Ocean Surface. In: Siedler G, Griffies SM, Gould J, Church JA (eds) *Ocean Circulation & Climate*, Elsevier, Oxford, pp 115-140

Karimova S (2012) Spiral eddies in the Baltic, Black and Caspian seas as seen by satellite radar data. *Adv Sp Res* 50:1107–1124. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2011.10.027>

Karimova S, Gade M (2016) Improved statistics of sub-mesoscale eddies in the Baltic Sea retrieved from SAR imagery. *Int J Remote Sens* 37:2394–2414. <https://doi.org/10.1080/01431161.2016.1145367>

Kim SY (2010) Observations of submesoscale eddies using high-frequency radar-derived kinematic and dynamic quantities. *Cont Shelf Res* 30:1639–1655. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.06.011>

Kirincich A (2016) The occurrence, drivers, and implications of submesoscale eddies on the Martha's Vineyard inner shelf. *J Phys Oceanogr* 46:2645–2662. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0191.1>

Kobashi D, Hetland R (2020) Reproducibility and variability of submesoscale frontal eddies on a broad, low-energy shelf of freshwater influence. *Ocean Dyn* 70:1377–1395. <https://doi.org/10.1007/s10236-020-01401-4>

Kozlov IE, Artamonova A V., Manucharyan GE, Kubryakov AA (2019) Eddies in the Western Arctic Ocean From Spaceborne SAR Observations Over Open Ocean and Marginal Ice Zones. *J Geophys Res Ocean* 124:6601–6616. <https://doi.org/10.1029/2019JC015113>

Lavrova O, Serebryany A, Bocharova T, Mityagina M (2012) Investigation of fine spatial structure of currents and submesoscale eddies based on satellite radar data and concurrent acoustic measurements. *Remote Sens Ocean Sea Ice, Coast Waters, Large Water Reg* 2012 8532:85320L. <https://doi.org/10.11117/12.970482>

Lazaneo CZ, Calil PHR, Tandon A, da Silveira ICA (2022) Submesoscale Coherent Vortices in the South Atlantic Ocean: A Pathway for Energy Dissipation. J Geophys Res Ocean 127:e2019JC015338. <https://doi.org/10.1029/2020JC017099>

Lazaneo CZ, Napolitano DC, da Silveira ICA, et al (2020) On the Role of Turbulent Mixing Produced by Vertical Shear Between the Brazil Current and the Intermediate Western Boundary Current. J Geophys Res Ocean 125:1–16. <https://doi.org/10.1029/2019JC015338>

Lee JS, Jurkevich L, Dewaele P, Wambacq P, Oosterlinck A (1994) Speckle filtering of synthetic aperture radar images: A review. Remote Sens. Rev. 8:313–340. <https://doi.org/10.1080/02757259409532206>

Lee JS, Pottier E (2009) Polarimetric Radar Imaging: From Basics to Applications. CRC Press, Boca Raton, FL. 422 p.

Legg S, Jones H, Visbeck M (1996) A heton perspective of baroclinic eddy transfer in localized open ocean convection. J Phys Oceanogr 26:2251–2266. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1996\)026<2251:AHPOBE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1996)026<2251:AHPOBE>2.0.CO;2)

Lesieur M, Yanase S, Métais O (1991) Stabilizing and destabilizing effects of a solid-body rotation on quasi-two-dimensional shear layers. Phys Fluids A Fluid Dyn 3:403–407. <https://doi.org/10.1063/1.858149>

Lévy M, Ferrari R, Franks PJS, et al (2012) Bringing physics to life at the submesoscale. J Geophys Res Lett 39:L14602. <https://doi.org/10.1029/2012GL052756>

Leyba IM, Saraceno M, Solman SA (2017) Air-sea heat fluxes associated to mesoscale eddies in the Southwestern Atlantic Ocean and their dependence on different regional conditions. Clim Dyn 49:2491–2501. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3460-5>

Leyba IM, Solman SA, Saraceno M (2019) Trends in sea surface temperature and air-sea heat fluxes over the South Atlantic Ocean. Clim Dyn 53:4141–4153. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04777-2>

Li G, He Y, Liu G, et al (2020) Multi-sensor observations of submesoscale eddies in coastal regions. Remote Sens 12:711. <https://doi.org/10.3390/rs12040711>

Li G, He Y, Wen J, et al (2024) The Characteristics of Submesoscale Eddies near the Coastal Regions of Eastern Japan: Insights from Sentinel-1 Imagery. J Mar Sci Eng 12:761. <https://doi.org/10.3390/jmse12050761>

Liu Y, Yu L, Chen G (2020) Characterization of Sea Surface Temperature and Air-Sea Heat Flux Anomalies Associated With Mesoscale Eddies in the South China

Sea. J Geophys Res Ocean 125:e2019JC015470.
<https://doi.org/10.1029/2019JC015470>

Luo H, Bracco A, Cardona Y, McWilliams JC (2016) Submesoscale circulation in the northern Gulf of Mexico: Surface processes and the impact of the freshwater river input. Ocean Model 101:68–82.
<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.03.003>

Ma J, Xu H, Dong C, et al (2015) Atmospheric responses to oceanic eddies in the Kuroshio Extension region. J Geophys Res Atmos 120:6313–6330.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2014JD022930>

Mahadevan A (2016) The Impact of Submesoscale Physics on Primary Productivity of Plankton. Ann Rev Mar Sci 8:161–184.
<https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015912>

Marmorino GO, Smith GB, North RP, Baschek B (2018) Application of Airborne Infrared Remote Sensing to the Study of Ocean Submesoscale Eddies. Front Mech Eng 4:10. <https://doi.org/10.3389/fmech.2018.00010>

Marta-Almeida M, Dalbosco A, Franco D, Ruiz-Villarreal M (2021) Dynamics of river plumes in the South Brazilian Bight and South Brazil. Ocean Dyn 71:59–80.
<https://doi.org/10.1007/s10236-020-01397-x>

McWilliams JC (2016) Submesoscale currents in the ocean. Proc R Soc A Math Phys Eng Sci 472:20160117. <https://doi.org/10.1098/rspa.2016.0117>

McWilliams JC (1985) Submesoscale, Coherent Vortices in the Ocean. Rev Geophys 23:165–182

Mensa JA, Garraffo Z, Griffa A, et al (2013) Seasonality of the submesoscale dynamics in the Gulf Stream region. Ocean Dyn 63:923–941.
<https://doi.org/10.1007/s10236-013-0633-1>

Minobe S, Kuwano-Yoshida A, Komori N, Xie S-P, Small RJ (2008) Influence of the Gulf Stream on the troposphere. Nat 452: 206–209.
<https://doi.org/10.1038/nature06690>

Miranda LB (1982) Análise de massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé (RJ) e Ilha de São Sebastião (SP). Universidade de São Paulo

Moisan JR, Niiler PP (1998) The Seasonal Heat Budget of the North Pacific: Net heat flux and Heat Storage Rates (1950-1990). J Phys Oceanogr 28:401–421.
[https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<0401:TSHBOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0401:TSHBOT>2.0.CO;2)

- Möller OO, Piola AR, Freitas AC, Campos EJD (2008) The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Cont Shelf Res* 28:1607–1624. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.03.012>
- Moreton S, Ferreira D, Roberts M, Hewitt H (2021) Air-Sea Turbulent Heat Flux Feedback Over Mesoscale Eddies. *Geophys Res Lett* 48. <https://doi.org/10.1029/2021GL095407>
- Morvan M, L'hégaret P, Carton X, et al (2019) The life cycle of submesoscale eddies generated by topographic interactions. *Ocean Sci* 15:1531–1543. <https://doi.org/10.5194/os-15-1531-2019>
- Munk W, Armi L, Fischer K, Zachariasen F (2000) Spirals on the sea. *Proc R Soc A Math Phys Eng Sci* 456:1217–1280. <https://doi.org/10.1098/rspa.2000.0560>
- Napolitano DC, da Silveira ICA, Tandon A, Calil PHR (2021) Submesoscale Phenomena Due to the Brazil Current Crossing of the Vitória-Trindade Ridge. *J Geophys Res Ocean* 126:e2020JC016731. <https://doi.org/10.1029/2020JC016731>
- Ni Q, Zhai X, Wilson C, et al (2021) Submesoscale Eddies in the South China Sea. *Geophys Res Lett* 48:e2020GL091555. <https://doi.org/10.1029/2020GL091555>
- Oliveira LR, Piola AR, Mata MM, Soares ID (2009) Brazil Current surface circulation and energetics observed from drifting buoys. *J Geophys Res Ocean* 114. <https://doi.org/10.1029/2008JC004900>
- O'Neill C, Marchi S, Zhang S, Bottke W (2017) Impact-driven subduction on the Hadean Earth. *Nat Geosci* 10:793–797. <https://doi.org/10.1038/ngeo3029>
- Orlandi P, Carnevale GF (1999) Evolution of isolated vortices in a rotating fluid of finite depth. *J Fluid Mech* 381:239–269. <https://doi.org/10.1017/S0022112098003693>
- Palóczy A, da Silveira ICA, Castro BM, Calado L (2013) Coastal upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil): The supporting role of deep ocean processes. *Cont Shelf Res* 89:38–50. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.09.005>
- Palma ED, Matano RP, Piola AR (2008) A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Stratified ocean response to local and offshore forcing. *J Geophys Res Ocean* 113. <https://doi.org/10.1029/2007JC004720>
- Parfitt R, Czaja A (2016) On the contribution of synoptic transients to the mean atmospheric state in the Gulf Stream region. *Q J R Meteorol Soc* 142:1554–1561. <https://doi.org/10.1002/qj.2689>

Parfitt R, Czaja A, Minobe S, Kuwano-Yoshida A (2016) The atmospheric frontal response to SST perturbations in the Gulf Stream region. *Geophys Res Lett* 43:2299–2306. <https://doi.org/10.1002/2016GL067723>

Park JW, Korosov AA, Babiker M et al. (2017) Efficient Thermal Noise Removal for Sentinel-1 TOPSAR Cross-Polarization Channel. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 56:1555–1565. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2017.2765248>

Payandeh AR, Washburn L, Emery B, Ohlmann JC (2023) The Occurrence, Variability, and Potential Drivers of Submesoscale Eddies in the Southern California Bight Based on a Decade of High-Frequency Radar Observations. *J Geophys Res Ocean* 128:e2023JC019914. <https://doi.org/10.1029/2023JC019914>

Pereira F, da Silveira ICA, Tandon A, et al (2024) Phytoplankton Responses to Mesoscale and Submesoscale Processes in a Tropical Meander. *J Geophys Res Ocean* 129:e2023JC020685. <https://doi.org/10.1029/2023JC020685>

Pezzi LP, Souza RB, Farias PC, Acevedo O, Miller AJ (2016) Air-sea interaction at the Southern Brazilian Continental Shelf: In situ observations *J Geophys Res Ocean* 121:6671–6695. <https://doi.org/10.1002/2016JC011774>

Pezzi LP, de Souza RB, Santini MF, et al (2021) Oceanic eddy-induced modifications to air–sea heat and CO₂ fluxes in the Brazil-Malvinas Confluence. *Sci Rep* 11:14587. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-89985-9>

Pezzi LP, Quadro MFL, Lorenzzetti JA, et al (2022) The effect of Oceanic South Atlantic Convergence Zone episodes on regional SST anomalies: the roles of heat fluxes and upper-ocean dynamics. *Clim Dyn* 59:2041–2065. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06195-3>

Pielke RS, Wolter K, Bliss O, Doesken N, McNoldy B (2007) The July 2005 Denver heat wave: how unusual was it? *Natl Weather Dig* 31:1

Pimenta FM, Campos EJD, Miller JL, Piola AR (2005) a Numerical Study of the Plata River Plume Along the Southeastern South American Continental Shelf. *Brazilian J Oceanogr* 53:129–146. <https://doi.org/10.1590/S1679-87592005000200004>

Pinho FF (2020) Vórtices de submesoscala na Plataforma Sudeste Brasileira. Dissertação (Mestrado em Oceanologia), Instituto Oceanográfico – Universidade Federal do Rio Grande, 63 pp.

Piola AR, Campos EJD, Möller OO, et al (2000) Subtropical shelf front off eastern South America. *J Geophys Res Ocean* 105:6565–6578. <https://doi.org/10.1029/1999jc000300>

Piola AR, Möller OO, Guerrero RA, Campos EJD (2008) Variability of the subtropical shelf front off eastern South America: Winter 2003 and summer 2004. *Cont Shelf Res* 28:1639–1648. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.03.013>

Piola AR, Palma ED, Bianchi AA, et al (2018) Physical Oceanography of the SW Atlantic Shelf: A Review. In: M H, M S, F B, et al. (eds) *Plankton Ecology of the Southwestern Atlantic: From the Subtropical to the Subantarctic Realm*. Springer International Publishing, pp 37–56

Potylitsin PG, Peltier WR (1998) Stratification effects on the stability of columnar vortices on the f-plane. *J Fluid Mech* 355:45–79.
<https://doi.org/10.1017/S0022112097007726>

Quadro MFL, Silva Dias MAF, Herdies DL, Gonçalves LGG (2012) Análise Climatológica da Precipitação e do Transporte de Umidade na Região da ZCAS Através da Nova Geração de Reanálises. *Rev Bras Meteorol* 27:152–162

Ramachandra S, Tandon A, Mahadevan A (2014) Enhancement in vertical fluxes at a front by mesoscale- submesoscale coupling. *J Geophys Res Ocean* 119:8495–8511. <https://doi.org/10.1002/2014JC010211>

Raney K (1998) The delay/Doppler radar altimeter. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens* 36:1578–1588. <https://doi.org/10.1109/36.718861>

Ribeiro FND, Soares J, de Oliveira AP (2011) A coupled numerical model to investigate the air-sea interaction at the coastal upwelling area of Cabo Frio, Brazil. *Environ Fluid Mech* 11:551–572. <https://doi.org/10.1007/s10652-011-9220-5>

Robinson IS (2010) Discovering the ocean from space: The unique applications of satellite oceanography. Springer-Verlag, Berlin. 638 pp.

Rocha CB, Gille ST, Chereskin TK, Menemenlis D (2016) Seasonality of submesoscale dynamics in the Kuroshio Extension. *Geophys Res Lett* 43:11,304–11,311. <https://doi.org/10.1002/2016GL071349>

Rocha CB, Simoes-Sousa IT (2022) Compact Mesoscale Eddies in the South Brazil Bight. *Remote Sens* 14:5781. <https://doi.org/10.3390/rs14225781>

Rodrigues RR, Lorenzetti JA (2001) A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. *Cont Shelf Res* 21:371–394. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00094-7](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00094-7)

Roulet G, Klein P (2010) Cyclone-anticyclone asymmetry in geophysical turbulence. *Phys Rev Lett* 104:218501.
<https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.104.218501>

Saenko OA, Yang D, Gregory JM (2018) Impact of mesoscale eddy transfer on heat uptake in an eddy-parameterizing ocean model. *J Clim* 31:8589–8606. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0186.1>

Santini MF, Souza RB, Pezzi LP, Swart S (2020) Observations of air–sea heat fluxes in the southwestern Atlantic under high-frequency ocean and atmospheric perturbations. *Q J R Meteorol Soc* 1–26. <https://doi.org/10.1002/qj.3905>

Saraceno M, Provost C (2012) On eddy polarity distribution in the southwestern Atlantic. *Deep Res Part I Oceanogr Res Pap* 69:62–69. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2012.07.005>

Scherbina AY, D'Asaro EA, Lee CM, Klymak JM, Molemaker MJ, McWilliams J (2013) Statistics of vertical vorticity, divergence and strain in a developed submesoscale turbulence field. *Geophys. Res. Lett.* 40:4706–4711. doi:10.1002/grl.50919

Shao M, Ortiz-suslow DG, Haus BK, et al (2019) The Variability of Winds and Fluxes Observed Near Submesoscale Fronts *J Geophys Res Ocean* 124:7756–7780. <https://doi.org/10.1029/2019JC015236>

Shen CY, Evans T (1994) On vorticity shedding by unstable jets. *Dyn Atmos Ocean* 21:105–135

Schubert R, Gula J, Greatbatch RJ, et al (2020) The submesoscale kinetic energy cascade: Mesoscale absorption of submesoscale mixed layer eddies and frontal downscale fluxes. *J Phys Oceanogr* 50:2573–2589. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0311.1>

Siegelman L, Klein P, Rivière P, et al (2020) Enhanced upward heat transport at deep submesoscale ocean fronts. *Nat Geosci* 13:50–55. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0489-1>

Silva S, Miranda LB De, Mendes B, Filho DC (2005) Numerical study of circulation and thermohaline structure in the São Sebastião Channel. *Rev Bras Geofísica* 23:407–425. <https://doi.org/doi:10.1590/s0102-261x2005000400005>

Silveira ICA, Schmidt ACK, Campos EJD, et al (2000) A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Rev Bras Oceanogr* 48:171–183. <https://doi.org/10.1590/S1413-77392000000200008>

Small RJ, deSzeoke SP, Xie SP, et al (2008) Air-sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dyn Atmos Ocean* 45:274–319. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2008.01.001>

Small RJ, Bryan FO, Bishop SP, Tomas RA (2019) Air-sea turbulent heat fluxes in climate models and observational analyses: What drives their variability? *J Clim* 32:2397–2421. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0576.1>

Smith, SW (1997) Moving average filters. In: The scientist and engineer's guide to digital signal processing. California Technical Pub. San Diego, p. 277–284

Song X (2023) Observed Opposite Fall-to-Winter Variations in the Air-Sea Latent Heat Flux Between the Western Boundary Currents and Coastal Seas. *Geophys Res Lett* 50:e2022GL100875. <https://doi.org/10.1029/2022gl100875>

Song X, Xie X, Qiu B, et al (2022) Air-Sea Latent Heat Flux Anomalies Induced by Oceanic Submesoscale Processes: An Observational Case Study. *Front Mar Sci* 9. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.850207>

Souza J, Chapron B, Autret E (2014) The surface thermal signature and air-sea coupling over the Agulhas rings propagating in the South Atlantic Ocean interior, *Ocean Sci* 10(4):633–644. <https://doi.org/10.5194/os-10-633-2014>

Stech JL, Lorenzetti JA (1992) The response of the south Brazil bight to the passage of wintertime cold fronts. *J Geophys Res Ocean* 97:9507–9520. <https://doi.org/10.1029/92JC00486>

Stephenson GR, Gille ST, Sprintall J (2013) Processes controlling upper-ocean heat content in Drake Passage. *J. Geophys. Res. Oceans* 118:4409–4423. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20315>

Strobach E, Klein P, Molod A, Fahad AA (2022) Local Air-Sea Interactions at Ocean Mesoscale and Submesoscale in a Western Boundary Current. *Geophys Monogr Ser* 49:e2021GL097003. <https://doi.org/10.1029/2021GL097003>

Stuhlmacher A, Gade M (2020) Statistical analyses of eddies in the Western Mediterranean Sea based on Synthetic Aperture Radar imagery. *Remote Sens Environ* 250:112023. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112023>

Su Z, Torres H, Klein P, et al (2020) High-Frequency Submesoscale Motions Enhance the Upward Vertical Heat Transport in the Global Ocean. *J Geophys Res Ocean* 125:e2020JC016544. <https://doi.org/10.1029/2020JC016544>

Su Z, Wang J, Klein P, et al (2018) Ocean submesoscales as a key component of the global heat budget. *Nat Commun* 9:775. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-02983-w>

Sunyé PS, Servain J (1998) Effects of seasonal variations in meteorology and oceanography on the Brazilian sardine fishery. *Fish Oceanogr* 7:89–100. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2419.1998.00055.x>

Talley LD, Pickard GL, Emery WJ, Swift JH (2011) Descriptive Physical Oceanography: An Introduction, 6th edn. Elsevier, Academic Press, Boston, 555 p.

- Tanimoto, YH, Nakamura, TK, Yamane S (2003) An active role of extratropical sea surface temperature anomalies in determining anomalous turbulent heat flux. *J Geophys Res*, 108. <https://doi.org/10.1029/2002JC001750>
- Taylor JR, Thompson AF (2023) Submesoscale Dynamics in the Upper Ocean. *Annu Rev Fluid Mech* 55:103–127. <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-031422-095147>
- Tedesco P, Gula J, Ménesguen C, et al (2019) Generation of Submesoscale Frontal Eddies in the Agulhas Current. *J Geophys Res Ocean* 124:7606–7625. <https://doi.org/10.1029/2019JC015229>
- Tedesco PF, Baker LE, Naveira Garabato AC, Mazloff MR, Fille ST, Caulfield, Mashayek A (2024) Spatiotemporal Characteristics of the Near-Surface Turbulent Cascade at the Submesoscale in the Drake Passage. *J Phys Ocean* 54:187–215 <https://doi.org/10.1175/JPO-D-23-0108.1>
- Thomas LN, Tandon A, Mahadevan A (2008) Submesoscale processes and dynamics. *Geophys Monogr Ser* 177:17–38. <https://doi.org/10.1029/177GM04>
- Thompson AF, Lazar A, Buckingham C, et al (2016) Open-ocean submesoscale motions: A full seasonal cycle of mixed layer instabilities from gliders. *J Phys Oceanogr* 46:1285–1307. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0170.1>
- Tokinaga H, Tanimoto Y, Xie SP (2005) SST-induced surface wind variations over the Brazil-Malvinas confluence: satellite and in situ observations. *J Clim* 18:3470–3482. <https://doi.org/10.1175/JCLI3485.1>
- Uchoa I, Simoes-Sousa IT, Silveira ICA da (2023) The Brazil Current mesoscale eddies: Altimetry-based characterization and tracking. *Deep Sea Res Part I Oceanogr Res Pap* 192:103947. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.dsr.2022.103947>
- Valentin, JL (2001) The Cabo Frio Upwelling System, Brazil. In: Seeliger U, Kjerfve B (eds) *Coastal Marine Ecosystems of Latin America. Ecological Studies*, vol 144. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-662-04482-7_8
- Veneziani M, Griffa A, Garraffo Z, Mensa JA (2014) Barrier layers in the tropical South Atlantic: Mean dynamics and submesoscale effects. *J Phys Oceanogr* 44:265–288. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-13-064.1>
- Villas Bôas AB, Sato OT, Chaigneau A, Castelão GP (2015) The signature of mesoscale eddies on the air-sea turbulent heat fluxes in the South Atlantic Ocean. *Geophys Res Lett* 42:1856–1862. <https://doi.org/10.1002/2015GL063105>
- Wang S, Jing Z, Liu H, Wu L (2018) Spatial and seasonal variations of submesoscale eddies in the Eastern tropical Pacific Ocean. *J Phys Oceanogr* 48:101–116. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0070.1>

Wang Q, Dong C, Dong J, et al (2022) Submesoscale processes-induced vertical heat transport modulated by oceanic mesoscale eddies. Deep Sea Res Part II Top Stud Oceanogr 202:105138.

<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2022.105138>

Xu G, Yang J, Dong C, et al (2015) Statistical study of submesoscale eddies identified from synthetic aperture radar images in the Luzon Strait and adjacent seas. Int J Remote Sens 36:4621–4631.
<https://doi.org/10.1080/01431161.2015.1084431>

Yang H, Chen Z, Sun S, et al (2024) Observations Reveal Intense Air-Sea Exchanges Over Submesoscale Ocean Front. Geophys Res Lett 51:e2023GL106840. <https://doi.org/10.1029/2023GL106840>

Yu L, Weller RA (2007) Objectively Analyzed Air-Sea Heat Fluxes for the Global Ice-Free Oceans (1981-2005). Am Meteorol Soc 88:527–540

Yu X, Naveira Garabato AC, Martin AP, et al (2019) An annual cycle of submesoscale vertical flow and restratification in the upper Ocean. J Phys Oceanogr 49:1439–1461. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0253.1>

Zatsepin AG, Baranov VI, Kondrashov AA, et al (2011) Submesoscale eddies at the caucasus Black Sea shelf and the mechanisms of their generation. Oceanology 51:554–567. <https://doi.org/10.1134/S0001437011040205>

Zatsepin AG, Kubryakov A, Aleskerova A, et al (2019) Physical mechanisms of submesoscale eddies generation: evidences from laboratory modeling and satellite data in the Black Sea. Ocean Dyn 69:253–266. <https://doi.org/10.1007/s10236-018-1239-4>

Zembruscki SG (1979) Geomorfologia da margem continental sul-brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: Projeto REMAC. Geomorfologia da margem continental brasileira e das demais regiões oceânicas adjacentes. Petrobrás, Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello (CENPES), Divisão de Informação Técnica e Propriedade Industrial (DINTEP), Rio de Janeiro, pp. 129-177.

Zhang B, Yu X, Perrie W, Zhou F (2022) Air–Sea Interface Parameters and Heat Flux from Neural Network and Advanced Microwave Scanning Radiometer Observations. Remote Sens 14:2364. <https://doi.org/10.3390/rs14102364>

Zhang L, Dong J (2021) Dynamic Characteristics of a Submesoscale Front and Associated Heat Fluxes Over the Northeastern South China Sea Shelf. Atmos - Ocean 59:190–200. <https://doi.org/10.1080/07055900.2021.1958741>

Zhang Z, Liu Y, Qiu B, et al (2023) Submesoscale inverse energy cascade enhances Southern Ocean eddy heat transport. *Nat Commun* 14:1335. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-36991-2>

Zhu R, Yang H, Li M, et al (2024) Observations reveal vertical transport induced by submesoscale front. *Sci Rep* 14:4407. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-54940-x>

Zimin A V., Atadzhanova OA, Blagodatskikh EA, et al (2023) Submesoscale Eddy Structures of Lake Ladoga According to Sentinel-1 Radar Data for a Warm Period of 2019–2022. *Dokl Earth Sci* 514:296–300. <https://doi.org/10.1134/S1028334X23602742>