



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Oceanografia

Fernanda da Silva Telles

**Impacto dos processos de meso- e de submesoescala sobre as
trocas de águas entre plataforma continental e oceano aberto na
região de ressurgência entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio (RJ,
22°S - 23°S)**

Rio de Janeiro

2019

Fernanda da Silva Telles

**Impacto dos processos de meso- e de submesoescala sobre as trocas de
águas entre plataforma continental e oceano aberto na região de ressurgência
entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio (RJ, 22°S - 23°S)**

Dissertação apresentada, como requisito parcial
para obtenção do título de Mestre, ao Programa
de Pós-Graduação em Oceanografia, da
Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área
de concentração: Oceanografia Física.

Orientador: Prof. Dr. Paulo Henrique Rezende Calil

Coorientador: Prof. Dr. Alexandre Macedo Fernandes

Rio de Janeiro

2019

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

T274 Telles, Fernanda da Silva.
Impacto dos processos de meso- e de submesoescala sobre as trocas de águas entre plataforma continental e oceano aberto na região de ressurgência entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio (RJ, 22°S – 23°S) / Fernanda da Silva Telles. – 2019.
97 f.: il.

Orientador: Paulo Henrique Rezende Calil.
Coorientador: Alexandre Macedo Fernandes.
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Oceanografia.

1. Oceanografia Física – Rio de Janeiro (RJ) – Teses. 2. Plataforma continental – Teses. 3. Transporte de sedimentos – Rio de Janeiro (RJ) – Teses. 4. Ressurgência (Oceanografia) – Cabo de São Tomé (RJ) – Teses. 5. Ressurgência (Oceanografia) – Cabo Frio (RJ) – Teses. I. Calil, Paulo Henrique Rezende. II. Fernandes, Alexandre Macedo. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Oceanografia. IV. Título.

CDU 551.46(815.3)

Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo / CRB-7: 5265

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Fernanda da Silva Telles

Impacto dos processos de meso- e de submesoescala sobre as trocas de águas entre plataforma continental e oceano aberto na região de ressurgência entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio (RJ, 22°S - 23°S)

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Oceanografia Física.

Aprovada em 30 de agosto de 2019.

Orientador: Prof. Dr. Paulo Henrique Rezende Calil
Institute of Coastal Research, Helmholtz-Zentrum Geesthacht

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Alexandre Macedo Fernandes (Coorientador)
Faculdade de Oceanografia - UERJ

Prof. Dra. Josefa Varela Guerra
Faculdade de Oceanografia - UERJ

Prof. Dr. Afonso de Moraes Paiva
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ

Rio de Janeiro
2019

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho ao meu pai, Nelson, que partiu cedo demais, e à minha mãe, Marlene, pelo carinho e apoio.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, Paulo Calil, pela sua dedicação, pelo conhecimento passado, pela grande ajuda para a realização deste trabalho e, também, pelas boas conversas na hora do café. Agradeço também ao meu coorientador, Alexandre Fernandes, por ter me acolhido na UERJ, pela contribuição, suporte durante o mestrado e pelas longas conversas de orientação de “vida” que tivemos.

Agradeço à CAPES pela bolsa de mestrado concedida, ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia e as professoras Prof. Dra. Letícia Cotrim e Prof. Dra. Josefa Varela pelas contribuições e correções nos exames de qualificação do mestrado. Agradeço também ao Prof. Dr. Afonso Paiva pela disponibilidade em participar da banca de avaliação e pelas inúmeras contribuições para melhoria da versão final deste trabalho.

Agradeço o apoio da minha família, dos amigos e dos integrantes do Laboratório de Dinâmica e Modelagem Oceânica (DinaMO) do IO/FURG, especialmente, meu querido amigo Rodrigo por toda ajuda, incentivo, aulas infinitas e apoio emocional durante a minha estadia no saudoso DinaMO. Por fim, mas não menos importante, agradeço a ti, pela paciência e pelo apoio em boa parte desta qualificação.

“O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001” e do projeto Rede de Estudos da Corrente do Brasil na Margem Continental Sudeste-Sul – REMARSUL (CAPES 23038.004299/2014-53) para visita ao DinaMO/IO-FURG e para participação no curso (“Dynamics of Western Boundary Currents”) na FAOC/UERJ.

Deixe-me ir
Preciso andar
Vou por aí a procurar
Rir pra não chorar
Deixe-me ir
Preciso andar
Vou por aí a procurar
Sorrir pra não chorar

Quero assistir ao sol nascer
Ver as águas dos rios correr
Ouvir os pássaros cantar
Eu quero nascer
Quero viver

Deixe-me ir
Preciso andar
Vou por aí a procurar
Rir pra não chorar
Se alguém por mim perguntar
Diga que eu só vou voltar
Depois que me encontrar

Antonio Candeia Filho

RESUMO

TELLES, Fernanda da Silva. *Impacto dos processos de meso- e de submesoescala sobre as trocas de águas entre plataforma continental e oceano aberto na região de ressurgência entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio (RJ, 22°S - 23°S)*. 2019. 97 f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) - Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

O impacto de processos de meso- e de submesoescala sobre as trocas de águas entre a plataforma continental e o oceano aberto foi investigado com base em simulações de um modelo numérico regional implementado na margem continental brasileira em duas resoluções horizontais (6km e 2km). Enquanto fluxos ao longo da plataforma continental e suas forçantes são relativamente conhecidas na região, fluxos através da plataforma continental são menos investigados e, conseqüentemente, menos estimados. Em parte, porque velocidades transversais à plataforma são mais fracas que velocidades ao longo da plataforma associadas aos fortes fluxos de correntes de contorno. No entanto, neste trabalho, resultados indicam que mesmo mais fracas, quando impulsionadas por processos físicos de menor escala, os fluxos para oceano aberto são também expressivos. Na região costeira e na quebra da plataforma a ressurgência de águas frias injeta nutrientes sobre a plataforma que, se transportadas para oceano aberto, podem favorecer que ambientes antes considerados oligotróficos sejam tão produtivos quanto as regiões costeiras. No entanto, fluxos mais intensos na quebra da plataforma tendem a ser uma barreira física para as trocas de águas. Os fluxos entre esses dois ambientes se tornam possíveis entre 20°S e 26°S, pois a complexa topografia de fundo e a geometria da costa potencializam a geração de vórtices de mesoescala da Corrente do Brasil (CB) que, por sua vez, induzem o surgimento de processos de submesoescala. O transporte de volume através da plataforma foi computado pela integração da velocidade resultante que atravessa a quebra da plataforma em um plano vertical formado pela isóbata de 200 metros e sua projeção na superfície. Em média, ao longo de três anos de simulação ocorre um transporte total líquido de ~2 Sv para fora da plataforma entre 22°S – 23°S e de ~1 Sv (em módulo) para a costa entre 23°S - 24°S. Em análise de imagens diárias os fluxos são interligados nestes setores pelo movimento de vórtices da CB. Os vórtices impulsionam fluxos de saída no setor ao norte e devido ao movimento ciclônico em direção a costa transportam águas para a plataforma continental no setor ao sul. Processos de submesoescala associados a presença de vórtices promovem a ressurgência na plataforma externa configurando locais preferenciais de ressurgência sobre a quebra plataforma em média de longo períodos. Os resultados sugerem que vórtices, em conexão com transportes verticais intensos de submesoescala, induzem a exportação periódica de água através da plataforma e, portanto, são importantes mecanismos para a expansão de águas produtivas costeiras na bacia oceânica oligotrófica adjacente.

Palavras-chave: Trocas plataforma-oceano aberto. Vórtices de mesoescala.

Filamentos de submesoescala

ABSTRACT

TELLES, Fernanda da Silva. The importance of topographically-induced submesoscale processes on cross-shelf transport. 2019. 97 f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) - Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

The impact of meso- and submesoscale processes on the exchange of waters between the continental shelf and the open ocean was investigated based on simulations of a regional numerical model implemented in the Brazilian continental margin in two horizontal resolutions (6km and 2km). While flows along the continental shelf and their forcing mechanisms are relatively well known in the region, flows across the continental shelf are less investigated and hence less estimated. In part because cross-shelf velocities are weaker than along-shelf velocities which are associated with strong boundary currents flows. However, in this work, results indicate that even weaker, when driven by smaller-scale physical processes, flows into the open ocean are also significant. In the coastal region and in the shelf-break upwelling of cold waters injects nutrients on the shelf, if transported to the open ocean, may favor environments previously considered oligotrophic as productive as coastal regions. However, more intense flows in the shelf-break tend to be a physical barrier to fluid exchange. The fluxes between these two environments become possible between 20°S and 26°S, as the complex bottom topography and the coast geometry potentiate the generation of mesoscale eddies of the Brazilian Current (BC), which, in turn, induce the emergence of submesoscale processes. Cross-shelf transport was computed by integrating the resulting velocity that crosses the shelf-break in a vertical plane formed by the 200-meter isobath and its surface projection. On average, over three years of simulation there is a total transport of ~ 2 Sv off the shelf between 22°S - 23°S and ~ 1 Sv (in module) for the coast between 23°S - 24°S. In daily image analysis the fluxes are interconnected in these sectors by the cyclonic movement of the BC eddies. These eddies promote outflow flows in the sector to the north and due to the cyclonic movement towards the coast they transport waters to the continental shelf in the sector to the south. Submesoscale processes associated with the presence of these eddies promote upwelling in the out-shelf by configuring preferential upwelling sites over the shelf-break in a long period average. The results suggest that eddies, in connection with intense vertical velocities at submesoscale, induce the periodic exportation of water through the shelf and are therefore important mechanisms for the expansion of coastal productive waters in the adjacent oligotrophic ocean basin.

Keywords: Shelf-open ocean exchanges. Mesoscale eddies. Submesoscale filaments

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	O domínio de estudo na margem continental sudeste brasileira (20°S – 26°S e 47°W – 39°W).....	18
Figura 2 –	Temperatura da superfície do mar [°C] obtida pelo sensor NOAA-12 em dia 26/04/2002.....	19
Figura 3 –	Temperatura na superfície do mar [°C] no dia 06/01/2002 para a simulação de baixa resolução ($\Delta x \sim 6\text{km}$) do modelo ROMS...	28
Figura 4 –	Temperatura da superfície do mar da simulação de alta resolução ($\Delta x \sim 2\text{km}$) no dia 06/01/2002 no subdomínio de análises A (20°S – 26°S e 47°W – 39°W) indicado pela linha tracejada na Figura 3.....	32
Figura 5 –	Exemplo do isolamento da área do núcleo da Corrente do Brasil para a estimativa de transporte de volume [Sv] conforme detalhado na subseção 2.2.2.....	34
Figura 6 –	Snapshot da velocidade transversal às isóbatas (terceira linha).	36
Figura 7 –	Diagrama de Taylor: comparação estatística entre ROMS ($\Delta x \sim 6\text{ km}$ e $\Delta x \sim 2\text{ km}$) e MODIS/Aqua ($\Delta x \sim 9\text{ km}$) para a distribuição de temperatura superficial na margem oeste do Oceano Atlântico Sul (16°S - 30°S e 50°W – 25°W).....	37
Figura 8 –	Distribuição de temperatura oceânica superficial [°C] em um ciclo sazonal médio representativo dos anos de 2003 e 2004....	39
Figura 9 –	Diferença da temperatura oceânica superficial [°C] observada pelo sensor MODIS/Aqua e as simulações do ROMS em um ciclo sazonal médio representativo dos anos de 2003 e 2004....	40
Figura 10 –	Perfil vertical de temperatura [°C] durante o verão (primeira coluna) e o inverno (segunda coluna) indicando a ressurgência e subsidência de Cabo Frio (RJ, 23°S).....	41
Figura 11 –	Ciclo sazonal da velocidade ao longo da plataforma (v_{as}) [m.s ⁻¹] no Transecto T1.....	44
Figura 12 –	Similar a Figura 11, mas para o transecto T2.....	45
Figura 13 –	Similar a Figura 11, mas para o transecto T3.....	47

Figura 14 –	Série temporal do transporte de volume [Sv ; $1 Sv = 10^6 m^3.s^{-1}$] da Corrente do Brasil em T1, T2 e T3 nas duas resoluções do modelo.....	48
Figura 15 –	Similar a Figura 14, mas para a Corrente de Contorno Intermediária.....	50
Figura 16 –	Ciclo sazonal da velocidade transversal à plataforma continental (u_{cs}) [$m.s^{-1}$] no Transecto T1.....	53
Figura 17 –	Similar a Figura 16, mas para o transecto T2.....	54
Figura 18 –	Similar a Figura 16, mas para o transecto T3.....	54
Figura 19 –	Ciclo sazonal de a) densidade potencial ($\sigma-\theta$) [$kg.m^{-3}$] e b) temperatura [$^{\circ}C$] no Transecto T1.....	56
Figura 20 –	Similar a Figura 19, mas para o transecto T2.....	57
Figura 21 –	Similar a Figura 19, mas para o transecto T3.....	58
Figura 22 –	Ciclo sazonal da velocidade através da quebra da plataforma (U_{ci}) [$m.s^{-1}$] (painel superior) e transporte de volume [Sv] (painel inferior) integrado nos primeiros 150 metros de profundidade no transecto T4.....	59
Figura 23 –	Similar a Figura 22, mas para o transecto T5.....	61
Figura 24 –	Similar a Figura 22, mas para o transecto T6.....	63
Figura 25 –	Variância da velocidade através à quebra da plataforma continental [$m^2.s^{-2}$] (isóbata de 200 m) ao longo dos três anos de simulações do modelo para as duas simulações.....	64
Figura 26 –	Transporte de volume total [Sv] através da quebra da plataforma continental (isóbata de 200 m) durante os três anos de simulação do modelo nas duas resoluções (ROMS 6km e ROMS 2km).....	65
Figura 27 –	Médias diárias de vorticidade relativa (ζ_z) em 100 metros de profundidade no dia 07/01/2002 (verão, primeira coluna) e no dia 01/07/2002 (inverno, segunda coluna) para as duas simulações do modelo.....	68
Figura 28 –	Médias diárias de a,b) número de Rossby (Ro); c,d) velocidade vertical [$m.d^{-1}$] e e,f) temperatura.....	69
Figura 29 –	Similar a Figura 28, mas para o dia 01/07/2002 (inverno).....	70

Figura 30 – Séries temporais de: R_o (RMS; painel superior), a velocidade vertical [m.d^{-1}] (RMS, painel central) e a temperatura [$^{\circ}\text{C}$] (painel inferior) nos transectos T4, T5 e T6 em 50 e 100 metros de profundidade.....	72
Figura 31 – Painel superior: variância da velocidade vertical [$10^3 \text{ m}^2.\text{d}^{-2}$] no transecto T4 e painel inferior: a) série temporal de velocidade vertical [m.d^{-1}] e de temperatura [$^{\circ}\text{C}$] para a simulação de alta resolução no local de maior variância indicado no painel superior [Px: 77,42 km].....	73
Figura 32 – Similar a Figura 31, mas para a simulação de 6km e no local de maior variância indicado no painel superior [Px: 0 km].....	74
Figura 33 – Painel superior: variância da velocidade vertical [$10^3 \text{ m}^2.\text{d}^{-2}$] no transecto T5 e painel inferior: a) série temporal de velocidade vertical [m.d^{-1}] e de temperatura [$^{\circ}\text{C}$] para a simulação de alta resolução no local de maior variância indicado no painel superior [Px: 45,57 km].....	75
Figura 34 – Similar a Figura 33, mas para a simulação de 6km e no local de maior variância indicado no painel superior [Px: 37,29 km].....	76
Figura 35 – Painel superior: variância da velocidade vertical [$10^3 \text{ m}^2.\text{d}^{-2}$] no transecto T6 e painel inferior: a) série temporal de velocidade vertical [m.d^{-1}] e de temperatura [$^{\circ}\text{C}$] para a simulação de 2km no local de maior variância indicado no painel superior [Px: 30,36 km].....	77
Figura 36 – Similar a Figura 35, mas para a simulação de baixa resolução e no local de maior variância indicado no painel superior [Px: 26,03 km].....	78
Figura 37 – Mapas de velocidade vertical [m.d^{-1}] em 100 metros de profundidade: média anual representativa dos três anos de simulação (2002 a 2004) para as simulações de 6km (painel superior) e de 2km (painel inferior).....	80

Figura 38 – Sequência de médias diárias de temperatura superficial [$^{\circ}\text{C}$], número de Rossby, velocidade transversal às isobatas [m.s^{-1}] e velocidade através da quebra da plataforma nos transectos T4, T5 e T6 para os dias 01/01 a 06/01/2002 da simulação de alta resolução.....	93
Figura 39 – Mapas superficiais de densidade ($\sigma\text{-}\theta$) [kg.m^{-3}] (painel superior) e diagrama tempo-profundidade de densidade para a simulação de alta resolução no local de maior variância indicado nas Figuras 32 (Transecto T5) e Figura 34 (Transecto T6).....	95
Figura 40 – Energia cinética turbulenta [$\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$] estimada a partir de anomalias de velocidade geostrófica superficial derivadas de observações de altimetria distribuídas pela agência AVISO ⁺ (primeira linha) e para resultados das simulações do modelo ROMS: 6km (segunda linha) e 2km (terceira linha).....	96

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Localização dos transectos virtuais no subdomínio de análises.	33
Tabela 2 –	Indicadores estatísticos obtidos no Diagrama de Taylor (Figura 7).....	40
Tabela 3 –	Indicadores estatísticos da velocidade ao longo da plataforma (v_{as}) [m.s ⁻¹] do transecto T1.....	45
Tabela 4 –	Similar para Tabela 3, mas para o transecto T2.....	46
Tabela 5 –	Similar para Tabela 3, mas para o transecto T3.....	48
Tabela 6 –	Indicadores estatísticos do transporte de volume [Sv; 1 Sv = 10 ⁶ m ³ .s ⁻¹] da Corrente do Brasil e da Corrente de Contorno Intermediária em T1, T2 e T3.....	50
Tabela 7 –	Transporte de volume [Sv] e velocidade máxima da Corrente do Brasil e da Corrente de Contorno Intermediária estimados a partir de observações na região do subdomínio de análises A...	51
Tabela 8 –	Indicadores estatísticos do transporte total de volume [Sv; 1 Sv = 10 ⁶ m ³ .s ⁻¹] através dos transectos T4, T5 e T6 fixados no subdomínio A.....	66

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACAS	Água Central do Atlântico Sul
AGRIF	<i>Adaptive Grid Refinement in Fortran</i>
AIA	Água Intermediária Antártica
APAN	Água Profunda do Atlântico Norte
AT	Água Tropical
AVISO ⁺	<i>Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data</i>
CB	Corrente do Brasil
CCI	Corrente de Contorno Intermediária
CCOP	Corrente de Contorno Oeste Profunda
CNES	<i>Centre National d'Etudes Spaciales</i>
COADS	<i>Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set</i>
DUACS	<i>Data Unification and Altimeter Combination System</i>
EBUS	<i>Eastern Boundary Upwelling System</i>
ECT	Energia Cinética Turbulenta
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IRD	<i>Institut de Recherche pour le D'veloppement</i>
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NGDC	<i>National Geophysical Data Center</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
RMS	<i>Root mean square</i>
ROMS	<i>Regional Ocean Modelling System</i>
SODA	<i>Simple Ocean Data Assimilation</i>
SSALTO	<i>Segment Sol multimissions d'ALTimétrie, d'Orbitographie et de localisation précise</i>

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	17
1	OBJETIVOS	26
1.1	Geral	26
1.2	Específicos	26
2	MATERIAL E MÉTODOS	27
2.1	Modelo Numérico e Configuração das Simulações.....	27
2.2	Análises	29
2.2.1	<u>Avaliação das Simulações do Modelo</u>	30
2.3.2	<u>Trocas entre Plataforma Continental e Oceano Aberto</u>	31
3	RESULTADOS E DISCUSSÃO	37
3.1	Validação do Modelo	37
3.1.1	<u>Temperatura</u>	37
3.1.2	<u>Velocidade de Correntes</u>	43
3.2	Trocas entre Plataforma Continental e Oceano Aberto	52
3.2.1	<u>Importância dos Processos de Submesoescala</u>	67
	CONSIDERAÇÕES FINAIS	81
	REFERÊNCIAS	84
	APÊNDICE A - Trocas Plataforma-Oceano Aberto - Médias Diárias e Densidade nos Transectos T5 e T6	93
	APÊNDICE B - Energia Cinética Turbulenta - Validação do Modelo	96

INTRODUÇÃO

Trocas entre Plataforma Continental e Oceano Aberto

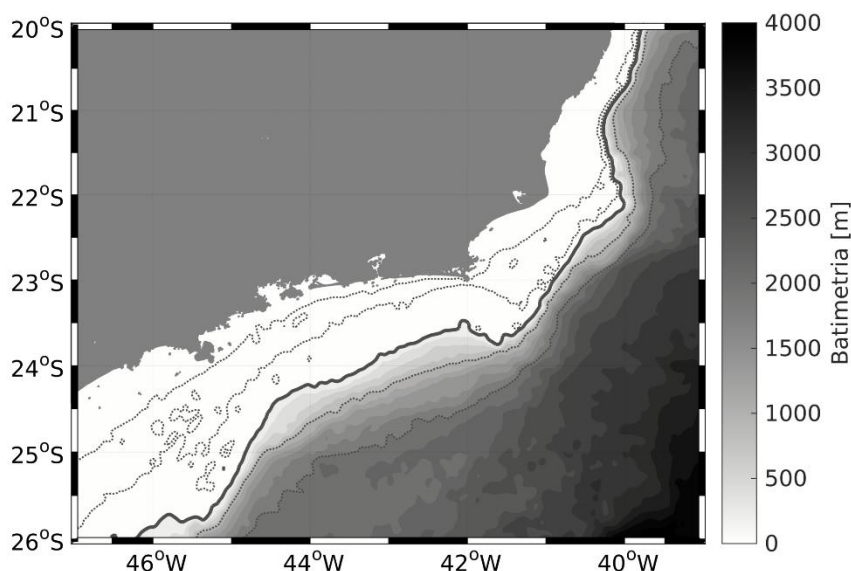
As trocas de águas através da quebra da plataforma continental tem um papel importante na distribuição de nutrientes, biota e materiais entre a região costeira e o oceano aberto. O entendimento desse fluxo de águas é fundamental para determinação também de fluxos globais de constituintes (e.g. nitrato, carbono, etc.) e a resposta destes à mudança climática e às atividades humanas (Huthnance, 1995). A variabilidade do transporte de nutrientes e de organismos da região costeira para o oceano profundo oligotrófico é particularmente importante para o compreensão da dinâmica desses ecossistemas (Combes et al., 2013) e, por isso, tem sido o foco de estudos recentes em diversas regiões (e.g. Akpinar et al., 2018; Goszczko, Ingvaldsen e Onarheim, 2018; He et al., 2018; Thyng & Hetland, 2018).

No entanto, existe uma dificuldade em se determinar e estimar essas trocas, em geral, porque estas são limitadas por fluxos intensos, geostróficos, que são restritos a seguir as isóbatas na borda da plataforma continental (Teorema Taylor-Proudman). Sendo assim, as trocas entre o oceano profundo e a plataforma continental ocorrem somente quando e onde a dinâmica ageostrófica passa a ser importante (Allen e Durrieu de Madron, 2009). O transporte de Ekman e as instabilidades de correntes de contorno como vórtices e meandros de mesoescala, que por sua vez, impulsionam o surgimento de filamentos de submesoescala são alguns dos processos físicos que podem potencializar estas trocas (Peliz et al., 2004; Lévy et al., 2012a,b; Combes et al., 2013; Mahadevan, 2016).

Diversos autores destacam que vórtices e meandros de mesoescala e filamentos de submesoescala são particularmente importantes para trocas entre a plataforma continental e o oceano aberto (Marchesiello, McWilliams e Shchepetkin, 2003; Capet et al., 2008; Rossi et al., 2013; Bettencourt et al., 2017; Archer et al., 2017), principalmente, em locais de ressurgência costeira, pois a interação desses processos físicos com a região costeira favorece o transporte de águas ricas em nutrientes para o oceano profundo adjacente promovendo um aumento da produtividade primária em regiões consideradas oligotróficas (Péliz et. al., 2004; Combes et al., 2013, Rubio et al., 2018) ocorrendo em alguns locais a supressão de nutrientes próximo a região costeira (Gruber et al., 2011).

Os meandros e vórtices de mesoescala são geralmente observados na região da Corrente do Brasil, especialmente, entre 20°S e 28°S (Silveira, 2007). O fluxo para o sul da Corrente do Brasil na borda da plataforma é marcado por instabilidades relacionadas à mudança de orientação da linha de costa e quebra da plataforma (Campos, Gonçalves e Ikeda, 1995) (Figura 1). Variações da topografia induzem o meandramento da Corrente do Brasil, que geram instabilidades como os vórtices ciclônicos formados na região. O cisalhamento vertical da Corrente do Brasil é outro fator na formação de instabilidades de mesoescala em torno de Cabo Frio (RJ, 23°S) quando ocorre uma mudança abrupta da orientação da linha de costa.

Figura 1 - O domínio de estudo na margem continental sudeste brasileira (20°S – 26°S e 47°W – 39°W): mapa de batimetria.

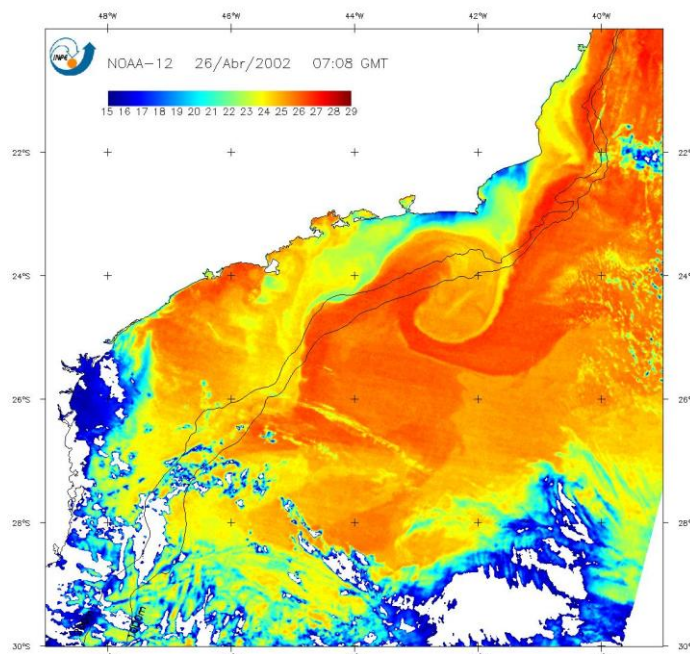


Nota: Seguindo Mahiques et al., (2010), o limite da plataforma continental é representado pela isóbata de 200 m (linha contínua destacada em cinza) e para referência também foram plotadas as linhas pontilhadas em cinza que representam as isóbatas de 50, 100, 1000 e 2000 m, respectivamente.

Fonte: A autora, 2019.

Os meandros e vórtices gerados favorecem uma comunicação efetiva entre a plataforma continental e oceano aberto na região, visivelmente, em imagens de sensoriamento remoto (Figura 2), pois são advectados para a região *offshore* se separando do fluxo médio ou reabsorvidos pela corrente (Silveira et al., 2000; Rocha et al., 2014) interagindo com as águas da plataforma. Na Figura 2 (veja também o Apêndice A, Figura 38) são observados também filamentos de submesoescala associados a borda dos vórtices da Corrente do Brasil.

Figura 2 - Temperatura da superfície do mar [°C] obtida pelo sensor NOAA-12 em dia 26/04/2002. Note a interação de um vórtice ciclônico da Corrente Brasil com as águas frias da região de ressurgência costeira entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio (RJ, 22°S – 23°S) e um filamento de submesoescala associado a borda deste vórtice.



Fonte: Imagem cedida pelo Dr. J. A. Lorenzzetti do INPE/DSR.

Os processos de submesoescala surgem quando vórtices advectam gradientes de densidade formando frentes o que impulsiona a geração de fluxos ageostróficos com velocidades verticais robustas, que propiciam o fluxo vertical de massa, influenciam na flutuabilidade e na distribuição de traçadores no oceano superior (Mahadevan, 2006; Lapeyre e Klein, 2006; Calil et al., 2008; Guidi et al., 2012). Brink (2016) sugere que velocidades verticais acopladas às trocas através da plataforma podem fornecer nutrientes e estágios de vida planctônicos para os ecossistemas do oceano aberto.

Circulação de Mesoescala e de Submesoescala

Os movimentos de mesoescala originados pelas instabilidades de fluxos de larga escala são caracterizados por escalas espaciais da ordem de dezenas a centenas de quilômetros e escalas temporais de dezenas a centenas de dias. Tem como principais forçantes ventos, conservação de vorticidade potencial e a interação entre correntes.

Como mencionado na seção anterior, processos de mesoescala são cruciais para a geração de processos de submesoescala, principalmente, por meio dos vórtices de mesoescala que advectam horizontalmente gradientes de densidade favorecendo a formação de frentes oceânicas. O mecanismo de geração dos processos de submesoescala através de processos de mesoescala foi descrito no trabalho de Thomas, Tandon e Mahadevan (2008): quando a frente de um fluxo médio desenvolve instabilidades (meandros/vórtices), a interação não linear do cisalhamento lateral de velocidade e do gradiente de flutuabilidade (em balanço do vento térmico) localmente intensifica o gradiente de flutuabilidade através da frente. Isto aproxima e inclina as isopícnais gerando regiões estreitas nas quais o cisalhamento lateral e a vorticidade relativa se tornam muito grandes assim como o número de Rossby e número de Richardson se tornam de $O(1)$. Neste locais, os autores reportam também que, a taxa de deformação lateral¹ é igualmente forte e um fluxo ageostrófico intenso origina uma circulação convectiva associada a velocidades verticais robustas. O cenário descrito na revisão mencionada é comum na margem continental brasileira do subdomínio de análises (20°S – 26°S, 47°W – 39°W) devido ao desenvolvimento frequente de instabilidades do fluxo médio da Corrente do Brasil.

Área de Estudo

Geomorfologia da Plataforma

O domínio de estudo compreende a região oceânica da margem continental sudeste brasileira entre 20°S e 26°S e 47°W e 39°W (Figura 1). Na região, que ocupa mais de 100 mil quilômetros quadrados, estão inseridas duas das principais bacias sedimentares de exploração de petróleo no Brasil (Bacias de Campos e de Santos) que são bordejadas pelos estados do Rio de Janeiro e São Paulo. No entanto, para investigar trocas plataforma-oceano aberto, o foco será dado a região de influência do sistema de ressurgência de Cabo de São Tomé (RJ, 22°S) e Cabo Frio (RJ, 23°S). Nesta região, a plataforma continental e o talude continental tem uma largura média

¹ A taxa de deformação lateral é descrita pela equação: $S \equiv \left[(u_x - v_y)^2 + (u_y + v_x)^2 \right]^{1/2}$, onde u e v são as componentes do vetor velocidade nas direções x e y . Os subscritos indicam que u e v são derivadas parciais, respectivamente, na direção x e y .

de 100 km e 40 km, respectivamente (Vianna et al. 1998). O talude tem uma topografia de fundo com declividade suave com as isóbatas geralmente seguindo a orientação da linha de costa e a quebra da plataforma é definida pela isóbata de 200 metros (Mahiques et al., 2010). Nas seções seguintes serão abordados os efeitos da mudança abrupta da orientação da linha de costa de norte-sul para leste-oeste (Figura 1) sobre a circulação oceânica na região de estudo.

Circulação Oceânica e Massas de Água

A circulação oceânica na margem continental brasileira é dominada por duas correntes de contorno oeste que fluem ao longo da plataforma continental: a Corrente Norte do Brasil e a Corrente do Brasil. Estas são originadas quando a Corrente Sul Equatorial, que flui no Oceano Atlântico Sul em direção ao oeste, bifurca na margem continental em cerca de 10°S (Stramma, Fischer e Reppin, 1995; Silveira et al., 2004, Soutelino et al., 2011, Soutelino, Gangpahdhyay e Silveira, 2013). Os dois ramos originados passam então a fluir em direções opostas no contorno oeste: a Corrente Norte do Brasil flui em direção ao equador e a Corrente do Brasil em direção ao pólo sul. O fluxo da Corrente do Brasil na margem oeste fecha a circulação dirigida pelo vento do giro subtropical do Atlântico Sul que flui na margem oeste até atingir a região de confluência com a Corrente das Malvinas entre as latitudes de 36°S e 38°S (Peterson e Stramma, 1991).

O fluxo da Corrente do Brasil na margem oeste (20°S – 26°S) é parte de um sistema de correntes de contorno que ocupam cerca de três quilômetros de coluna de água transportando diferentes massas de águas (Silveira, 2007). O sistema é composto pela Corrente do Brasil, Corrente de Contorno Intermediária e Corrente de Contorno Oeste Profunda. Nos primeiros quatrocentos metros de profundidade, a Corrente do Brasil transporta Água Tropical (AT) nas camadas mais superficiais e Água Central do Atlântico Sul (ACAS) nas camadas da picnoclina (Campos, Gonçalves e Ikeda, 1995; Silveira et al., 2000). Em níveis intermediários, abaixo da Corrente do Brasil, o fluxo da Corrente de Contorno Intermediária entre quinhentos e mil quinhentos de profundidade para nordeste transporta principalmente Água Intermediária Antártica (AIA) (Böebel et al., 1999; Stramma e England, 1999). Os movimentos na camada profunda são atribuídos a Corrente de Contorno Oeste

Profunda que flui entre mil e quinhentos e três mil metros transportando Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) em direção ao sul.

Os valores de velocidade e de transporte de volume para o sistema Corrente do Brasil (Corrente do Brasil - Corrente de Contorno Intermediária) na região de estudo foram estimados em sua maioria por método dinâmico com diferentes níveis de velocidade de não movimento. Em geral, com base em estimativas a partir de observações mais recentes, as velocidades variam entre $-0,17$ e $-0,80 \text{ m.s}^{-1}$ e transporte de volume entre $-2,30$ e $-7,02 \text{ Sv}$ ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) para a Corrente do Brasil e, para a Corrente de Contorno Intermediária, as velocidades variam de $0,09$ e $0,30 \text{ m.s}^{-1}$ e transporte de volume entre $2,96$ e $3,60 \text{ Sv}$ (Tabela 7) (Silveira, 2007; Biló et al., 2014; Rocha et al., 2014; Schmid e Majunder, 2018).

Ressurgência

A ressurgência é um dos processos físicos que contribuem para as trocas entre plataforma continental e oceano aberto (Huthnance, 1995). O fenômeno é estabelecido quando os ventos predominantes sopram paralelos à linha de costa dirigem um fluxo na camada superficial da coluna d'água em direção ao oceano aberto devido ao efeito da rotação da Terra (Ekman, 1905). Para conservação do volume ocorre a advecção vertical de águas frias de subsuperfície para a camada superficial na região costeira. Os fatores que influenciam a intensidade do fenômeno da ressurgência são intrínsecos (p. ex., a variação do próprio campo de ventos) e/ou devido as características físicas e hidrodinâmicas locais (p. ex, topografia e circulação oceânica).

O fenômeno da ressurgência dirigida pelo vento ocorre com maior intensidade nas margens oeste dos continentes associadas aos sistemas de correntes de contorno leste (EBUS – *Eastern Boundary Upwelling System*). Os quatro maiores sistemas EBUS são: Peru-Chile e Califórnia no Oceano Pacífico e Canárias e Benguela no Oceano Atlântico. Estes sistemas mostram alta produtividade biológica devido aos ventos alísios que sopram paralelos a costa durante todo o ano (Albert et al., 2010). O surgimento de águas de subsuperfície na camada superficial oceânica tem impactos biológicos e econômicos importantes nas regiões de ressurgência.

Águas ricas em nutrientes limitantes a produção primária, quando transportadas para a camada eufótica desempenham um papel central no controle da produção primária (Lévy et al., 2012a). Embora representem cerca de 1% das áreas oceânicas, os locais de ressurgência contribuem com mais de 20% da produção pesqueira mundial, o que corresponde a um volume de cem vezes maior que a média global anual (Coelho-Souza et al., 2012; Carvalho-Batista et al., 2019). O ecossistema marinho do Peru-Chile é o principal produtor mundial de biomassa de peixes exploráveis, em geral, mais de 20 vezes a tonelagem de desembarques pesqueiros produzidos por outros ecossistemas regionais ao redor do mundo (Bakun e Weeks, 2008). Por isso, os locais de ressurgência costeira são considerados os mais produtivos dos oceanos.

Os sistemas de ressurgência nas margens leste são transitórios e menos expressivos em termos de quantidade de nutrientes em comparação aos sistemas das margens oeste dos continentes, mas podem contribuir sazonalmente para os estoques pesqueiros mundiais (p. ex., o sistema de Somália no Oceano Índico) (Mann e Lazier, 2013). Na margem continental brasileira, o fenômeno de ressurgência ocorre em diversos locais entre 20°S e 32°S (Vitória, São Tomé, Cabo Frio, São Sebastião, Santa Catarina, Santa Marta e Rio Grande do Sul), mas com maior intensidade ao longo da região costeira de Cabo Frio (RJ, 23°S – 42°W). Nesta região, a produção pesqueira de Sardinha (*Sardinella brasiliensis*) é predominante, principalmente, na área de proteção marinha de Arraial do Cabo (RJ, 23°S) (Coelho-Souza et al., 2012).

A ressurgência causada pelo vento é comumente aceita como o mecanismo dominante de enriquecimento de nutrientes em muitas regiões costeiras globalmente. Na costa brasileira, por exemplo, ventos de leste-nordeste predominantes durante o verão favorecem o afloramento de águas frias relacionadas a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) na região costeira, enquanto no inverno ventos de sul-sudeste característicos da passagem de frentes frias atmosféricas inibem o fenômeno (Satyamurty et al., 1998; Wainer e Taschetto, 2006). No entanto, estudos mais recentes indicam que outros mecanismos podem impulsionar na região para a advecção vertical de águas frias e o suprimento de nutrientes de subsuperfície no oceano superior (Matsuura, 1996).

O bombeamento de Ekman originado por variações horizontais da tensão de cisalhamento do vento causam divergência ou convergência na superfície oceânica.

No Hemisfério Sul, valores negativos (positivos) de rotacional da tensão de cisalhamento do vento geram divergência (convergência) resultando em sucção (bombeamento) de Ekman que, em consequência, causam os movimentos verticais para cima (baixo) (Pickett e Paduan, 2003; Castelão e Barth, 2006; Castelão, 2012). Castelão e Barth (2006) estimaram que, comparado ao transporte de Ekman, o rotacional da tensão de cisalhamento do vento é o maior contribuinte para o afloramento de águas frias na camada superficial entre Ilha de São Sebastião (SP; $\sim 24^{\circ}\text{S}$) e Vitória (ES; $\sim 20^{\circ}\text{S}$).

As irregularidades da topografia, como o estreitamento da plataforma entre Cabo de São Tomé (RJ, 22°S) e Cabo Frio (RJ, 23°S) e as mudanças na orientação da linha de costa, influenciam a dinâmica da Corrente do Brasil (p. ex. intensidade, trajetória e desenvolvimento de instabilidades), o que induz a uma ascensão de águas em direção a costa (Rodrigues e Lorenzzetti, 2001; Aguiar et al. 2014). Palma e Matano (2009) atribuem que a ressurgência da quebra da plataforma ao largo de Cabo Frio é impulsionada por geostrofia devido as alterações do gradiente de pressão relacionadas as variações da topografia de fundo ao longo da costa.

As instabilidades do fluxo médio da Corrente do Brasil também influenciam o sistema de ressurgência na margem continental brasileira. Em seu caminho em direção ao sul entre Banco Royal Charlotte (16°S) e Cabo Frio (23°S), a Corrente do Brasil desenvolve meandros que alteram as propriedades hidrográficas costeiras (p. ex. temperatura, salinidade) a medida que se aproximam da costa. Os meandros desenvolvidos frequentemente culminam em vórtices ciclônicos que interagem com ressurgência costeira e promovem a ressurgência da quebra da plataforma.

De acordo com Roughan e Middleton (2002), vórtices ciclônicos emitidos por correntes de contorno oeste tendem a elevar a termoclina e, por sucção de Ekman devido a divergência em superfície, ocorre a ressurgência de águas. Campos, Velhote e Silveira (2000), Castelão, Campos e Miller (2004) e Calado et al. (2010) são alguns dos trabalhos que demonstraram a importância dos meandros e vórtices ciclônicos da Corrente do Brasil para a ressurgência ao longo da quebra da plataforma da região. Os locais de desenvolvimento recorrente de meandros e de vórtices são Banco Royal Charlotte (16°S), Banco de Abrolhos (18°S), Vitória (20°S), Cabo de São Tomé (22°S) e Cabo Frio (23°S) (Campos, Gonçalves e Ikeda, 1995; Schmid et al., 1995; Soutelino et al., 2011).

Motivação e Hipótese

Em diversos locais as trocas de águas tem sido amplamente investigadas, principalmente, para se compreender quais os impactos biológicos do transporte de águas mais ricas em nutrientes da região costeira para as regiões do oceano aberto consideradas oligotróficas. Os estudos mais recentes sobre o tema destacam que instabilidades de correntes de contorno e que vórtices de mesoescala são de fato agentes importantes para as trocas de águas plataforma-oceano aberto (Peliz et al., 2004, Gruber et al., 2011, Combes et al., 2013; Rubio et al., 2018). No entanto, vórtices e filamentos de submesoescala também estão associados a essas instabilidades. De fato, as imagens de satélite (Figura 2) sugerem uma estreita associação entre a exportação de águas da região de ressurgência costeira de Cabo Frio ao longo das bordas de um vórtice ciclônico que é formado na região, conhecido como o vórtice de Cabo Frio.

Neste estudo, utilizamos um modelo regional da região em duas resoluções diferentes, a saber, 6 km e 2 km, a fim de estimar a importância de resolver os processos de submesoescala e seu impacto nas trocas de águas nesta importante região do Oceano Atlântico Sudeste. Em particular, os potenciais impactos biológicos do transporte de águas costeiras ricas em nutrientes da região de ressurgência entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio (RJ, 22°S – 23°S) para o oceano oligotrófico adjacente.

Sendo assim, com base na simulação de alta resolução, este trabalho visa testar a hipótese de que os filamentos de submesoescala são mais importantes em termos quantitativos para o transporte de águas entre a plataforma continental e o oceano aberto mesmo em regiões em que a dinâmica oceânica é altamente influenciada por instabilidades de corrente de contorno e vórtices de mesoescala como na região oceânica da margem sudeste brasileira.

1 OBJETIVOS

1.1 Geral

O objetivo geral deste estudo consiste em investigar o impacto de processos de meso- e submesoescala nas trocas de águas entre a plataforma continental e oceano aberto na região de influência do sistema de ressurgência de Cabo de São Tomé e Cabo Frio (RJ, 22°S – 23°S).

1.2 Específicos

- a) Validar o modelo regional utilizado nas duas resoluções horizontais;
- b) Identificar como estes processos físicos contribuem para as trocas entre a plataforma continental e região offshore;
- c) Identificar os locais preferenciais de trocas e estimar o transporte de volume que atravessa a quebra da plataforma.

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Modelo Numérico e Configuração das Simulações

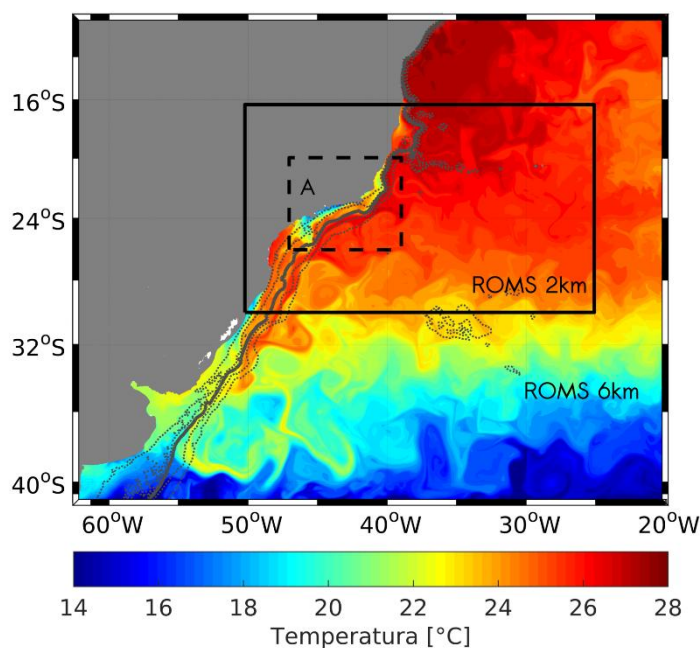
O modelo numérico *Regional Ocean Modeling System* (ROMS) versão do IRD (*Institut de Recherche pour le Développement*) foi utilizado para simulação de processos oceânicos na borda oeste do Oceano Atlântico Sul (10°S – 41°S) em diferentes resoluções espaciais. ROMS é um modelo hidrodinâmico tridimensional, de superfície livre, que resolve as equações governantes do movimento considerando um ambiente em rotação e as aproximações de Boussinesq e do balanço hidrostático. Essas equações são discretizadas na horizontal em coordenadas curvilíneas em uma grade tipo Arakawa-C e na vertical são discretizadas sobre a topografia em coordenadas do tipo sigma que seguem as variações topográficas (Shchepetkin e McWilliams, 2005, 2009).

As simulações foram configuradas em dois domínios com diferentes resoluções espaciais: um domínio de baixa resolução de 1/18° ($\Delta_x \sim 6$ km) e um domínio de alta resolução de 1/48° ($\Delta_x \sim 2$ km). O domínio de baixa resolução abrange a região entre 10°S e 41°S em latitude e 62°W e 19°W em longitude (Figura 3). Esta configuração tem resolução espacial suficiente para resolver a dinâmica oceânica de larga e mesoescala com a representação das principais feições oceânicas na região, como a Corrente do Brasil, com seus meandros e vórtices, e a ressurgência costeira entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio (RJ; 22°S – 23°S), ambos processos de interesse deste estudo.

Para comparar os impactos do aumento da resolução espacial na dinâmica oceânica local uma grade de alta resolução foi incorporada à grade de baixa resolução. Nesta configuração de grade, a resolução horizontal de ~ 2 km permite processos de submesoescala. O domínio desta simulação, destacado na Figura 3, abrange a região entre 16°S e 30°S em latitude e 50°W e 25°W em longitude. A incorporação da grade de alta resolução foi realizada de forma unidirecional (*one-way nesting*) através do procedimento de refinamento de grade *Adaptive Grid Refinement in Fortran* (AGRIF) (Debreu, Vouland e Blayo, 2008). Neste tipo de incorporação a grade de baixa resolução fornece as condições de contorno para a grade incorporada,

sem comunicação reversa, isto é, não há transferência de informação (atualização) da grade de alta resolução para a grade de baixa resolução (Debreu et al., 2012).

Figura 3 - Temperatura na superfície do mar [°C] no dia 06/01/2002 para a simulação de baixa resolução ($\Delta x \sim 6\text{km}$) do modelo ROMS. Na imagem estão destacados os subdomínios da simulação de alta resolução ($\Delta x \sim 2\text{km}$, retângulo de linha preta contínua entre os limites 16°S e 30°S e 50°W e 25°W). e da região de análises (A; delimitado pelo retângulo de linha preta tracejada entre 20°S e 26°S e 47°W e 39°W; Figura 1).



Fonte: A autora, 2019.

No modelo de baixa resolução as variáveis físicas foram forçadas nas bordas do domínio com médias mensais da climatologia de reanálise *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA) (Carton e Giese, 2008). Os ventos climatológicos médios mensais do QuickSCAT e os fluxos de calor e de sal mensais COADS (*Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set*) (da Silva, Young e Levitus, 1994a) foram utilizados como forçantes de superfície. A grade do modelo tem trinta níveis verticais do tipo sigma, sendo aplicada uma maior resolução na camada superficial, e topografia obtida do banco de dados global ETOPO2 com resolução espacial de 2-minutos de latitude e de longitude (NOAA-NGDC, 2006).

Para a grade de alta resolução, as condições de contorno das variáveis físicas foram fornecidas pela grade de baixa resolução. Os forçantes de superfície e a configuração vertical de níveis permaneceram as mesmas da grade de baixa resolução, com variáveis sendo interpoladas na grade de alta resolução.

Os produtos de topografia foram interpolados para ambas as grades de acordo com resolução espacial imposta a cada simulação. Desta forma, a dinâmica oceânica nas duas simulações é resultado também do aumento da resolução espacial sobre a topografia. Como será visto, esta configuração será particularmente importante para as estimativas da velocidade transversal à quebra da plataforma continental (U_{ci}) que consideram os gradientes batimétricos na região da quebra de plataforma (veja Subseção 2.2.2 e Figura 6).

As simulações em ambas grades foram iniciadas a partir do repouso com as condições iniciais do SODA de 01/01/2000 por 5 anos com um ciclo repetitivo de condições de contorno para o mesmo ano. Os resultados das simulações das variáveis físicas foram salvos na forma de médias diárias e o período utilizado para as análises foram os três últimos anos das simulações em ambas resoluções representando o período entre janeiro de 2002 e dezembro de 2004. O período escolhido representa um tempo suficiente para investigação de longo termo das trocas entre a plataforma continental e oceano aberto.

2.2 Análises

O desenvolvimento das análises foi centrado no subdomínio A (Figura 1 e Figura 3, limite destacado pela linha tracejada), região de circulação da Corrente do Brasil e da ressurgência costeira entre Cabo de São Tomé (RJ, 22°S) e Cabo Frio (RJ, 23°S). O domínio tem como limites as latitudes de 20°S e de 26°S e as longitudes de 47°W e de 39°W. Foi estabelecido esta região devido a recorrente formação de meandros e vórtices da Corrente do Brasil (Silveira et al., 2008) e isto nos permite investigar os potenciais impactos de processos de submesoescala, associados a presença de feições de mesoescala, nas trocas entre plataforma continental e oceano aberto. Em especial, os potenciais impactos biológicos devido ao transporte de águas costeiras ricas em nutrientes da região de ressurgência para o oceano oligotrófico adjacente.

2.2.1 Avaliação das Simulações do Modelo

Observações provenientes das bases de dados MODIS/Aqua (NASA, 2014) e ARMOR3D (Guinehut et al., 2004, 2012; Mulet et al., 2012) foram utilizados, respectivamente, para validação da distribuição superficial e vertical de temperatura das simulações. Os dados de temperatura do sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) acoplado ao satélite Aqua são médias mensais de temperaturas com resolução horizontal de 9 km imageadas a noite durante o período de janeiro de 2003 a dezembro de 2004 e os dados do ARMOR3D são médias diárias de temperaturas com resolução horizontal de $1/4^\circ$ durante o período de janeiro de 2002 a dezembro de 2004. Para ambos conjuntos de dados foi construída uma média sazonal que representa a distribuição de temperatura nos períodos mencionados. Os dados MODIS são usados para validação da temperatura no domínio que abrange a região entre 16°S e 30°S em latitude e 50°W e 25°W e os dados ARMOR3D são usados para validação da temperatura na dinâmica da ressurgência costeira em Cabo Frio (RJ; 23°S).

O campo de energia cinética turbulenta das simulações também foi avaliado com base na energia cinética turbulenta derivada a partir de produtos de altimetria provenientes do centro SSALTO/DUACS (*Segment Sol multimissions d'ALTimétrie, d'Orbitographie et de localisation précise/Data Unification and Altimeter Combination System*) e distribuídos pela agência AVISO⁺ (*Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data*) com suporte do CNES (*Centre National d'Etudes Spaciales*) disponíveis em <https://www.aviso.altimetry.fr/>. Os produtos mencionados são as médias diárias de anomalias da elevação da superfície do mar com $1/4^\circ$ de resolução horizontal. Estas observações foram obtidas por uma multimissão de satélites (ERS-1,2, ENVISAT, Topex/Poseidon, Jason-1,2, GFO e GEOSAT) durante o período de janeiro de 1992 a dezembro de 2016 (SSALTO/DUACS, 2011). O campo de energia cinética turbulenta em $\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$ foi estimado conforme a Equação 1:

$$ECT = \frac{(u_g'^2 + v_g'^2)}{2}, \quad (1)$$

$$u'_g = \frac{g}{f} \frac{\Delta \eta'}{\Delta y}, v'_g = \frac{g}{f} \frac{\Delta \eta'}{\Delta x},$$

onde u'_g e v'_g são as anomalias de velocidades geostróficas em $[\text{cm.s}^{-1}]$, g é a aceleração da gravidade em $[\text{m.s}^{-2}]$, f é o parâmetro de Coriolis em $[\text{s}^{-1}]$ ($f = 2\Omega \sin \varphi$, sendo Ω a frequência angular da Terra girando em torno de seu eixo e φ é a latitude), η' é a anomalia da altura da superfície do mar em $[\text{cm}]$.

2.2.2 Trocas entre Plataforma Continental e Oceano Aberto

De acordo com Brink (2016), as estimativas de velocidades transversais a plataforma e, conseqüentemente, as trocas entre a plataforma e o oceano aberto são sensíveis ao sistema de coordenadas local. Isto implica que erros de apenas poucos graus na definição da correta direção ao longo da plataforma podem até mudar o sinal da componente de velocidade u . Desta forma, os resultados de velocidades rotacionadas devem ser avaliadas para verificar se fluxos tanto ao longo quanto transversais à plataforma continental são representados nas simulações.

Nesta análise, transectos virtuais (T1, T2 e T3) foram fixados perpendiculares à região costeira no subdomínio A (Figura 4) e o modelo foi avaliado primeiramente quanto a representação da estrutura vertical das correntes de contorno oeste que compõem o Sistema Corrente do Brasil (Corrente do Brasil – Corrente de Contorno Intermediário) nos transectos mencionados. Com o intuito de avaliar a variabilidade sazonal do sistema de correntes, os resultados de velocidade (u, v) foram agrupados por estações (verão: janeiro, fevereiro e março e assim por diante), em um ciclo sazonal médio representativo dos três anos de simulação (2002 a 2004). Os resultados de velocidades horizontais (u, v) do modelo no sistema de referência Cartesiano (x, y) foram rotacionadas no sentido horário em relação ao norte verdadeiro para um novo sistema de referência (x', y') representando direção normal e ao longo da plataforma continental, respectivamente. Seguindo Piola et al. (2008), com base na orientação média da linha de costa entre as latitudes 23°S e $25,8^\circ\text{S}$, o ângulo de 45° a partir do norte verdadeiro foi utilizado para a rotação das velocidades. Sendo assim, as

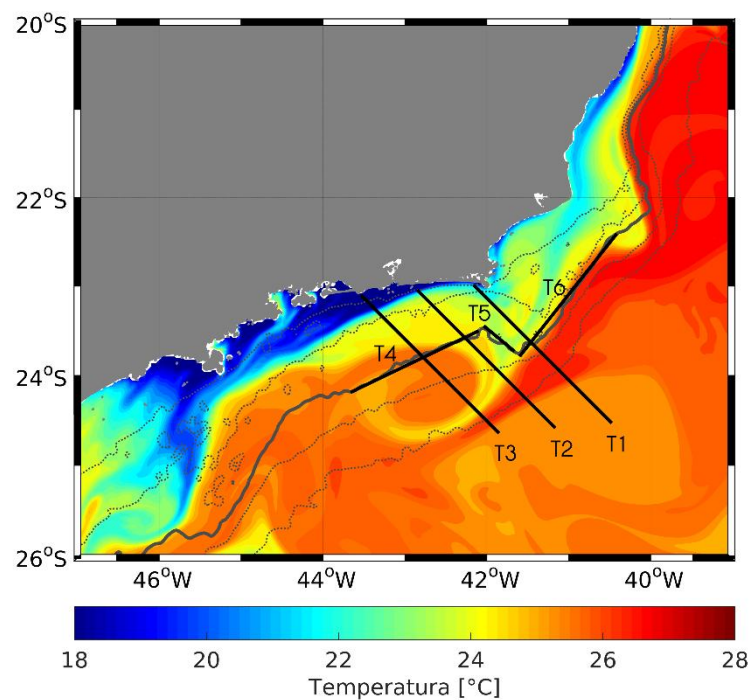
velocidades representadas nos transectos são as velocidades transversais à plataforma continental (u_{cs}) e as velocidades ao longo da plataforma continental (v_{as}). Estas novas componentes de velocidade foram estimadas com base nas equações:

$$u_{cs} = u \cos \theta + v \sin \theta, \quad (2)$$

$$v_{as} = -u \sin \theta + v \cos \theta, \quad (3)$$

onde (u, v) são as componentes de velocidade na direção (x, y) em m.s^{-1} e θ o ângulo de rotação.

Figura 4 - Temperatura da superfície do mar da simulação de alta resolução ($\Delta x \sim 2\text{km}$) no dia 06/01/2002 no subdomínio de análises A ($20^\circ\text{S} - 26^\circ\text{S}$ e $47^\circ\text{W} - 39^\circ\text{W}$) indicado pela linha tracejada na Figura 3.



Nota: No subdomínio foram fixados também os transectos virtuais para as análises de velocidades ao longo e através da quebra da plataforma continental (veja coordenadas geográficas dos transectos na Tabela 1).

Fonte: A autora, 2019.

Nos transectos T1, T2 e T3 a componente de velocidade v-rotacionada (v_{as}) representa um fluxo negativo (direção sudoeste) associado a Corrente do Brasil (CB)

nos primeiros 600 metros de profundidade e um fluxo positivo (direção nordeste) associado a Corrente de Contorno Intermediária (CCI) de 600 a 2000 metros de profundidade. Para a componente de velocidade u-rotacionada (u_{cs}), direção normal a plataforma, representa um fluxo positivo associado a águas que são levadas para fora da plataforma e um fluxo negativo associado a águas que são levadas para dentro da plataforma.

Tabela 1 - Localização dos transectos virtuais no subdomínio de análises.

Transecto	Latitude [S]	Longitude [W]
T1	[22°59'08" - 24°31'47"]	[42°09'45" - 40°28'30"]
T2	[23°02'35" - 24°35'11"]	[42°51'00" - 41°09'45"]
T3	[23°06'02" - 24°38'36"]	[43°32'15" - 41°51'00"]
T4	[24°11'17" - 23°30'08"]	[43°39'45" - 42°06'00"]
T5	[23°26'42" - 23°15'51"]	[42°02'15" - 41°39'45"]
T6	[23°47'17" - 22°24'33"]	[41°36'00" - 40°24'45"]

Nota: Orientação das imagens que serão mostradas no texto: os limites de latitude dos transectos são direcionados da costa para oceano aberto (T1, T2, T3 e T5) e de sul para o norte (T4 e T6).

Fonte: A autora, 2019.

Além disso, os transportes de volumes médios mensais da CB e da CCI foram estimados nos transectos para os três anos de simulação (2002 a 2004) pela integração das velocidades ao longo da plataforma (v_{as}) nas áreas bem definidas do núcleo dessas correntes como representado nas Figuras 11, 12 e 13 (veja exemplo acima para a CB na Figura 5). Os núcleos foram determinados a partir do isolamento da área sobre a quebra da plataforma com velocidades negativas a partir de -0.05 m.s^{-1} nos primeiros 600 metros de profundidade para a CB e da área sobre o talude continental entre 600 e 2000 metros de profundidade com velocidades positivas a partir de 0.05 m.s^{-1} para a CCI.

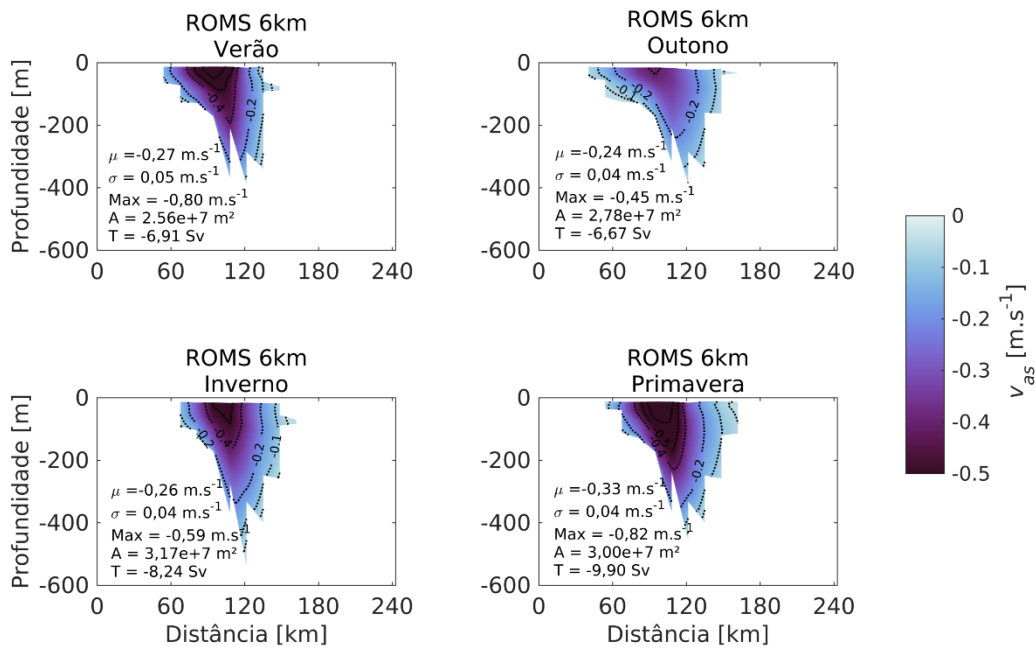
De modo a estimar as trocas efetivas entre plataforma continental e o oceano aberto foram fixados mais três transectos virtuais (T4, T5 e T6) ao longo da costa sobre a isóbata de 200 metros (definida como o limite da plataforma continental da região segundo Mahiques et al., 2010). Seguindo Dinniman, Klinck e Smith (2003), a velocidade transversal à quebra de plataforma em $[\text{m.s}^{-1}]$ (Figura 6) para cada ponto de grade ao longo da quebra da plataforma é calculada como:

$$U_{ci} = \vec{U} \left(\frac{\nabla H}{|\nabla H|} \right) \quad (4)$$

onde $\vec{U}$ é o vetor de velocidade horizontal (u, v) em m.s^{-1} , H é a batimetria em m e ∇H é o gradiente de batimetria nas direções zonal e meridional (x, y), respectivamente. Logo, a Equação 4 pode ser reescrita como:

$$U_{ci} = u \left(\frac{\nabla H}{|\nabla H|} \right) + v \left(\frac{\nabla H}{|\nabla H|} \right)$$

Figura 5 - Exemplo do isolamento da área do núcleo da Corrente do Brasil para a estimativa de transporte de volume [Sv] conforme detalhado na subseção 2.2.2.



Fonte: A autora, 2019.

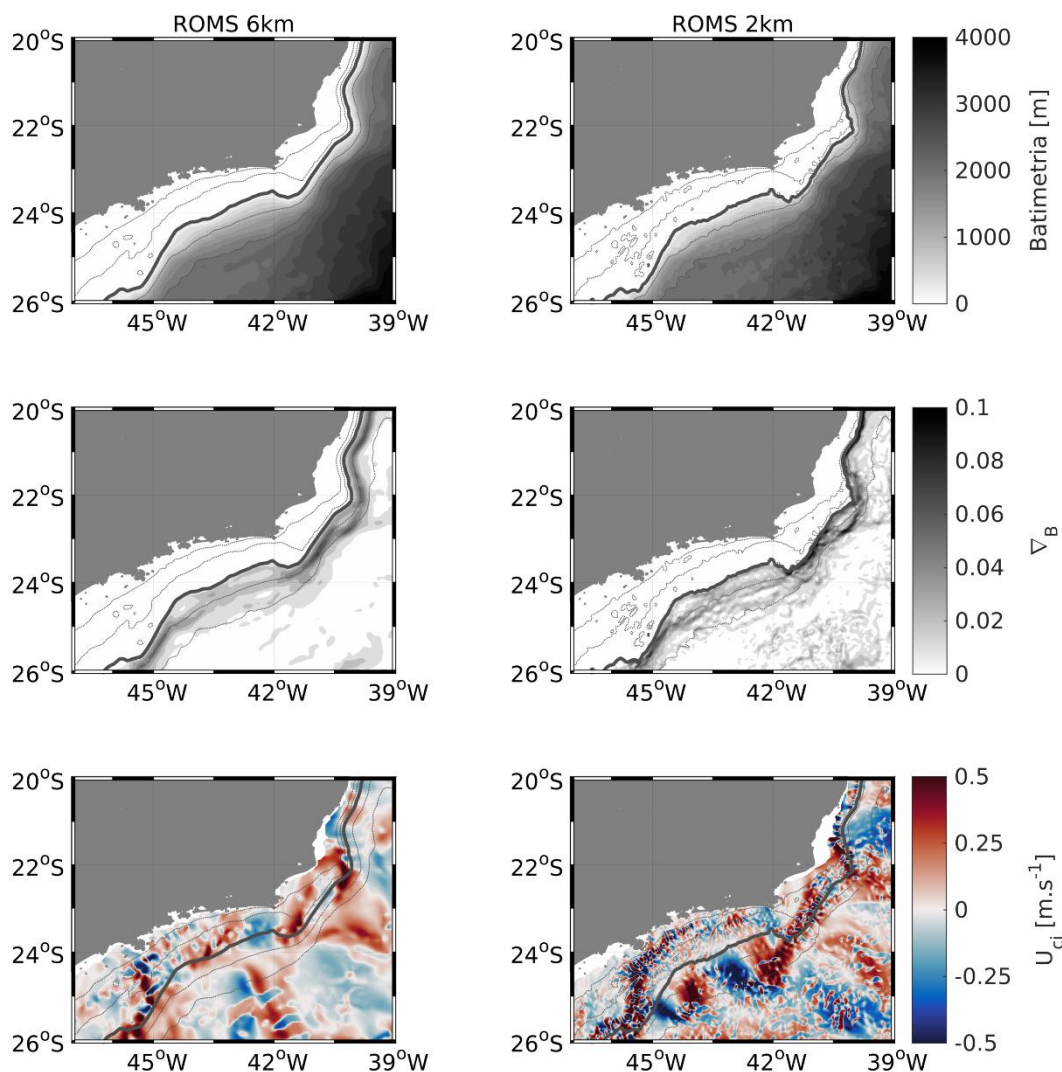
Nos transectos foram computados o transporte horizontal pela integração da velocidade transversal a um plano vertical formado pela quebra de plataforma e sua projeção na superfície (Jordi et al., 2006, 2008). O limite vertical do plano foi definido pela profundidade de 150 metros. O transporte de volume médio neste plano vertical formado em cada transecto para cada ponto de grade foi estimado conforme a Equação 5:

$$T_z = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N U_{ci} A_i, \quad (5)$$

onde U_{ci} é a velocidade em m.s^{-1} transversal ao longo da quebra de plataforma para cada passo de tempo i , delimitada pela isóbata de 200 m neste estudo, e A [m^2] é a área de cada ponto de grade.

Nesta estimativa do transporte de volume médio (T_z), primeiramente, as grades das simulações foram interpoladas para uma resolução horizontal e vertical comum as duas resoluções ($\Delta_x = 15$ km e $\Delta_z = 10$ m). Com esta interpolação, mesmo com a perda da resolução em ambas grades, é possível comparar o impacto do aumento da resolução espacial nas trocas de águas na quebra da plataforma continental. Os valores positivos de transporte indicam que as trocas de águas são no sentido do oceano aberto e os valores negativos indicam que as trocas de águas são do oceano aberto para a região costeira.

Figura 6 - Snapshot da velocidade transversal às isóbatas (terceira linha).



Nota: Colunas são respectivamente: ROMS 6km e ROMS 2km. Note que a velocidade é mais intensa na simulação de alta resolução devido aos gradientes batimétricos mais acentuados (segunda linha). Seguindo Mahiques et al., (2010), o limite da plataforma continental é representado pela isóbata de 200 m (linha contínua destacada em cinza) e para referência também foram plotadas as linhas pontilhadas em cinza que representam as isóbatas de 50, 100, 1000 e 2000 m, respectivamente.

Fonte: A autora, 2019.

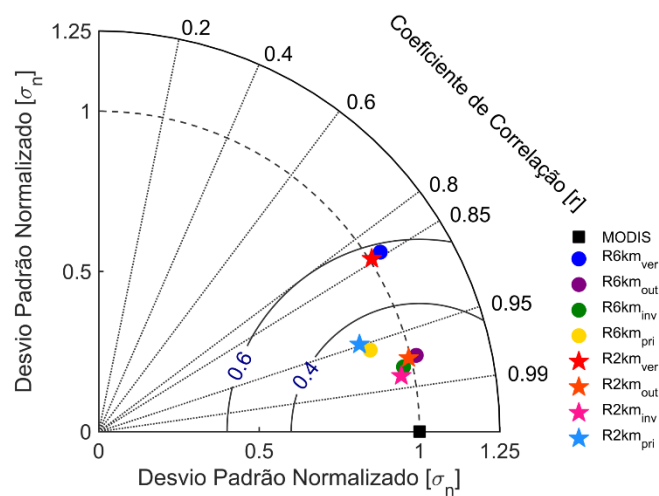
3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Validação do Modelo

3.1.1 Temperatura

O imageamento de temperatura da superfície oceânica obtido por sensoriamento remoto é uma importante ferramenta para avaliação de simulações numéricas no oceano superior. Desta forma, as observações de temperatura superficial do sensor MODIS/Aqua (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>) foram utilizadas para testar a performance do modelo quanto ao padrão de distribuição de temperatura da superfície do mar na margem oeste do Oceano Atlântico Sul (16°S-30°S e 50°W-25°W). Para esta avaliação foi utilizado um Diagrama de Taylor, o qual quantifica estatisticamente a similaridade entre simulações numéricas (campo de teste) e observações (campo de referência) quanto a distribuição de propriedades físicas (neste caso, temperatura) (Taylor, 2001).

Figura 7 - Diagrama de Taylor: comparação estatística entre ROMS ($\Delta_x \sim 6$ km e $\Delta_y \sim 2$ km) e MODIS/Aqua ($\Delta_x \sim 9$ km) para a distribuição de temperatura superficial na margem oeste do Oceano Atlântico Sul (16°S - 30°S e 50°W - 25°W).



Legenda: Os símbolos denotam os resultados obtidos para cada simulação. Círculos são usados para a simulação de baixa resolução horizontal nas cores: azul escuro (verão), violeta (outono), verde (inverno) e amarelo (primavera).

Para a simulação de alta resolução horizontal são usadas estrelas nas cores: vermelho (verão), laranja (outono), magenta (inverno) e azul claro (primavera).

Nota: O ciclo sazonal nesta avaliação representa uma média de dois anos (2003 e 2004). Quanto mais próximo da observação (quadrado preto), que é o campo de referência, maior a eficiência do modelo em representar o campo de temperatura superficial na região.

Fonte: A autora, 2019.

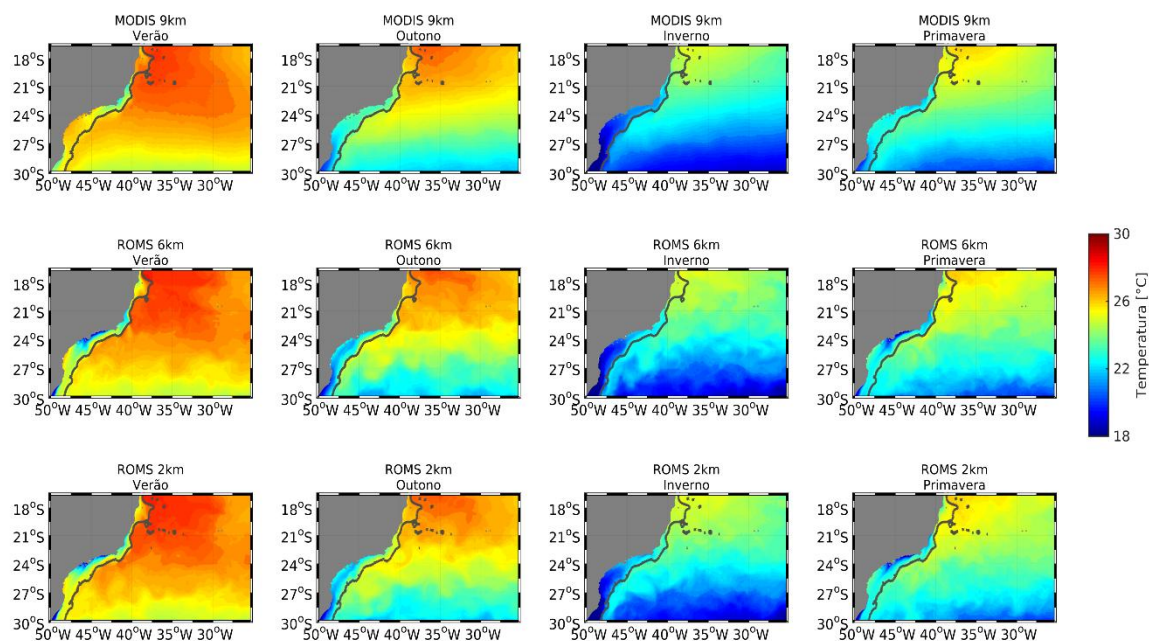
No Diagrama de Taylor são calculados três indicadores estatísticos para os campos de teste com relação ao campo de referência: o coeficiente de correlação (r), a diferença da raiz média quadrática (E) e o desvio padrão (σ_n) normalizado com o desvio padrão do campo de referência. O intuito nesta análise é mensurar quão próximo o campo de teste está do campo de referência. Logo, na análise da temperatura superficial, para considerar que as simulações do modelo são próximas das observações do sensor MODIS, os indicadores estatísticos não devem estar muito distantes de: $r = 1$, $E = 0$ °C e $\sigma_n = 1$. Para a análise, os resultados do modelo estão na mesma resolução horizontal das observações (i.e. $\Delta_x \sim 9$ km) e o período de avaliação foi comum aos três conjuntos de dados: um ciclo sazonal médio representativo dos anos de 2003 e de 2004. Na Figura 7 está o resultado dessa comparação.

Embora não seja uma comparação direta, porque a primeira camada do modelo corresponde a uma profundidade de cerca de 2 metros e o sensor captura a temperatura oceânica em uma camada superficial da ordem 20 micrômetros (NASA, 2014), o padrão de larga escala de distribuição de temperatura superficial das simulações tem alta correlação com as observações em todas as estações ($r > 0,80$). De fato, os mapas da Figura 8, indicam uma similaridade do padrão de distribuição de temperatura superficial entre simulações e observações.

O padrão geral de distribuição latitudinal da temperatura superficial e a posição das frentes térmicas superficiais da Corrente do Brasil e dos sistemas de ressurgência costeira nas proximidades de Cabo Frio (RJ, 23°S, 42°W) e do Cabo de Santa Marta (SC, 28°S, 48°W) são representados de acordo com as observações nas simulações das duas resoluções horizontais. No entanto, existem algumas exceções que estão relacionadas a magnitude das temperaturas simuladas. Por exemplo, os resultados de temperatura do modelo representam águas mais frias ao longo da costa (cerca de -3°C) em relação as observações durante o verão e a primavera e águas mais quentes são observadas ao longo da região entre 27°S e 30°S do que as capturadas pelo sensor. Por isso, nestas estações, as duas simulações apresentam maior desvio em

relação a diferença da média quadrática da observação (primavera: $E \sim 0,30$ °C; verão: $E \sim 0,60$ °C).

Figura 8 - Distribuição de temperatura oceânica superficial [°C] em um ciclo sazonal médio representativo dos anos de 2003 e 2004.



Nota: Primeira Linha: temperatura imageada a noite pelo sensor MODIS/Aqua ($\Delta_x \sim 9$ km). Segunda linha: temperatura simulada pelo modelo de baixa resolução horizontal ($\Delta_x \sim 6$ km). Terceira linha: similar a segunda linha, mas para a simulação de alta resolução horizontal ($\Delta_x \sim 2$ km).

Fonte: A autora, 2019.

Com relação a ressurgência costeira há uma superestimação da intensidade do fenômeno em quase todas as estações do ano na região costeira próxima a Cabo Frio (RJ, 23°S, 42°W) em relação as observações do sensor MODIS. Essa superestimação pode ser relacionada ao aumento da resolução horizontal nas simulações (Figura 9). Nestas resoluções, processos turbulentos e velocidades verticais são mais robustos favorecendo uma mistura vertical mais efetiva e que águas mais frias sejam trazidas da subsuperfície para a camada superficial. Na simulação ROMS 6km, a extensão da frente da ressurgência também é superestimada em relação as observações. No entanto, mesmo com essas discrepâncias, os indicadores estatísticos revelam que as simulações de temperatura superficial no domínio são muito próximas das observações do sensor MODIS (Tabela 2).

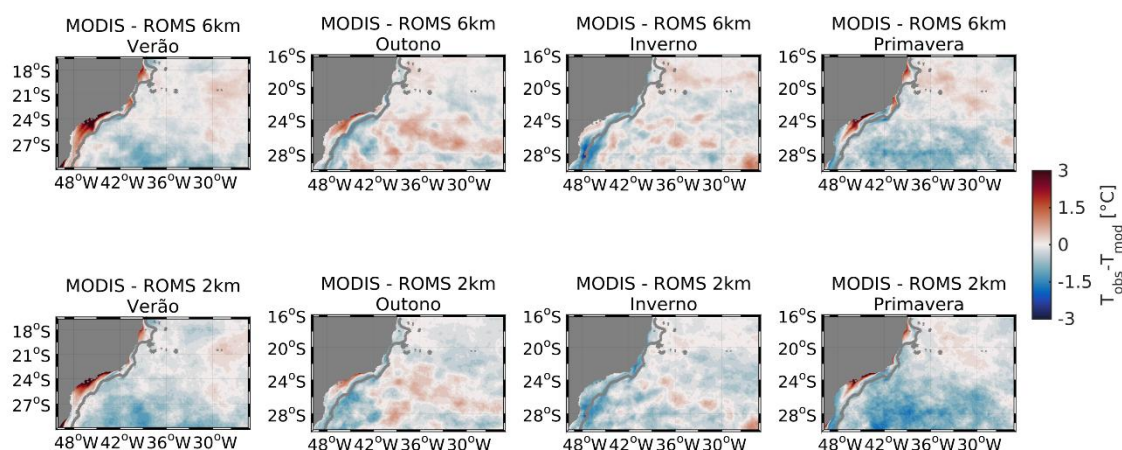
Tabela 2 - Indicadores estatísticos obtidos no Diagrama de Taylor (Figura 7).

Modelo	ROMS 6km			ROMS 2km		
Estação do Ano	r	E [°C]	σ_n	r	E [°C]	σ_n
<i>Verão</i>	0,84	0,57	1,04	0,84	0,56	1,01
<i>Outono</i>	0,97	0,24	1,02	0,97	0,23	0,99
<i>Inverno</i>	0,98	0,21	0,97	0,98	0,18	0,96
<i>Primavera</i>	0,96	0,30	0,88	0,95	0,32	0,86

Fonte: A autora, 2019.

Como evidenciado na Figura 8, observações do sensor MODIS, a ressurgência costeira nas proximidades de Cabo Frio (RJ, 23°S, 42°W) apresenta uma variabilidade sazonal bem definida. Esse padrão da ressurgência é modulado principalmente pelo campo de ventos em larga escala que atuam na região (Rodrigues e Lorenzetti, 2001). No verão e na primavera, o fenômeno é intensificado por ventos uniformes de leste-nordeste que sopram paralelos a linha de costa, enquanto nas estações frias, ventos de sul-sudeste característicos de sistemas frontais frequentemente inibem a ressurgência de águas na costa (Castelão e Barth, 2006). Nos perfis de temperatura, portanto, a ressurgência costeira pode ser caracterizada por uma inclinação das isotermas em direção a costa durante o verão, enquanto subsidência costeira pode ser caracterizada por um aprofundamento das isotermas na costa durante o inverno.

Figura 9 - Diferença da temperatura oceânica superficial [°C] observada pelo sensor MODIS/Aqua e as simulações do ROMS em um ciclo sazonal médio representativo dos anos de 2003 e 2004.



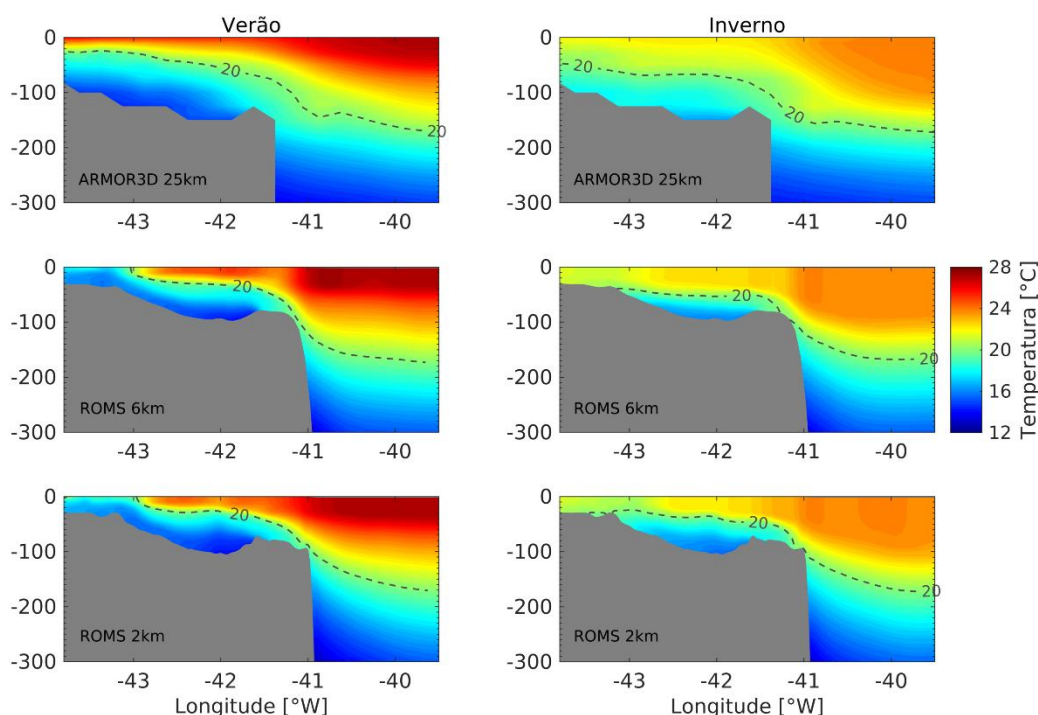
Nota: Primeira linha: MODIS – ROMS 6km. Segunda Linha: MODIS – ROMS 2km. Os valores positivos (negativos) indicam que águas são mais quentes (frias) nas observações. A linha cinza plotada nos mapas representa a quebra de plataforma (definida pela isóbata de 200 metros) no domínio limitado entre

16°S e 30°S em latitude. Os produtos MODIS/Aqua (base de dados L3) estão disponíveis em: <http://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov>.

Fonte: A autora, 2019.

Para verificação da performance do modelo quanto a representação da estrutura vertical de temperatura no cenário da ressurgência costeira em Cabo Frio (RJ, 23°S) foram plotados dois perfis verticais na Figura 10. Os perfis apresentados são médias de verão e de inverno com base no período de 2002 a 2004. Para avaliação das simulações foram utilizadas para comparação as observações de temperatura do ARMOR3D. Figura 10 (primeira linha), com base nas observações ARMOR3D, o perfil de verão da estrutura vertical de temperatura demonstra o cenário de ressurgência pela inclinação da isoterma em direção a costa. Nesta situação, a coluna de água apresenta estratificação, pela migração lateral de águas mais frias (~18°C) próxima a camada superficial (~ 25 metros de profundidade) em direção a costa. Em termos de massas de águas o posicionamento da isoterma de 20°C, que define o limite entre Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e Água Tropical (AT), é o indicativo da ressurgência na região demonstrando a migração lateral de ACAS em direção a costa (Calado et al., 2010). No inverno, a isoterma de 20°C é mais profunda (~ 50 metros de profundidade) próximo a costa indicando que a ressurgência costeira foi inibida nesta estação do ano.

Figura 10 - Perfil vertical de temperatura [°C] durante o verão (primeira coluna) e o inverno (segunda coluna) indicando a ressurgência e subsidência de Cabo Frio (RJ, 23°S).



Nota: Primeira linha: ARMOR3D com 25 km de resolução espacial. Segunda Linha: Simulação do ROMS de 6km. Terceira linha: similar para a segunda linha, mas para resolução de 2km. Linha tracejada plotada nos perfis representa o limite de temperatura entre as massas de água: Água Tropical (AT) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS). Os produtos ARMOR3D estão disponíveis em: <http://marine.copernicus.eu/>.

Fonte: A autora, 2019.

De modo geral, em comparação ao ARMOR3D, nas simulações ocorre também a inclinação das isotermas em direção a região costeira configurando um cenário de ressurgência (Figura 10, segunda e terceira linha). No entanto, nas simulações, o posicionamento da isoterma de 20°C demonstra que no modelo a intrusão de ACAS é mais efetiva na costa nas duas estações do ano. De tal forma que, durante o verão, ocorre o afloramento de águas com temperatura de cerca de 18°C na camada superficial de ambas simulações.

No inverno, quando o afloramento de águas na costa é inibido, a ascensão de ACAS fica restrita em menores profundidades nas simulações sobre a plataforma continental quando comparadas ao ARMOR3D. São observadas águas com 18°C a uma profundidade de 50 metros (30 metros) na simulação de baixa resolução (alta resolução). Estes resultados são coerentes com observações de Cerda & Castro (2014). Os autores reportaram que a isoterma de 18°C é posicionada a uma profundidade de 15 - 25 m durante o verão e a primavera próximo a costa de Cabo Frio e durante o outono e o inverno essa isoterma recua para o oceano aberto posicionada entre 45 - 55 m de profundidade. Sendo assim, a simulação de alta resolução é mais efetiva com relação a ascensão de ACAS na plataforma continental ao largo de Cabo Frio. Nesta resolução, como processos de submesoescala são parcialmente resolvidos, velocidades verticais mais intensas associadas a esses processos podem favorecer uma transferência robusta de águas de subsuperfície para a camada superficial (Mahadevan, 2006; Lapeyre e Klein, 2006; Calil et al., 2008; Guidi et al., 2012, Mahadevan et al., 2016).

A ascensão de águas frias na plataforma continental nas simulações também foi influenciada pela interação da Corrente do Brasil (CB) com a topografia. Nas simulações, como a quebra da plataforma é mais acentuada, o fluxo médio da CB interage localmente com a topografia inclinando as isotermas em direção a costa. Interação de correntes de contorno oeste com a quebra da plataforma continental também geram instabilidades de meso- e submesoescala, os quais tem um importante papel na disponibilização de águas mais frias (ricas em nutrientes) de subsuperfície na camada eufótica (Klein e Lapeyre, 2009; Lévy et al., 2012a,b).

Na região entre Vitória (20°S) e Cabo Frio (23°S) o fluxo da CB em direção ao sul na borda da plataforma é marcado por instabilidades relacionadas a mudança na orientação da linha de costa e ao gradiente de profundidade (Calado, Gangopadhyay e Silveira, 2008). Em 23°S, especialmente, como a borda da plataforma muda de orientação (N-S para L-O), a CB perde a orientação da linha de costa e flui para o sul fora da plataforma atingindo profundidades maiores. Neste caso, por conservação da vorticidade potencial, a CB meandra para voltar para as regiões mais rasas. Esse meandramento gera instabilidades de tal modo que vórtices ciclônicos são formados na região (Calado et al., 2010).

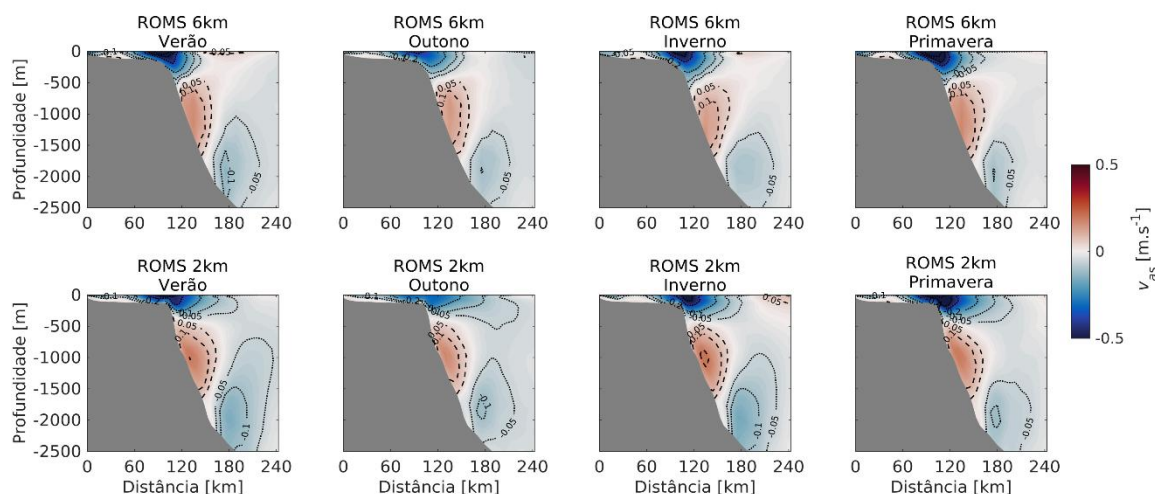
Estudos numéricos e observacionais demonstram que tanto instabilidades de mesoescala (meandros ciclônicos da CB) (Campos, Velhote e Silveira, 2000 e Castelão, Campos e Miller, 2004) quanto irregularidades da região costeira e topografia de fundo (Rodrigues e Lorenzetti, 2001) impulsionam a ressurgência na quebra da plataforma afetando assim o padrão de ressurgência na região. Sendo assim, o cenário da ressurgência de Cabo Frio nas simulações modulado pelo aumento da resolução espacial tanto sobre a dinâmica oceânica (i.e. processos turbulentos de meso- e submesoescala são resolvidos) quanto sobre a topografia é coerente com o padrão reportado na literatura. Desta forma, mesmo que tenham sido observadas diferentes intensidades do fenômeno da ressurgência entre as simulações do ROMS e as observações ARMOR3D (devido principalmente aos processos de escala mais fina não capturados na resolução de 25 km), pode-se afirmar que a estrutura vertical de temperatura das simulações estão em concordância com as observações sobre o padrão de variabilidade sazonal da dinâmica da ressurgência na região de Cabo Frio (RJ, 23°S).

3.1.2 Velocidade de Correntes

No transecto T1 (Figura 11), o campo total de velocidade (v_{as}), mostra que a Corrente do Brasil (CB) flui na direção sudoeste próximo a quebra da plataforma continental nas duas simulações. Na simulação de baixa resolução, o fluxo da CB é estreito ocupando os primeiros 500 metros de profundidade e ajustado a topografia mais suave da quebra da plataforma, enquanto na simulação de alta resolução a quebra da plataforma mais abrupta torna o fluxo da CB mais raso (~400 metros de

profundidade) e mais extenso (largo) em direção ao oceano aberto. O fluxo mais organizado da CB na simulação de baixa resolução reflete os valores de velocidade mais intensos observados na Tabela 3.

Figura 11 - Ciclo sazonal da velocidade ao longo da plataforma (v_{as}) [m.s^{-1}] no Transecto T1.



Nota: Primeira linha: 6km. Segunda linha: similar a primeira linha, mas para a simulação 2km. Colunas representam as estações do ano: verão (primeira), outono (segunda), inverno (terceira) e primavera (quarta) com base na média dos três de simulação (2002 a 2004).

Fonte: A autora, 2019.

As velocidades máximas no núcleo da CB são mais altas na primavera e mais baixas no outono em ambas simulações (ROMS 6km: $-0,45$ e $-0,82 \text{ m.s}^{-1}$; ROMS 2km: $-0,36$ e $-0,72 \text{ m.s}^{-1}$). O padrão é coerente com as variações sazonais de ventos na região (Rodrigues e Lorenzetti, 2001). No verão e na primavera, os ventos predominantes de leste-nordeste do ramo oeste da Alta Subtropical do Atlântico Sul são mais intensos, enquanto o outono marca a transição do regime de ventos de leste-nordeste para ventos de sul-sudeste que, embora não predominantes, são intensos devido a passagem de frentes frias atmosféricas (Satyamurty et al., 1998; Wainer et al., 2006).

No inverno, comparando entre simulações, a simulação de alta resolução tem velocidades máximas ligeiramente maiores devido a intensificação da formação de frentes nesta estação. Os processos de submesoescala são produzidos por uma série de instabilidades frontais (McWilliams, 2016, Munk et al., 2010, Klein e Lapeyre, 2009, Lapeyre et al., 2006) que tendem a ser intensificadas durante o inverno (Su et al., 2018). O impacto, em larga escala, desses processos é a intensificação das Correntes de Contorno Oeste devido ao aumento de instabilidades de mesoescala do fluxo médio (Lévy et al., 2010). No entanto, os maiores valores são atribuídos a simulação

de baixa resolução tanto a velocidade média ($-0,33 \pm 0,04 \text{ m.s}^{-1}$) quanto a velocidade máxima ($-0,82 \text{ m.s}^{-1}$) durante a primavera em função do maior transporte de volume da Corrente do Brasil nesta estação (veja Figura 14).

Tabela 3 - Indicadores estatísticos da velocidade ao longo da plataforma (v_{as}) [m.s^{-1}] do transecto T1.

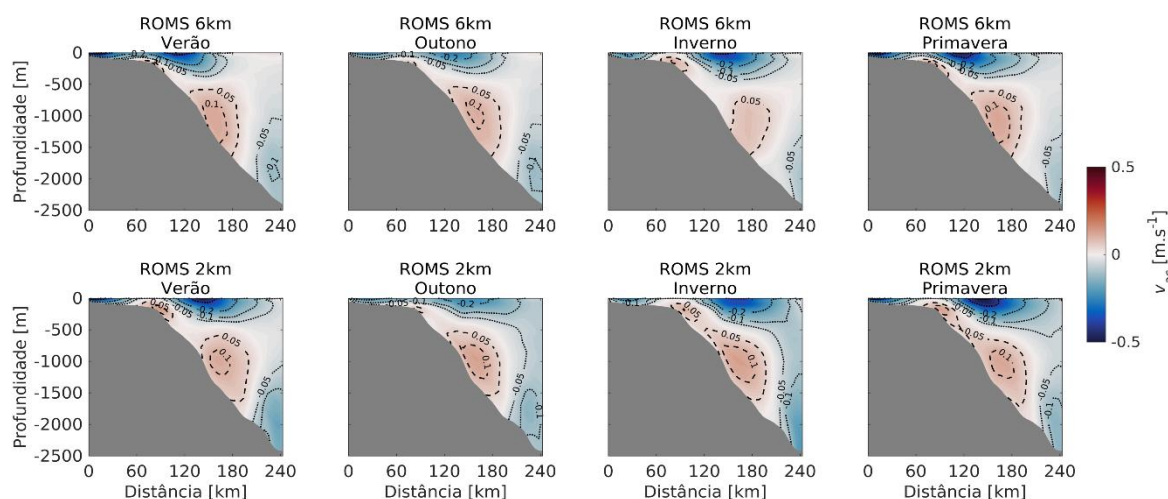
Modelo	ROMS 6km		ROMS 2km	
Estação	$\mu \pm \sigma$ [m.s^{-1}]	Max [m.s^{-1}]	$\mu \pm \sigma$ [m.s^{-1}]	Max [m.s^{-1}]
Corrente do Brasil				
Verão	$-0,27 \pm 0,05$	-0,80	$-0,25 \pm 0,04$	-0,63
Outono	$-0,24 \pm 0,04$	-0,45	$-0,21 \pm 0,03$	-0,36
Inverno	$-0,26 \pm 0,04$	-0,59	$-0,29 \pm 0,03$	-0,62
Primavera	$-0,33 \pm 0,04$	-0,82	$-0,31 \pm 0,04$	-0,72
Corrente de Contorno Intermediária				
Verão	$0,09 \pm 0,02$	0,17	$0,09 \pm 0,02$	0,20
Outono	$0,08 \pm 0,01$	0,15	$0,07 \pm 0,02$	0,18
Inverno	$0,08 \pm 0,01$	0,17	$0,09 \pm 0,02$	0,21
Primavera	$0,11 \pm 0,02$	0,18	$0,08 \pm 0,02$	0,20

Nota: As quantidades apresentadas são: média, desvio padrão e máxima velocidade no ciclo sazonal médio dos três anos de simulação (2002 a 2004).

Fonte: A autora, 2019.

Para a CCI, representada como um fluxo em subsuperfície na direção nordeste sobre o talude continental, as velocidades máximas no seu núcleo (definido entre as profundidades 800 m e 1000 m) são de cerca de $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ em quase todas as estações para as duas simulações (Tabela 3). Na simulação de baixa resolução, a CCI é menos intensa e mais afastada da topografia do talude.

Figura 12 - Similar a Figura 11, mas para o transecto T2.



Fonte: A autora, 2019.

No transecto T2 (Figura 12), a CB flui na direção sudoeste nos primeiros 500 metros de profundidade, um pouco mais afastada da quebra da plataforma, nas duas simulações. Em geral, as velocidades máximas no núcleo da CB ficam entre $-0,4$ e $-0,7 \text{ m.s}^{-1}$ ao longo do ano nas duas simulações. Similar ao transecto T1, o outono é estação com as menores velocidades, cerca de $-0,3 \text{ m.s}^{-1}$ nas duas simulações (Tabela 4). Para a CCI, as velocidades máximas no núcleo são de $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ e o posicionamento vertical entre 1000 e 1500 m de profundidade sobre a topografia do talude continental. O posicionamento dos núcleos da CB e da CCI não estão alinhados horizontalmente como no transecto T1 devido a CCI estar posicionada mais para oceano aberto devido a topografia do talude.

Nos transectos T1 e T2, entre 1500 e 2500 metros de profundidade, o modelo representa também a Corrente de Contorno Oeste Profunda (CCOP) fluindo em direção ao sul abaixo do sistema CB - CCI. No estudo de Garzoli et al. (2015), baseado em observações e análises do modelo global OFES, estimaram que a CCOP cruza o Equador transportando águas com características da massa Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e ao atingir a Cadeia Vitória-Trindade (20°S) se divide em dois ramos: uma porção principal ($\sim 71\%$) flui em direção ao sul ao longo da plataforma continental, enquanto uma porção menor ($\sim 22\%$) flui para leste no interior da bacia do Oceano Atlântico Sul. Nas duas simulações, as velocidades no núcleo da CCP da ordem de $-0,1 \text{ m.s}^{-1}$ são coerentes com os limites de velocidade ($0,05 - 0,2 \text{ m.s}^{-1}$ ou mais) reportados em Talley, Emery e Swift. (2011).

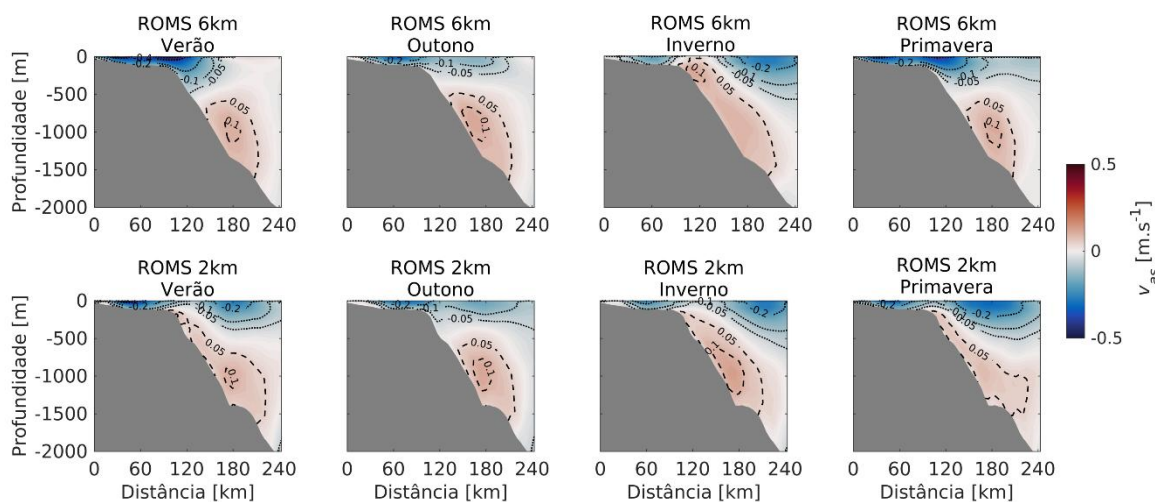
Tabela 4 - Similar para Tabela 3, mas para o transecto T2.

Modelo	ROMS 6km		ROMS 2km	
Estação	$\mu \pm \sigma \text{ [m.s}^{-1}\text{]}$	$Max \text{ [m.s}^{-1}\text{]}$	$\mu \pm \sigma \text{ [m.s}^{-1}\text{]}$	$Max \text{ [m.s}^{-1}\text{]}$
Corrente do Brasil				
Verão	$-0,20 \pm 0,03$	-0,72	$-0,23 \pm 0,04$	-0,72
Outono	$-0,17 \pm 0,01$	-0,29	$-0,15 \pm 0,01$	-0,29
Inverno	$-0,22 \pm 0,04$	-0,46	$-0,23 \pm 0,02$	-0,43
Primavera	$-0,23 \pm 0,03$	-0,66	$-0,25 \pm 0,03$	-0,66
Corrente de Contorno Intermediária				
Verão	$0,07 \pm 0,02$	0,12	$0,06 \pm 0,01$	0,15
Outono	$0,06 \pm 0,01$	0,11	$0,07 \pm 0,01$	0,13
Inverno	$0,05 \pm 0,01$	0,11	$0,06 \pm 0,02$	0,13
Primavera	$0,06 \pm 0,02$	0,13	$0,07 \pm 0,01$	0,13

Fonte: A autora, 2019.

Finalmente, o transecto T3 é apresentado na Figura 13. O campo de velocidade mostra que a CB flui mais próxima da quebra ou sobre a plataforma continental no verão e no inverno na simulação de baixa resolução. Durante o outono a CB é mais rasa e espalhada, enquanto no inverno mais profunda e afastada da quebra da plataforma (Figura 13, primeira linha). Na simulação de alta resolução o posicionamento e espessura vertical da CB ainda é mais variável durante o ano. Esse transecto está posicionado mais ao sul de Cabo Frio (23°S), na região onde vórtices da CB são recorrentemente desenvolvidos (Figura 2, Figura 4). Essas instabilidades podem ter afetado o fluxo médio e, portanto, a CB se apresenta com maior variabilidade durante o ano em termos de posicionamento. Quanto às velocidades, o núcleo da CB em níveis superficiais, apresenta valores máximos acima de $-0,3 \text{ m.s}^{-1}$ ao longo do ano. Em níveis intermediários, a CCI também é mais desorganizada, com posicionamento horizontal e vertical modulado pela topografia, apresentando velocidades máximas em seu núcleo da ordem $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ nas duas simulações.

Figura 13 - Similar a Figura 11, mas para o transecto T3.



Fonte: A autora, 2019.

Os transectos analisados nesta seção evidenciam como em geral são distintos os resultados em termos de topografia, de velocidade e de posicionamento das correntes de contorno oeste do Sistema Corrente do Brasil nas duas resoluções. Desta forma, conseqüentemente, o aumento da resolução espacial também alterou o transporte de volume dessas correntes. Para avaliar também a acurácia do modelo em termos quantitativos de volume transportado pelo Sistema CB – CCI, os transportes de volume foram computados nos transectos T1, T2 e T3. O cálculo foi realizado pela integração das velocidades ao longo da plataforma (v_{as}) [m.s^{-1}] médias

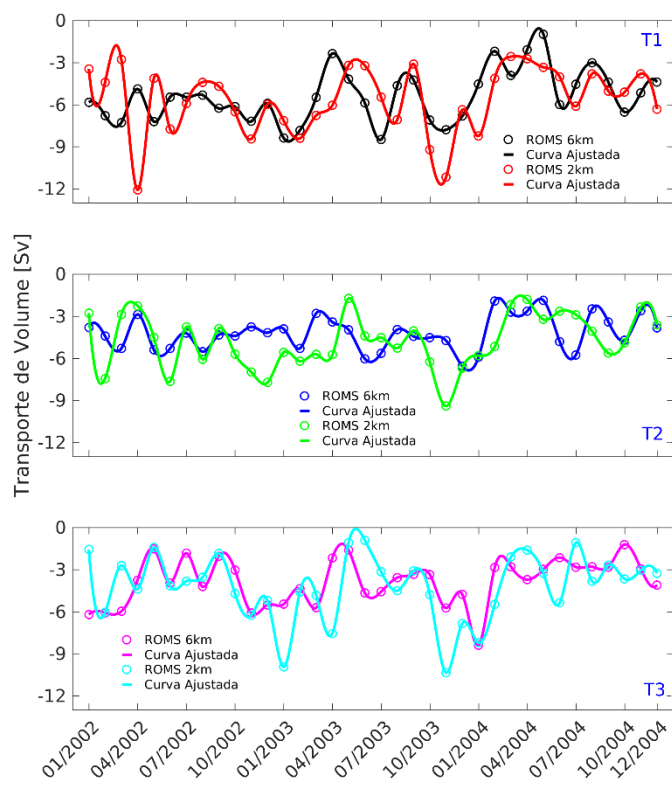
mensais para os três anos de simulação (2002 a 2004) nas áreas do núcleo dessas correntes.

Tabela 5 – Similar para Tabela 3, mas para o transecto T3.

Modelo	ROMS 6km		ROMS 2km	
Estação	$\mu \pm \sigma$ [m.s ⁻¹]	Max [m.s ⁻¹]	$\mu \pm \sigma$ [m.s ⁻¹]	Max [m.s ⁻¹]
Corrente do Brasil				
Verão	-0,27 ± 0,04	-0,62	-0,18 ± 0,02	-0,63
Outono	-0,17 ± 0,02	-0,38	-0,17 ± 0,01	-0,33
Inverno	-0,21 ± 0,02	-0,33	-0,19 ± 0,02	-0,33
Primavera	-0,23 ± 0,03	-0,54	-0,22 ± 0,01	-0,46
Corrente de Contorno Intermediária				
Verão	0,07 ± 0,01	0,11	0,05 ± 0,01	0,11
Outono	0,07 ± 0,01	0,12	0,05 ± 0,01	0,12
Inverno	0,06 ± 0,01	0,12	0,07 ± 0,01	0,14
Primavera	0,07 ± 0,01	0,11	0,05 ± 0,01	0,09

Fonte: A autora, 2019.

Figura 14 - Série temporal do transporte de volume [Sv; 1 Sv = 10⁶ m³.s⁻¹] da Corrente do Brasil em T1, T2 e T3 nas duas resoluções do modelo.



Fonte: A autora, 2019.

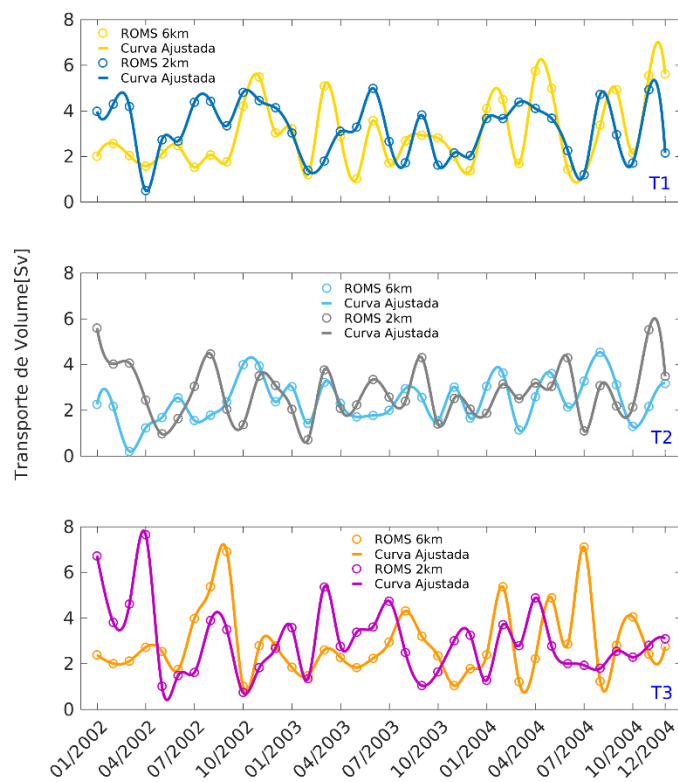
O transporte de volume [Sv; $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$] para a CB esteve majoritariamente acima de -5 Sv durante os três anos analisados no transecto T1 nas duas resoluções (Figura 14). Na média anual, neste transecto, o transporte de volume estimado foi de $-5,41 \pm 1,81 \text{ Sv}$ ($-5,64 \pm 2,34 \text{ Sv}$) para a simulação de baixa resolução (simulação de alta resolução) (Tabela 6). Com exceção do pico de -12 Sv em 04/2002 (ROMS 2km), os menores valores de transporte estão associados aos meses do outono e do inverno nas duas simulações, enquanto que os maiores valores são associados aos meses de verão e da primavera. No transecto T2, o transporte de volume da CB está entre -4 e -5 Sv ao longo do ano nas duas resoluções, mas com picos relacionados a simulação de alta resolução nos meses de verão e da primavera (cerca de -10 Sv). Em média o transporte de volume anual da CB em T2 é de $-4,21 \pm 1,20 \text{ Sv}$ ($-4,76 \pm 1,89 \text{ Sv}$) para ROMS 6 km (ROMS 2 km). Em T3 foram registrados os menores transportes de volume ao longo da série temporal: $-3,87 \pm 1,64 \text{ Sv}$ ($-4,19 \pm 2,33 \text{ Sv}$) para ROMS 6 km (ROMS 2 km).

No domínio da CCI (Figura 15), os valores de transporte de volume entre as simulações são bastante variáveis para os três transectos ao longo dos três anos da série temporal. Em geral, os valores estimados são abaixo de 5 Sv em T1 e T2 e em T3 os valores são máximos (picos de $\sim 8 \text{ Sv}$). Os valores estimados nos transectos não representam um padrão sazonal bem definido, mas uma variabilidade interanual, particularmente, em T1 e T3. Nestes transectos ocorrem as maiores variações nas estimativas de um ano pra outro. Em T2, as estimativas mensais variam entre 2 e 4 Sv nas duas simulações. Na média anual, os transportes de volume para a CCI ficam em torno de 3 Sv (Tabela 6).

Note que, na média dos três anos de simulação os transportes de volume associados a simulação de alta resolução são ligeiramente maiores em todos os transectos, porque o cálculo do transporte de volume leva em conta também a área do fluxo. Como visto nas seções verticais de ciclo sazonal, as áreas que definem a CB e CCI na simulação de alta resolução tendem a ser mais extensas, o que impacta assim a estimativa do transporte de volume. Os maiores desvios em relação a média também são relacionados aos transectos fixados na área com elevada energia cinética turbulenta (veja Apêndice B, Figura 40), particularmente entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio, onde os meandros e vórtices da CB são frequentemente desenvolvidos. Sendo assim, os processos submesoescala associados a estas

estruturas de mesoescala tendem a intensificar o transporte de volume do fluxo médio tanto da CB quanto da CCI na média temporal de longo termo.

Figura 15 - Similar a Figura 14, mas para a Corrente de Contorno Intermediária.



Fonte: A autora, 2019.

Tabela 6 - Indicadores estatísticos do transporte de volume [Sv; $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$] da Corrente do Brasil e da Corrente de Contorno Intermediária em T1, T2 e T3.

Corrente do Brasil		
Modelo	ROMS 6 km	ROMS 2 km
Transecto	$\mu \pm \sigma$ [Sv]	$\mu \pm \sigma$ [Sv]
T1	$-5,41 \pm 1,81$	$-5,64 \pm 2,34$
T2	$-4,21 \pm 1,20$	$-4,76 \pm 1,89$
T3	$-3,87 \pm 1,64$	$-4,19 \pm 2,33$
Corrente de Contorno Intermediária		
Modelo	ROMS 6 km	ROMS 2 km
Transecto	$\mu \pm \sigma$ [Sv]	$\mu \pm \sigma$ [Sv]
T1	$2,96 \pm 1,46$	$3,19 \pm 1,21$
T2	$2,41 \pm 0,93$	$2,80 \pm 1,18$
T3	$2,87 \pm 1,49$	$2,99 \pm 1,55$

Nota: As quantidades apresentadas são com base nos três anos de simulação do modelo (2002 a 2004) nas duas resoluções.

Fonte: A autora, 2019.

Tabela 7 - Transporte de volume [Sv] e velocidade máxima da Corrente do Brasil e da Corrente de Contorno Intermediária estimados a partir de observações na região do subdomínio de análises A.

Corrente do Brasil			
Latitude [S]	Velocidade Máxima [m.s ⁻¹]	Transporte de Volume [Sv; 1 Sv = 10 ⁶ m ³ .s ⁻¹]	Referência
20° – 27°	-	-2,70 ± 1,40	Schmid & Majunder (2018)
22°41'60"	-0,31 ± 0,12	-4,87	Rocha et al. (2014)
23° - 24°	0,40	-5,6 ± 1,40	Silveira (2007)
24°00'00"	-	-2,30 ± 0,90	Schmid & Majunder (2018)
24°08'60"	-0,17 ± 0,14	-7,02	Rocha et al. (2014)
25°30'00"	-0,51 ± 0,05	-5,73	Rocha et al. (2014)
25°33'00"	-0,80	-6,71	Biló et al. (2014)
Corrente de Contorno Intermediária			
Latitude [S]	Velocidade Máxima [m.s ⁻¹]	Transporte de Volume [Sv; 1 Sv = 10 ⁶ m ³ .s ⁻¹]	Referência
22°41'60"	0,21 ± 0,03	-	Rocha et al. (2014)
23° - 24°	0,30	-3,6 ± 0,80	Silveira (2007)
24°08'60"	0,11 ± 0,03	-	Rocha et al. (2014)
25°30'00"	0,09 ± 0,03	-	Rocha et al. (2014)
25°33'00"	0,23	2,96	Biló et al. (2014)

Nota: Os valores negativos (positivos) são para sudoeste (nordeste).

Fonte: A autora, 2019.

Na Tabela 7 é apresentada uma compilação das observações mais recentes quanto as estimativas de velocidade e de transporte de volume para a CB e para a CCI na região, de acordo, com os estudos publicados por Biló et al., (2014), Rocha et al., (2014) e Schmid e Majumder, (2018). Como mencionado anteriormente, as estimativas do transporte de águas entre a plataforma continental e o oceano aberto são dependentes da correta determinação das velocidades ao longo da plataforma (Brink, 2016). Sendo assim, com base nos resultados, é possível afirmar que a determinação das velocidades ao longo da plataforma foi feita corretamente e que o modelo representa com acurácia em termos quantitativos a estrutura vertical de correntes de contorno oeste que compõem o Sistema Corrente do Brasil conforme as observações na região.

Os resultados mostrados nesta seção indicam que os processos turbulentos tem um impacto tanto nos fluxos de larga escala quanto na distribuição de propriedades físicas (como será visto também na próxima seção). Com o objetivo de mostrar o quanto a região das análises é sujeita a processos turbulentos de meso- e subsmesoescala, para validação do modelo, uma análise adicional é apresentada no Apêndice. Os resultados das simulações foram comparados com os dados AVISO⁺ em termos de energia cinética turbulenta (Figura 40).

Sobretudo, com base nas validações apresentadas, pode ser afirmar que o modelo regional nas duas simulações representa com realismo a dinâmica oceânica em termos da estrutura de correntes no subdomínio de análises e da ressurgência na região de Cabo Frio (RJ, 23°S). Desta forma, na próxima seção serão apresentados os resultados das estimativas das trocas de águas entre a plataforma continental e oceano aberto na região.

3.2 Trocas entre Plataforma Continental e Oceano Aberto

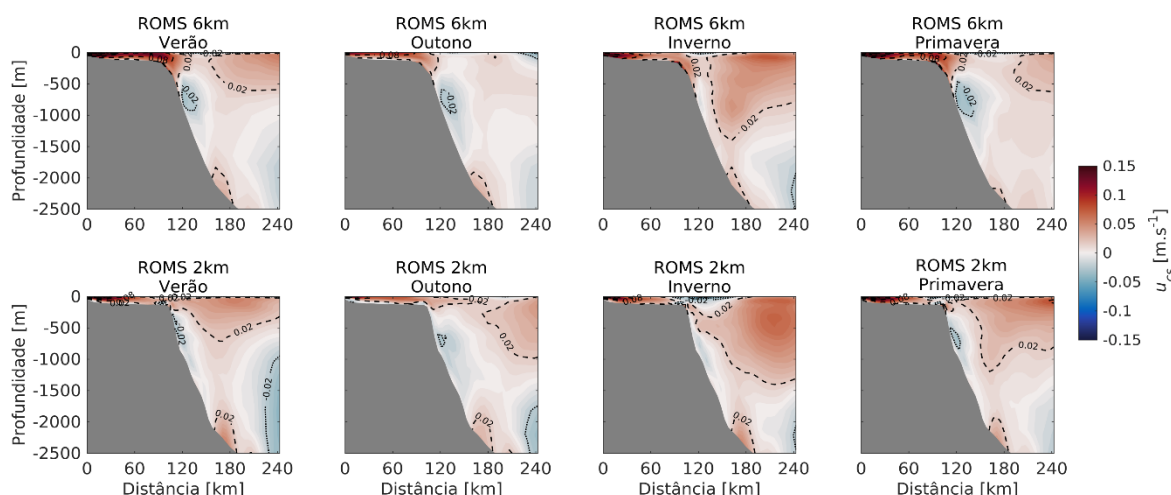
Nesta seção são apresentados os resultados de velocidades transversais a plataforma continental (u_{cs}), de temperatura e de densidade potencial nos transectos T1, T2 e T3 (veja localização na Figura 4) para as duas simulações. Os valores de velocidades positivos indicam um fluxo para o oceano aberto e os valores de velocidades negativos indicam um fluxo em direção a costa.

Os resultados de velocidades transversais à plataforma continental no transecto T1 (Figura 16) indicam que ocorre a transferência de águas da região costeira para a região ao largo da plataforma continental nos primeiros metros da coluna de água em ambas simulações. Na simulação de baixa resolução, quando se aproxima da quebra da plataforma, o fluxo com baixas velocidades ($< 0,1 \text{ m.s}^{-1}$) é impedido de avançar em direção ao oceano aberto devido a barreira física imposta pelo fluxo mais energético da Corrente do Brasil (CB) junto a quebra da plataforma (veja Figura 11). Nesta simulação, de fato, foi observado um fluxo da CB mais organizado e mais energético com velocidades máximas entre $-0,4$ e $-0,8 \text{ m.s}^{-1}$ (Tabela 3). Na simulação de alta resolução, embora fraca, ocorre uma transferência de águas da plataforma continental para o oceano aberto mais eficiente, com exceção

do inverno, quando o fluxo da CB é instensificado (Figura 11) por instabilidades frontais resolvidas nesta simulação.

Nos transectos T2 e T3 (Figuras 17 e 18) a transferência de águas da plataforma continental para o oceano aberto é mais evidente que no transecto T1. O ciclo sazonal indica uma troca de águas persistentes ao longo do ano na região próxima de Cabo Frio (RJ, 23°S): as águas do oceano superior são advectadas para fora da quebra da plataforma e em compensação ocorre um fluxo em subsuperfície em direção a costa para balancear a supressão de águas na costa. Os valores de velocidades máximas são da ordem de $0,3 \text{ m.s}^{-1}$ em superfície e de $-0,1 \text{ m.s}^{-1}$ em subsuperfície durante o verão e a primavera nas duas simulações. Nestes transectos, a CB apresenta alta variabilidade, é menos intensa (Tabelas 4 e 5) e mais afastada da quebra de plataforma (Figuras 12 e 13). Sendo assim, fluxos mais robustos nas camadas superficiais são suficientes para ultrapassar a quebra da plataforma ocorrendo a transferência de águas da região costeira para o oceano profundo. As trocas em subsuperfície entre o oceano profundo e a plataforma continental tem um importante papel na ressurgência de quebra da plataforma na região próxima de Cabo Frio (veja Figuras 19, 20 e 21).

Figura 16 - Ciclo sazonal da velocidade transversal à plataforma continental (u_{cs}) [m.s^{-1}] no Transecto T1.



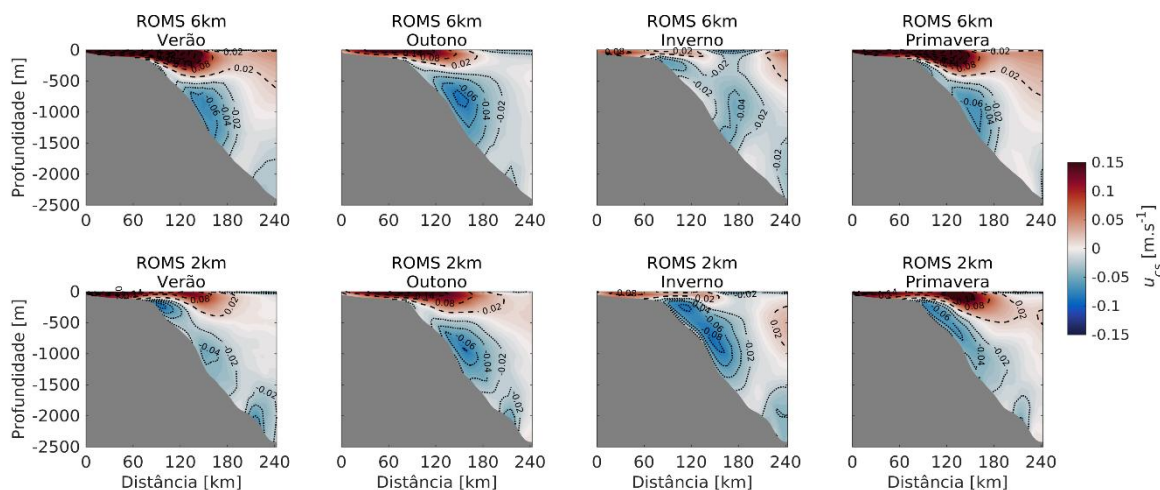
Nota: Primeira linha: ROMS 6km. Segunda linha: similar a primeira linha, mas para a simulação de 2km. Colunas representam as estações do ano: verão (primeira), outono (segunda), inverno (terceira) e primavera (quarta) com base na média dos três de simulação do modelo referente ao período de 2002 a 2004.

Fonte: A autora, 2019.

O fenômeno da ressurgência na região de Cabo Frio é impulsionado não somente por ventos favoráveis, mas também por diversos processos físicos que interagem com a geometria da costa. No verão e na primavera, ventos uniformes de

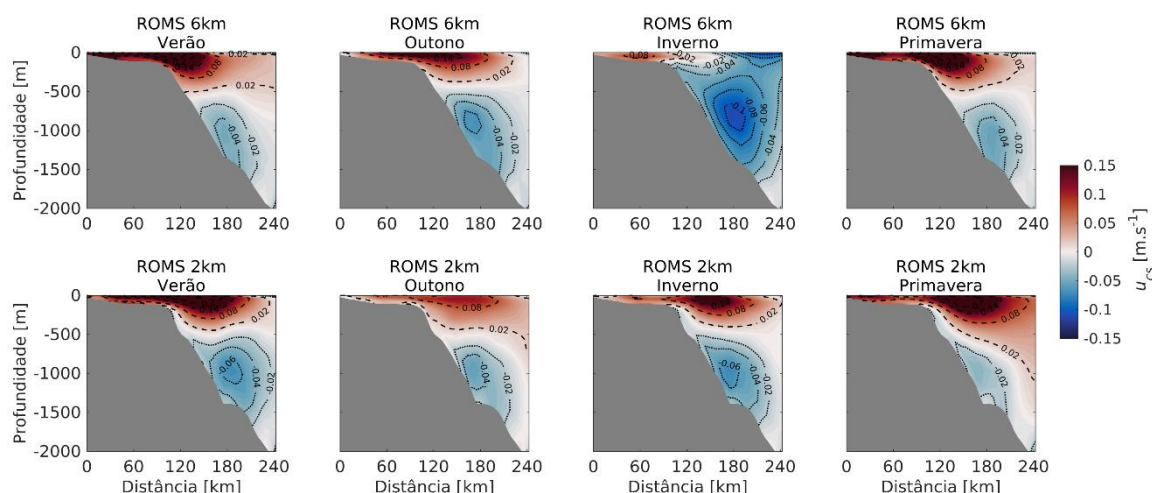
leste-nordeste favorecem o movimento vertical de massas de água na região costeira em compensação ao transporte de Ekman (Castro et al., 2006; Cerda e Castro, 2014) para oceano aberto na camada superficial. No outono e no inverno, por outro lado, a ressurgência costeira é frequentemente inibida devido as reversões episódicas do regime ventos associadas a passagem de frentes frias (Castro e Miranda, 1998).

Figura 17 - Similar a Figura 16, mas para o transecto T2.



Fonte: A autora, 2019.

Figura 18 - Similar a Figura 16, mas para o transecto T3.



Fonte: A autora, 2019.

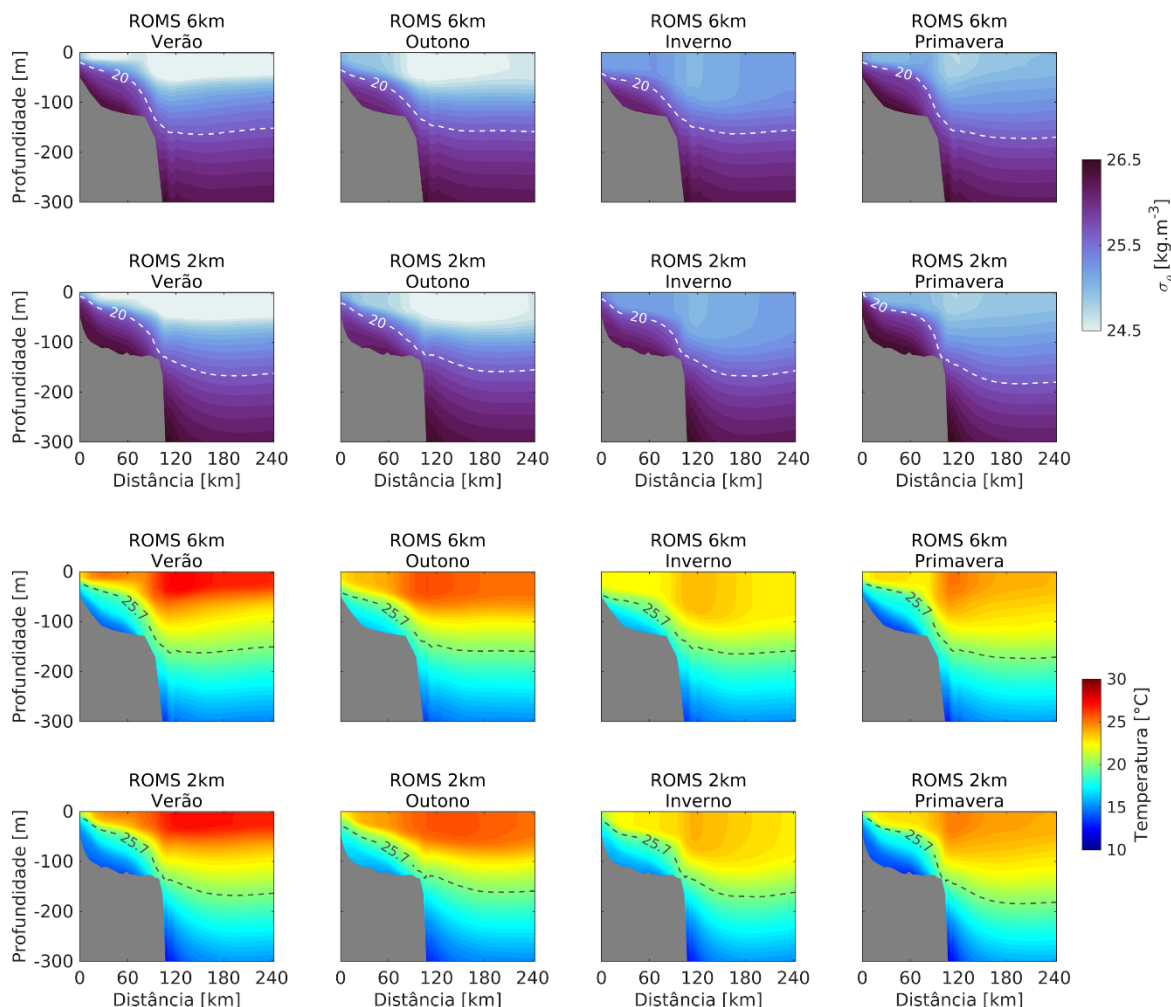
Na região próxima a quebra da plataforma, eventos de ressurgência persistentes são atribuídos aos meandros e aos vórtices da CB, que frequentemente são gerados pela interação do fluxo médio com a topografia da quebra da plataforma. Esta interação impulsiona a ascensão de águas sobre a plataforma continental na região ao largo e ao sul de Cabo Frio (RJ, 23°S) (Campos, Gonçalves e Ikeda, 1995, 2000; Castelão, Campos e Miller; Silveira et al., 2008; Palma, Matano e Piola, 2008,

Calado et al., 2010; Rocha et al., 2014). Palma e Matano (2009) atribuem a persistência da ressurgência na quebra da plataforma devido as mudanças na orientação da linha de costa e da largura da plataforma continental sugerindo que, o fluxo da CB ao longo da plataforma, modificado pela geometria da costa, gera também alterações do gradiente de pressão ao longo da plataforma de tal modo que, por geostrofia, as águas são direcionadas para dentro da plataforma continental.

Sendo assim, a ressurgência costeira tem um caráter sazonal bem definido, enquanto, a ressurgência da quebra da plataforma é persistente ao longo do ano. Nos transectos T2 e T3, é observado esse padrão, onde as trocas entre a plataforma continental e o oceano profundo são persistentes ao longo do ano (T3, Figura 18) e em T2 (Figura 17) ocorre o enfraquecimento apenas no inverno. O posicionamento do jato nas camadas superficiais atingem maiores profundidades em direção ao oceano aberto na simulação de alta resolução. Isto implica que o fluxo em direção a costa em subsuperfície também deve ser mais acentuado nesta simulação. O movimento de águas para dentro da plataforma continental é mais marcado nos perfis sazonais de temperatura e de densidade dos transectos T1, T2 e T3 (Figuras 19, 20 e 21, respectivamente).

Durante o outono e o inverno, a circulação é marcada por intrusões na região costeira de águas com temperaturas mais altas ($> 20^{\circ}\text{C}$) e menos densas ($< 24 \text{ kg.m}^{-3}$) na camada superficial causando o aprofundamento de águas associadas a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) ($< 20^{\circ}\text{C}$ e $> 25,7 \text{ kg.m}^{-3}$). Nessas estações, a ressurgência é restrita a região próxima a quebra da plataforma, mas nas simulações de alta resolução, águas frias e densas de subsuperfície atingem as menores profundidades (~ 30 metros). No verão e na primavera ocorre a penetração de águas da ACAS na plataforma continental e afloramento de águas com temperaturas menores de 20°C na costa (veja o transecto T3). O padrão observado nos perfis é coerente com Cerda e Castro (2014) que, com base em observações hidrográficas, reportaram que durante as estações do verão e da primavera águas com temperatura de 18°C ou menos são encontradas próximas a camada superficial na região costeira de Cabo Frio.

Figura 19 - Ciclo sazonal de a) densidade potencial (σ_θ) [kg.m^{-3}] e b) temperatura [$^{\circ}\text{C}$] no Transecto T1.



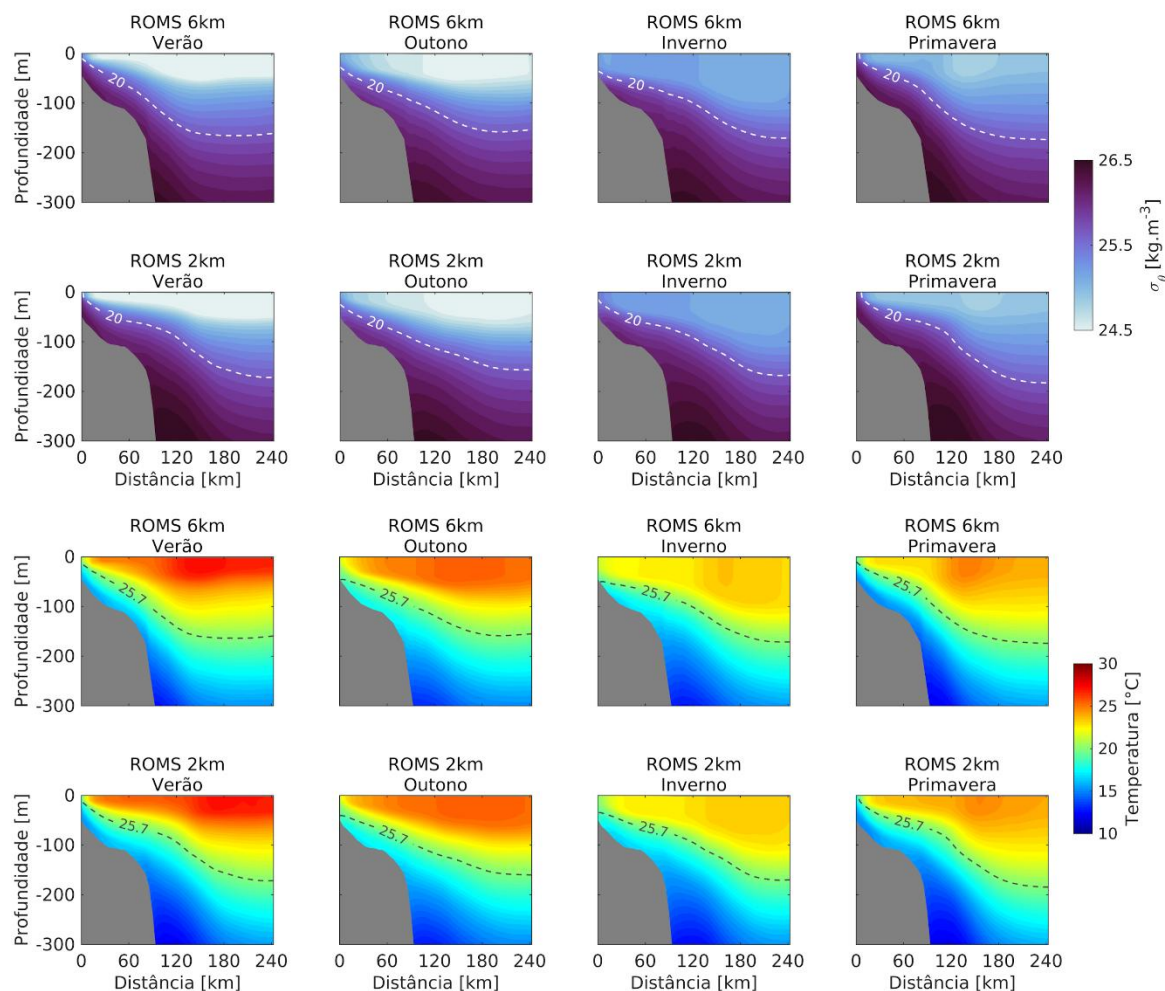
Nota: Primeira linha: ROMS 6km. Segunda linha: similar a primeira linha, mas para a simulação de 2km. Colunas representam as estações do ano: verão (primeira), outono (segunda), inverno (terceira) e primavera (quarta) com base na média dos três de simulação do modelo referente ao período de 2002 a 2004. Linha tracejada plotada nos perfis representa o limite de temperatura (20°C) e de densidade ($25,7 \text{ kg.m}^{-3}$) entre as massas de água: Água Tropical (AT) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS).

Fonte: A autora, 2019.

O movimento vertical e lateral das águas de subsuperfície tem um importante impacto na produtividade local na região, devido a disponibilização de águas ricas em nutrientes associadas a ACAS na camada eufótica. O cenário oligotrófico característico da camada superficial na plataforma continental é substituído por cenários episódicos de produção nova que em média contribuem para o aumento da produtividade primária na região (Brandini et al., 2018). Observações indicam que a intrusão de ACAS favorece o surgimento de uma camada em subsuperfície (~ 40 metros de profundidade) com altos valores de clorofila-a ($> 1,5 \text{ mg.m}^{-3}$) (Palma e Matano, 2009). Os perfis de velocidade, temperatura e de densidade apresentados

nesta seção revelam que processos ageostróficos não lineares, que se tornam importantes com o aumento da resolução horizontal nas simulações, promovem também um movimento de ACAS mais efetivo em direção a costa.

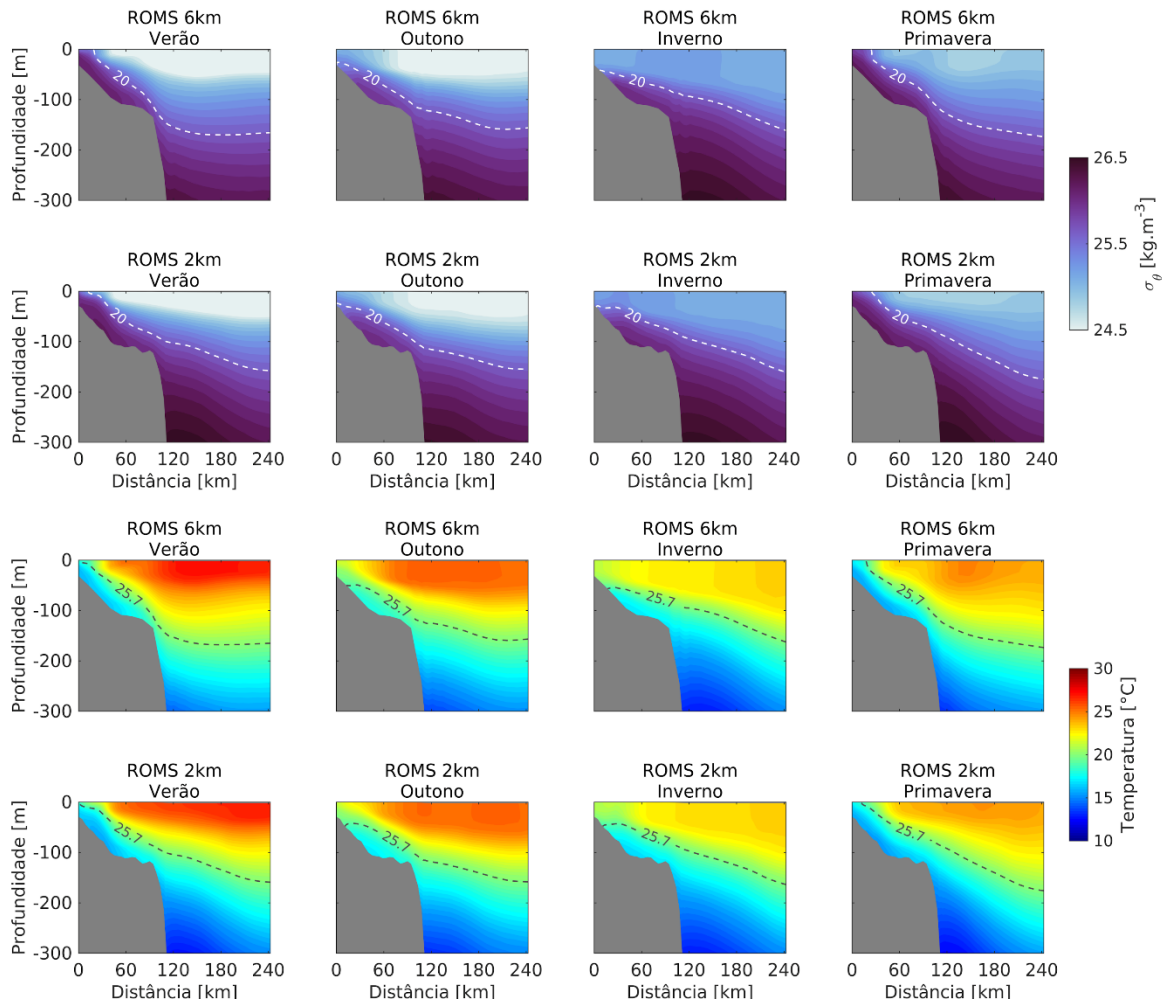
Figura 20 - Similar a Figura 19, mas para o transecto T2.



Fonte: A autora, 2019.

O padrão reportado aqui é coerente com o observado por Calado et al., (2010), em um estudo numérico ao largo de Cabo de São Tomé (RJ, 22°S). Os autores demonstraram que mesmo sob condições calmas de vento um meandro ciclônico instável da CB pode advectar um volume significativo de Água Costeira (AC) para o oceano aberto. Em compensação a esta retirada de água, ocorre a inclinação das isotermas em direção a costa de Cabo de São Tomé. Sendo assim, instabilidades como vórtices de mesoescala e filamentos de pequena escala, que alteram a propriedades dinâmicas do fluido, tem um papel fundamental para elevar a ressurgência e impulsionar as trocas entre a plataforma continental e o oceano aberto.

Figura 21 - Similar a Figura 19, mas para o transecto T3.

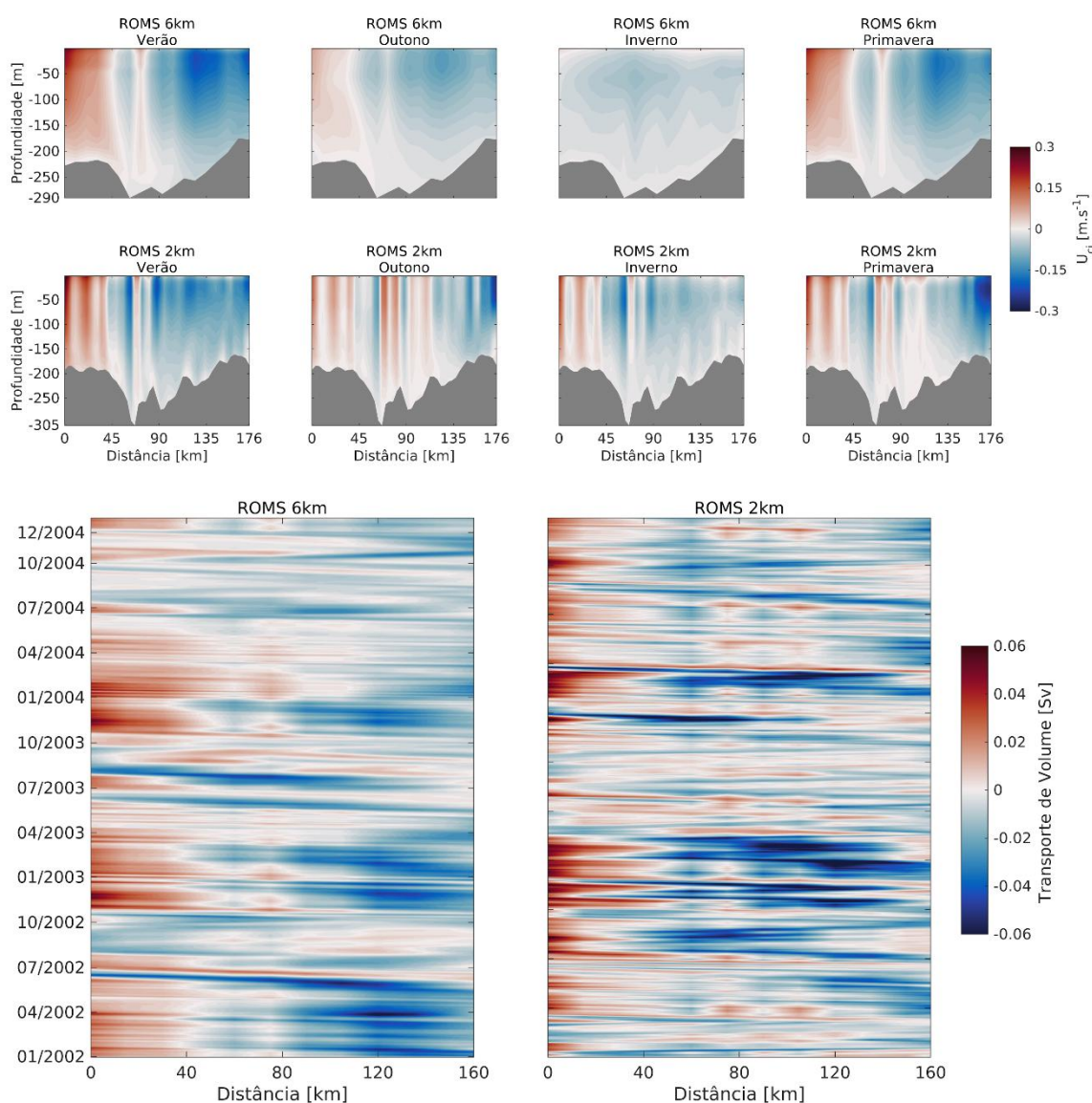


Fonte: A autora, 2019.

Como o objetivo central deste trabalho é estimar as trocas efetivas de águas entre a plataforma continental e o oceano aberto na região de ressurgência entre Cabo de São Tomé (RJ; 22°S) e Cabo Frio (RJ, 23°S) o transporte horizontal à quebra da plataforma continental foi calculado com base na metodologia proposta por Dinniman, Klinck e Smith (2003). De acordo com os autores, o transporte horizontal pode ser estimado pela integração da velocidade transversal à quebra da plataforma (U_{ci}) que atravessa um plano vertical formado pela quebra da plataforma continental e sua projeção na superfície em cada ponto de grade (veja a subseção 2.2.2). Para esta análise são considerados os transectos T4, T5 e T6 fixados sobre a isóbata de 200 metros (Figura 4). O transporte de volume nestes transectos é resultante da integração de (U_{ci}) nos primeiros 150 metros de profundidade.

Nas Figuras 22, 23 e 24 (transectos T4, T5 e T6, respectivamente) são mostradas o ciclo sazonal da velocidade transversal à plataforma continental (U_{ci}) [m.s^{-1}] e as séries temporais de transporte de volume transversal à quebra da plataforma [Sv] dos três anos de simulação do modelo (2002 a 2004) nas duas resoluções horizontais. Os valores positivos indicam que águas são transferidas da plataforma continental para o oceano aberto.

Figura 22 - Ciclo sazonal da velocidade através da quebra da plataforma (U_{ci}) [m.s^{-1}] (painel superior) e transporte de volume [Sv] (painel inferior) integrado nos primeiros 150 metros de profundidade no transecto T4.



Nota: A distância ao longo da quebra da plataforma [km] no transecto T4 é orientada de sul para norte (veja Tabela 1).

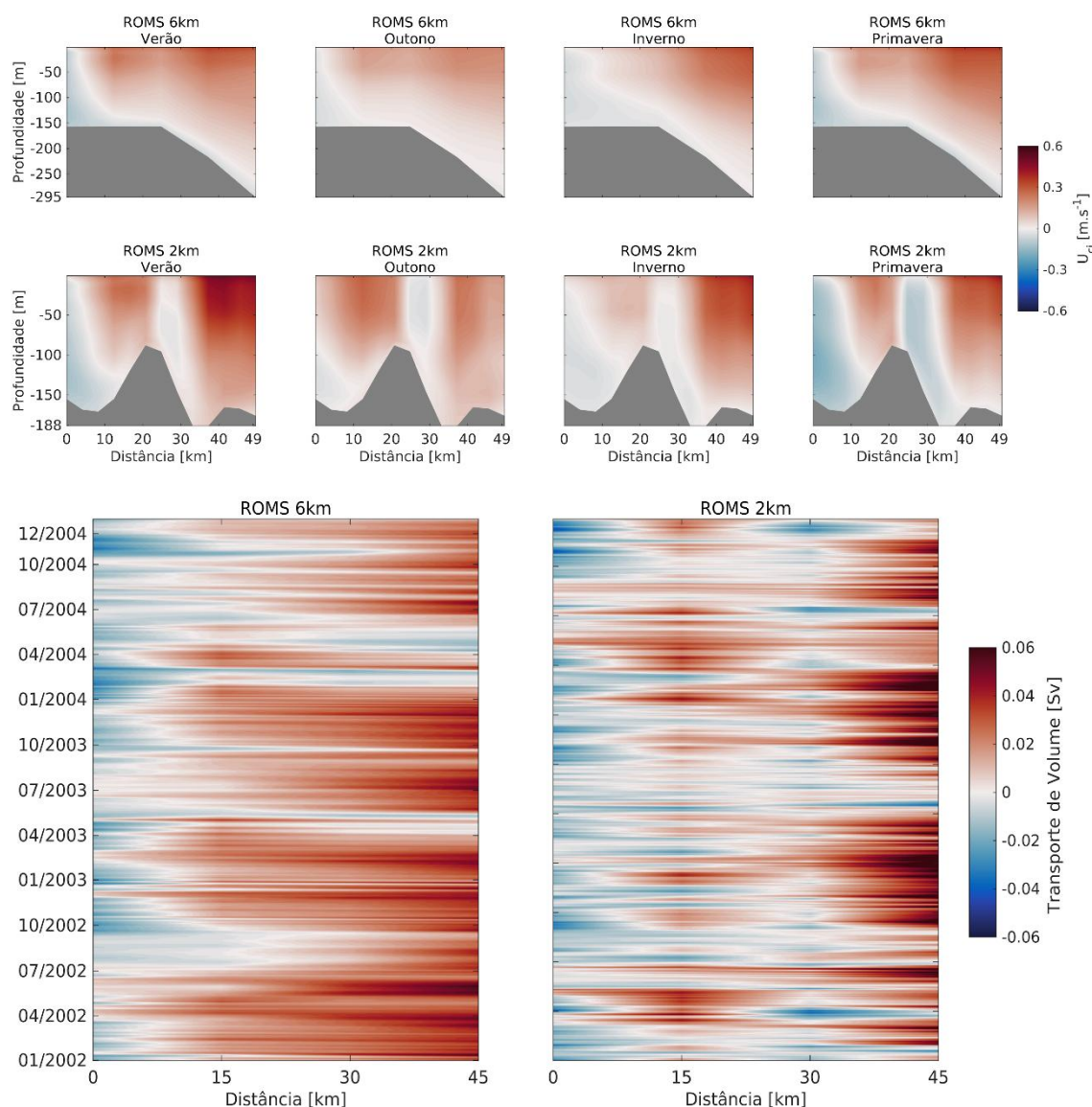
Fonte: A autora, 2019.

No transecto T4, a simulação de baixa resolução, mostra que durante o ciclo sazonal trocas da plataforma continental para o oceano aberto ocorrem preferencialmente na parte sul do transecto ($\sim 24^\circ\text{S}$, veja Tabela 1), exceto no inverno, quando ocorre a transferência total de águas em direção a plataforma continental. Os valores máximos de velocidade são de $\pm 0,2 \text{ m.s}^{-1}$ durante o verão e a primavera e menos intensas no outono ($\sim 0,15 \text{ m.s}^{-1}$) e no inverno ($\sim 0,10 \text{ m.s}^{-1}$). Na simulação de alta resolução, as velocidades máximas são mais intensas, cerca de $0,3 \text{ m.s}^{-1}$, e as variações sazonais menos expressivas.

Os perfis de velocidade dessa simulação mostram que processos de menor escala impulsionam as trocas ao longo do transecto, particularmente, nas regiões de maiores variações da topografia. Neste locais, onde os gradientes batimétricos são mais acentuados, ocorrem os máximos de variância ($\sim 0,03 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$) da velocidade transversal à quebra da plataforma (Figura 25, primeira linha). Os perfis verticais diários e mapas superficiais de número de Rossby (Apêndice A, Figura 38) indicam que os movimentos para dentro e fora da plataforma em T4 estão relacionados ao movimentos de vórtices ciclônicos e de filamentos de submesoescala devido a interação do fluxo médio da Corrente do Brasil com a topografia da quebra da plataforma o largo de Cabo Frio (RJ, 23°S).

Na série temporal de transporte de volume que atravessa a quebra da plataforma continental [Sv] para os três anos de simulação do modelo mostra que ao sul de Cabo Frio (limite do transecto T4 em $\sim 24^\circ\text{S}$), a simulação de baixa resolução, tem um padrão sazonal mais definido com transferência de águas da plataforma continental durante o verão e a primavera ($\sim 0,06 \text{ Sv}$) e um volume menor é transferido durante o inverno do oceano aberto para a plataforma continental ($\sim -0,03 \text{ Sv}$). No limite norte do transecto ($23^\circ 30' 08''\text{S}$), ao longo de toda a série temporal, o transporte é em direção a plataforma continental. Para a simulação de alta resolução, ocorre o transporte de volume máximos para o oceano aberto durante o verão e a primavera também ao sul do transecto com maior intensidade ($\sim 0,06 \text{ Sv}$) e as transferências são em pequenos filamentos de sul ao norte do transecto. O transporte de volume na simulação de alta resolução apresenta maior variabilidade ao longo da série.

Figura 23 - Similar a Figura 22, mas para o transecto T5.



Nota: A distância ao longo da quebra da plataforma [km] no transecto T5 é orientada da costa para o oceano aberto (veja Tabela 1).

Fonte: A autora, 2019.

No transecto T5 (Figura 23), durante o ciclo sazonal, ocorre a troca da plataforma continental para o oceano ao longo de todas as estações do ano nas duas simulações. Os valores são mais intensos na simulação de alta resolução ($\sim 0,6 \text{ m.s}^{-1}$) e as reversões da direção do fluxo estão relacionadas às mudanças da topografia. O aumento da resolução espacial sobre a topografia alterou completamente a dinâmica das trocas. Sobre a topografia plana da simulação de baixa resolução o fluxo da plataforma para o oceano aberto ocorre em quase toda a extensão do transecto ao longo do ano e não experimenta as reversões como a simulação de alta resolução quando encontra a feição topográfica na parte central do transecto. Na série temporal

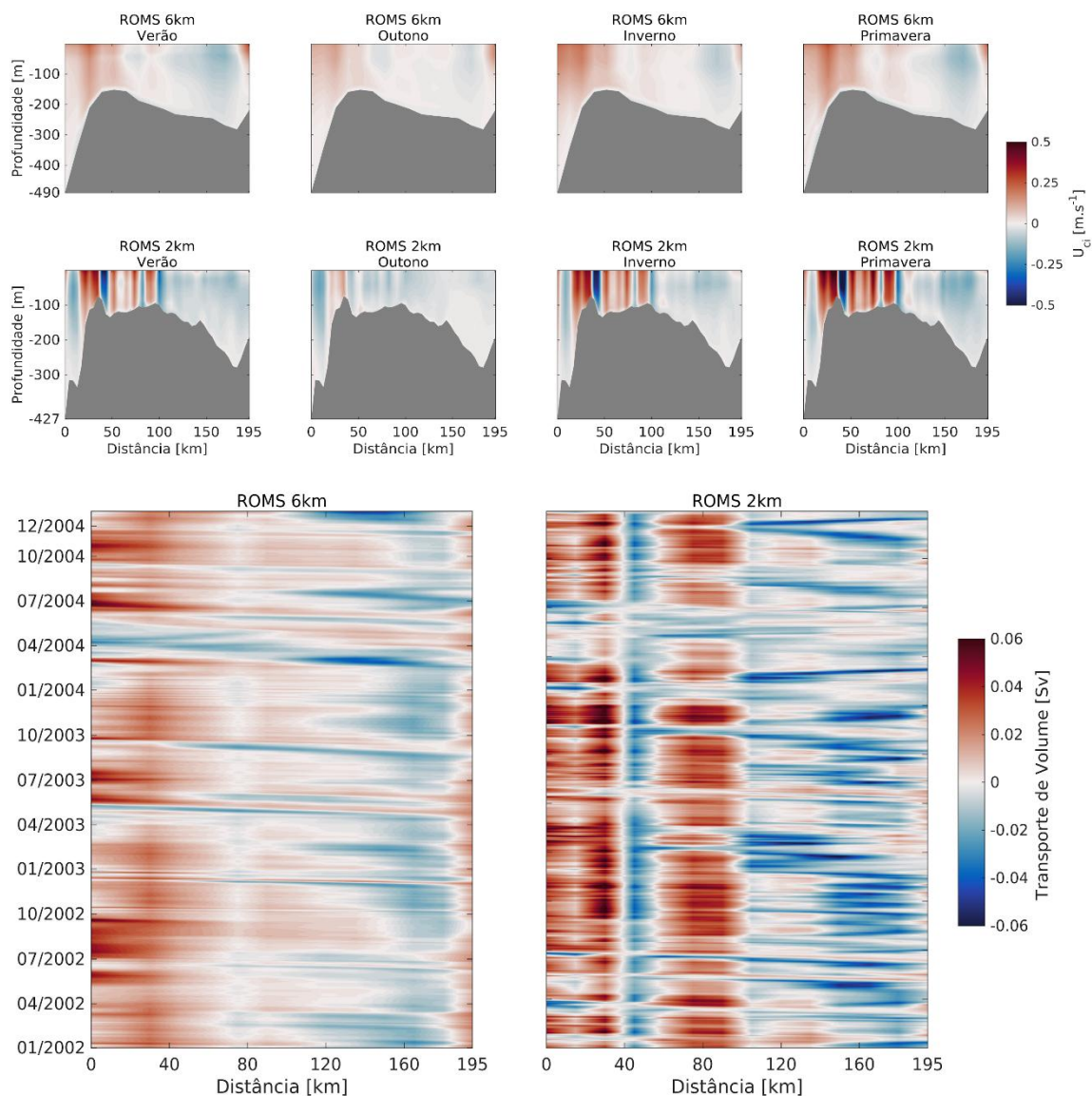
do transporte de volume as transferências da plataforma continental são frequentemente atenuadas por fluxos de retorno na escala de dias na simulação de alta resolução e o transporte de volume é mais intenso ($\sim 0,06$ Sv). Como o transecto T5 é localizado na quebra de plataforma onde a orientação da linha de costa (N-S para L-O) a Corrente do Brasil tende a fluir para o oceano aberto (Calado et al., 2010). Com isso, a velocidade resultante que atravessa a quebra da plataforma está associada ao próprio fluxo médio da Corrente do Brasil e, portanto, as velocidades são mais intensas ($\sim 0,6$ m.s⁻¹) quando comparadas com o transecto T4.

O transecto T6 (Figura 24), velocidades para fora (dentro) da plataforma continental na simulação de baixa resolução são menos intensas $\sim 0,25$ m.s⁻¹ ($\sim -0,15$ m.s⁻¹) e não exibe uma variação sazonal definida. Os fluxos são para oceano aberto ocorrem ao sul do transecto (23°47'17"S) e estão relacionados a parte do fluxo da Corrente do Brasil. Neste local, o transporte de volume em direção ao oceano aberto ocorre ao longo de toda a série temporal com picos durante o inverno de 0,06 Sv. O transporte em direção a costa ($\sim -0,06$ m.s⁻¹) ao norte do transecto é relacionado ao meandramento e desenvolvimento de vórtices ciclônicos da Corrente do Brasil ao largo do Cabo de São Tomé (22°24'33"S) (Calado et al., 2010). O fluxo da Corrente do Brasil ao norte do Cabo São Tomé flui na quebra de plataforma seguindo a isóbata de 200 metros e ao atingir a latitude 22°S perde também a orientação da linha de costa (muda de SO para NE) e flui para o oceano profundo. Por conservação de vorticidade potencial, a CB meandra para tentar voltar a costa e gera instabilidades que culminam na emissão de vórtices ciclônicos. Na simulação de alta resolução, a maior variância da velocidade transversal à quebra da plataforma está relacionada a topografia mais acidentada (veja Figura 25, terceira linha). Os valores de velocidades e de transportes de volume são máximos ($-0,05$ m.s⁻¹ e 0,06 Sv, respectivamente) sobre a feição topográfica em quase todas as estações. No outono, as trocas em geral são menos intensas, predominando o transporte em direção a costa.

As trocas mais intensas em T6, similar ao transecto T5, estão relacionadas a própria dinâmica do fluxo médio da Corrente do Brasil. No setor entre Cabo Frio e Cabo de São Tomé (RJ, 23°S - 22°S), a Corrente do Brasil desenvolve uma série de instabilidades devido as alterações acentuadas na topografia da quebra da plataforma. Os meandros e os vórtices ciclônicos gerados nestas latitudes e os vórtices anticiclônicos gerados ao norte, bem como filamentos de submesoescala associados aos vórtices, contribuem para a mistura e a advecção de águas entre a

plataforma continental e oceano aberto na região. Os processos de submesoescala são particularmente importantes na advecção de águas na escala diária, que na média dos anos de simulação, sendo mais efetivos para impulsionar a transferência de águas da região da quebra da plataforma para o oceano profundo.

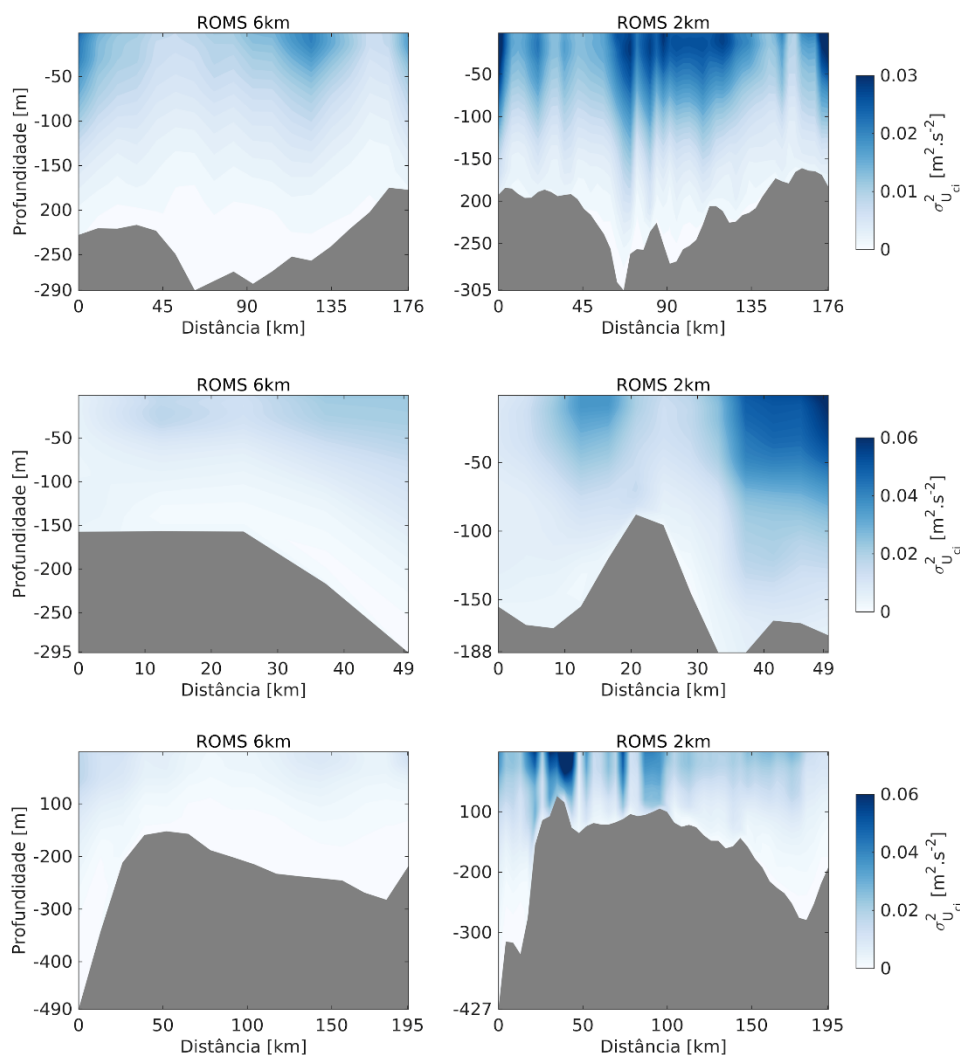
Figura 24 - Similar a Figura 22, mas para o transecto T6.



Nota: A distância ao longo da quebra da plataforma [km] no transecto T6 é orientada de sul para norte (veja Tabela 1).

Fonte: A autora, 2019.

Figura 25 - Variância da velocidade através à quebra da plataforma continental [$\text{m}^2.\text{s}^{-2}$] (isóbata de 200 m) ao longo dos três anos de simulações do modelo para as duas simulações.

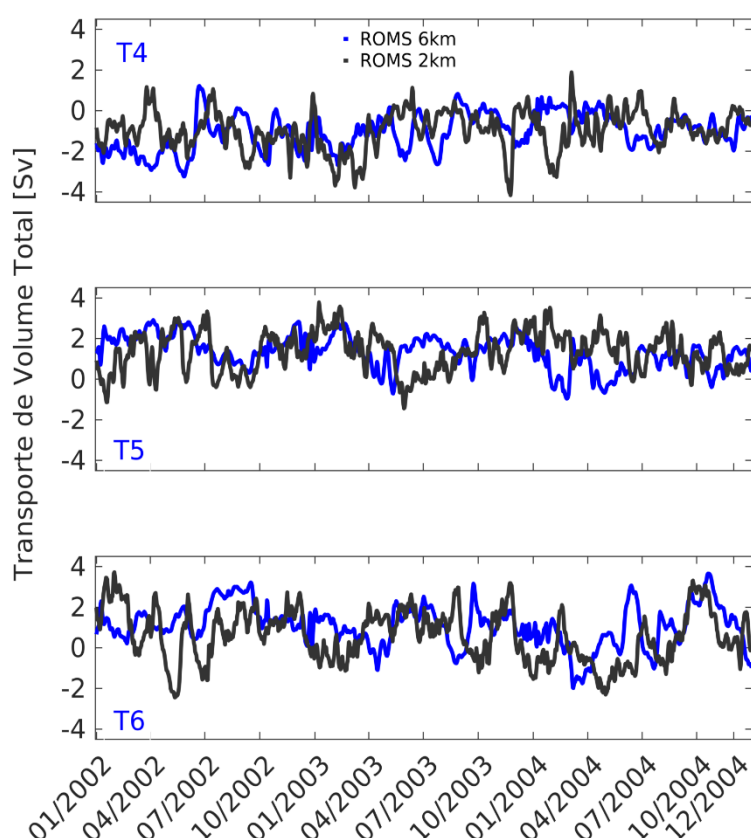


Fonte: A autora, 2019.

Na Figura 26, transporte de volume total [Sv] que atravessa a quebra da plataforma continental, mostra que no transecto T4, ao longo do tempo de integração das simulações os fluxos são majoritariamente direcionados do oceano aberto para plataforma continental na simulação de baixa resolução (linha azul), enquanto que picos de transporte para fora da plataforma são atribuídos aos processos de submesoescala resolvidos na simulação de alta resolução (linha cinza). Em média, ROMS 6km tem transportes de volume de -2 Sv na primavera e no verão, enquanto os transportes para fora da plataforma no outono e no inverno são de cerca de 1 Sv. Para ROMS 2km, os transportes de volume estão entre -4 Sv e 1,5 Sv com as máximas transferências da plataforma continental no outono e no inverno.

No transecto T5, nas duas simulações, as transferências são majoritariamente da plataforma continental para o oceano aberto. Os valores máximos são da ordem de 3 Sv para ROMS 6km durante o verão e a primavera e, para a simulação ROMS 2km, transportes máximos em média de 3 Sv durante a primavera verão, e outono. Durante o inverno, nos dois primeiros anos, os transportes são menores (~ 1 Sv) e no último ano são mais similares com as outras estações (~ 2 Sv). Por fim, no transecto T6, a série temporal transporte de volume apresenta a maior variabilidade sazonal e interanual em relação aos outros transectos para ambas simulações. Em geral, ocorre um transporte de volume entre 1 e 3 Sv para ROMS 6km e 2 e Sv para ROMS 2km da plataforma continental para o oceano aberto ao longo da série temporal. Os picos de transporte para dentro da plataforma de -2 Sv para ROMS 2km durante o outono.

Figura 26 - Transporte de volume total [Sv] através da quebra da plataforma continental (isóbata de 200 m) durante os três anos de simulação do modelo nas duas resoluções (ROMS 6km e ROMS 2km).



Nota: Os valores positivos indicam um transporte da plataforma continental para o oceano aberto.

Fonte: A autora, 2019.

Na Tabela 8 são mostrados os indicadores estatísticos do transporte total de volume que atravessa a quebra da plataforma nos transectos T4, T5 e T6.

Os valores máximos (*Max*) e de *RMS* (média quadrática) tanto para o transporte para dentro (TT_{in}) como para fora (TT_{out}) da quebra da plataforma continental são majoritariamente maiores para a simulação de alta resolução ao longo de toda a série temporal (exceto em T4 o *RMS* para ROMS 6km é ligeiramente maior que em ROMS 2km). Na média ao longo do tempo de integração das simulações, o transecto T4, tem um transporte líquido para dentro da plataforma continental de -0,95 Sv (-0,80 Sv) na simulação de baixa resolução (simulação de alta resolução). Nos transectos T5 e T6 ocorrem, preferencialmente, as trocas da plataforma continental para o oceano aberto. Em T5 o transporte total líquido é de 1,13 Sv (1,20 Sv) em ROMS 6km (ROMS 2km) e em T6 é de 0,70 Sv (0,52 Sv) para ROMS 6km (ROMS 2km).

Tabela 8 - Indicadores estatísticos do transporte total de volume [Sv; 1 Sv = $10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$] através dos transectos T4, T5 e T6 fixados no subdomínio A.

Transecto	TT_{out} [Sv]			TT_{in} [Sv]		
Indicador	$\mu \pm \sigma$ [Sv]	<i>RMS</i> [Sv]	<i>Max</i> [Sv]	$\mu \pm \sigma$ [Sv]	<i>RMS</i> [Sv]	<i>Max</i> [Sv]
ROMS 6km						
T4	0,31 $\pm$ 0,28	0,42	1,21	-1,26 $\pm$ 0,76	1,47	-3,24
T5	1,47 $\pm$ 0,67	1,62	2,92	-0,37 $\pm$ 0,24	0,44	-0,96
T6	1,36 $\pm$ 0,78	1,57	3,64	-0,66 $\pm$ 0,50	0,83	-1,98
ROMS 2km						
T4	0,40 $\pm$ 0,35	0,53	1,88	-1,20 $\pm$ 0,82	1,46	-4,16
T5	1,53 $\pm$ 0,84	1,74	3,77	-0,33 $\pm$ 0,31	0,46	-1,44
T6	1,33 $\pm$ 0,86	1,58	3,71	-0,81 $\pm$ 0,58	1,00	-2,44

Nota: Os indicadores são: $\mu \pm \sigma$ (média e desvio padrão), *RMS* (média quadrática) e máximo valor de transporte total (*Max*) dos três anos de simulação nas duas resoluções. TT_{out} indica o transporte total de volume (em Sv) para o oceano aberto e TT_{in} o transporte de volume total para a costa.

Fonte: A autora, 2019.

Na análise das imagens de médias diárias da velocidade transversal à plataforma superficial, na verdade, os fluxos para fora e dentro da plataforma continental mostrados nos perfis ao longo da quebra da plataforma (T4, T5 e T6) não são fluxos apenas de entrada e saída na direção perpendicular a plataforma continental, mas representam um complexo sistema de trocas relacionado a dinâmica da Corrente do Brasil no subdomínio de análises (20°S – 26°S, 47°W – 39°W). Em síntese, no setor ao largo de Cabo São Tomé (RJ, 22°S), a Corrente do Brasil desenvolve meandros e vórtices que interagem com as águas da plataforma interna e advectam essas águas ou para a região oceânica ao largo do transecto ou para a região do transecto T5. Quando o fluxo ocorre através do transecto T5 a Corrente do Brasil, devido a mudança de orientação da linha de costa e ao gradiente de topografia de fundo, desenvolve meandros e vórtices ciclônicos em regiões mais profundas. Os vórtices gerados podem ou ser liberados para a região oceânica adjacente ou serem reabsorvidos para o fluxo médio da Corrente do Brasil. Quando reabsorvidos, por

conservação de vorticidade, o movimento ciclônico dessas estruturas tende a voltar em direção a costa e ao encontrar a quebra da plataforma desenvolvem um movimento vortical quase estacionário sobre o transecto T4 (veja parte da sequência no Apêndice A, Figura 38). Portanto, mesmo com fluxos intensos associados as Correntes de Contorno Oeste que fluem na quebra da plataforma continental, processos de mesoescala e de submesoescala são importantes mecanismos para impulsionar as trocas de águas entre plataforma continental e o oceano aberto no subdomínio de análises.

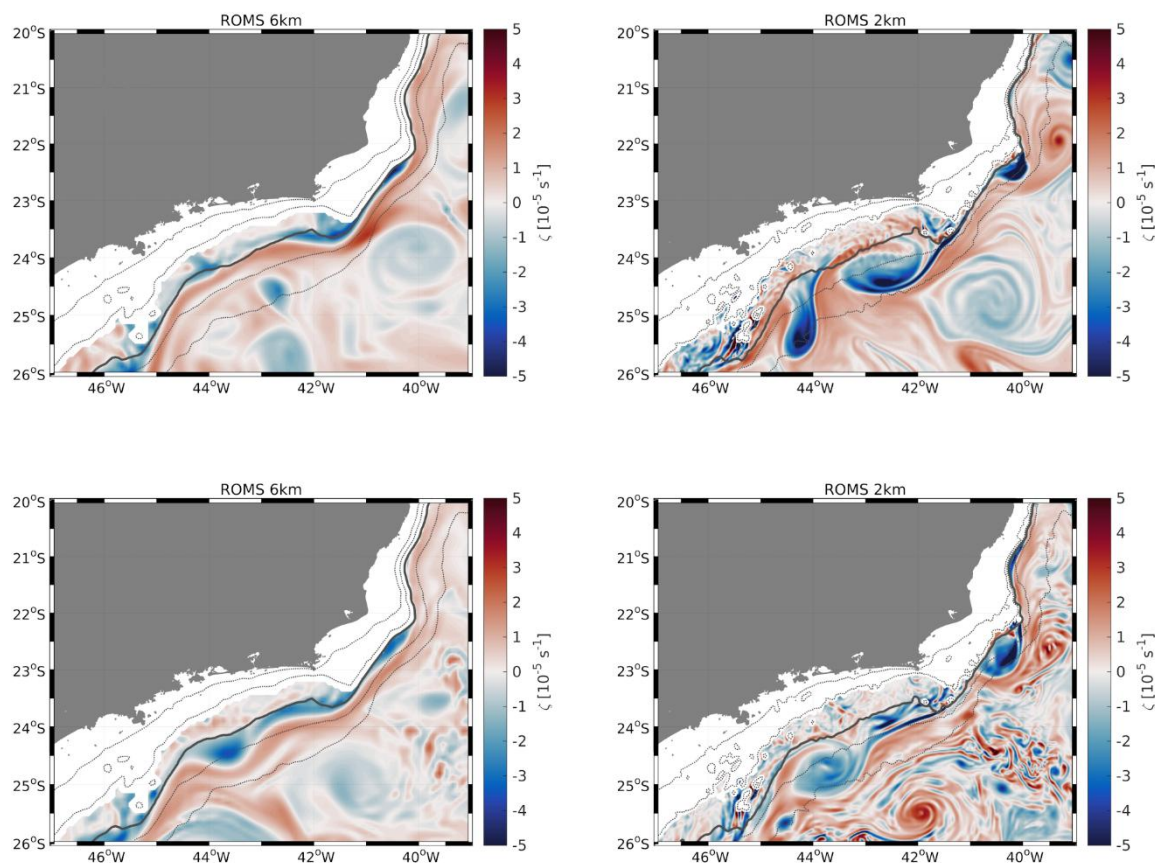
3.2.1 Importância dos Processos de Submesoescala

Os processos de submesoescala são caracterizados por velocidades verticais robustas quando comparadas aos processos de mesoescala devido a contribuição de fluxos ageostróficos (Thomas, Tandon e Mahadevan, 2008, Klein e Lapeyre, 2009). Brink (2016) atribui que as trocas entre a plataforma continental e o oceano aberto acopladas a movimentos verticais intensos são fundamentais para fornecer nutrientes aos ecossistemas da quebra da plataforma, governar tempos de residência, transportar estágios de vida, permitir o transporte de sedimentos, remover contaminantes da região costeira e entre outros fatores que são centrais na determinação de ciclos biogeoquímicos. Regiões de quebra da plataforma são caracterizadas também como regiões de velocidades verticais significativas causadas pela advecção sobre um fundo inclinado e por processos de atrito e de difusão (Lazar, Qiong e Thompson, 2018). Desta forma, séries temporais de velocidade vertical e temperatura nos transectos T4, T5 e T6 são mostradas na Figura 30 para caracterização da importância de processos de submesoescala resolvidos na simulação de alta resolução em gerar velocidades verticais robustas que alteram a distribuição de propriedades físicas na quebra da plataforma.

Como mencionado anteriormente a região onde os transectos foram fixados é caracterizada como uma região altamente turbulenta (veja Apêndice B, Figura 40) com altos valores de energia cinética turbulenta devido a intensa atividade de mesoescala da Corrente do Brasil. Como mencionado na seção 1.2, processos de mesoescala são cruciais para a geração de processos de submesoescala, principalmente, por meio

dos vórtices de mesoescala que advectam horizontalmente gradientes de densidade favorecendo a formação de frentes oceânicas.

Figura 27 - Médias diárias de vorticidade relativa (ζ_z) em 100 metros de profundidade no dia 07/01/2002 (verão, primeira coluna) e no dia 01/07/2002 (inverno, segunda coluna) para as duas simulações do modelo.



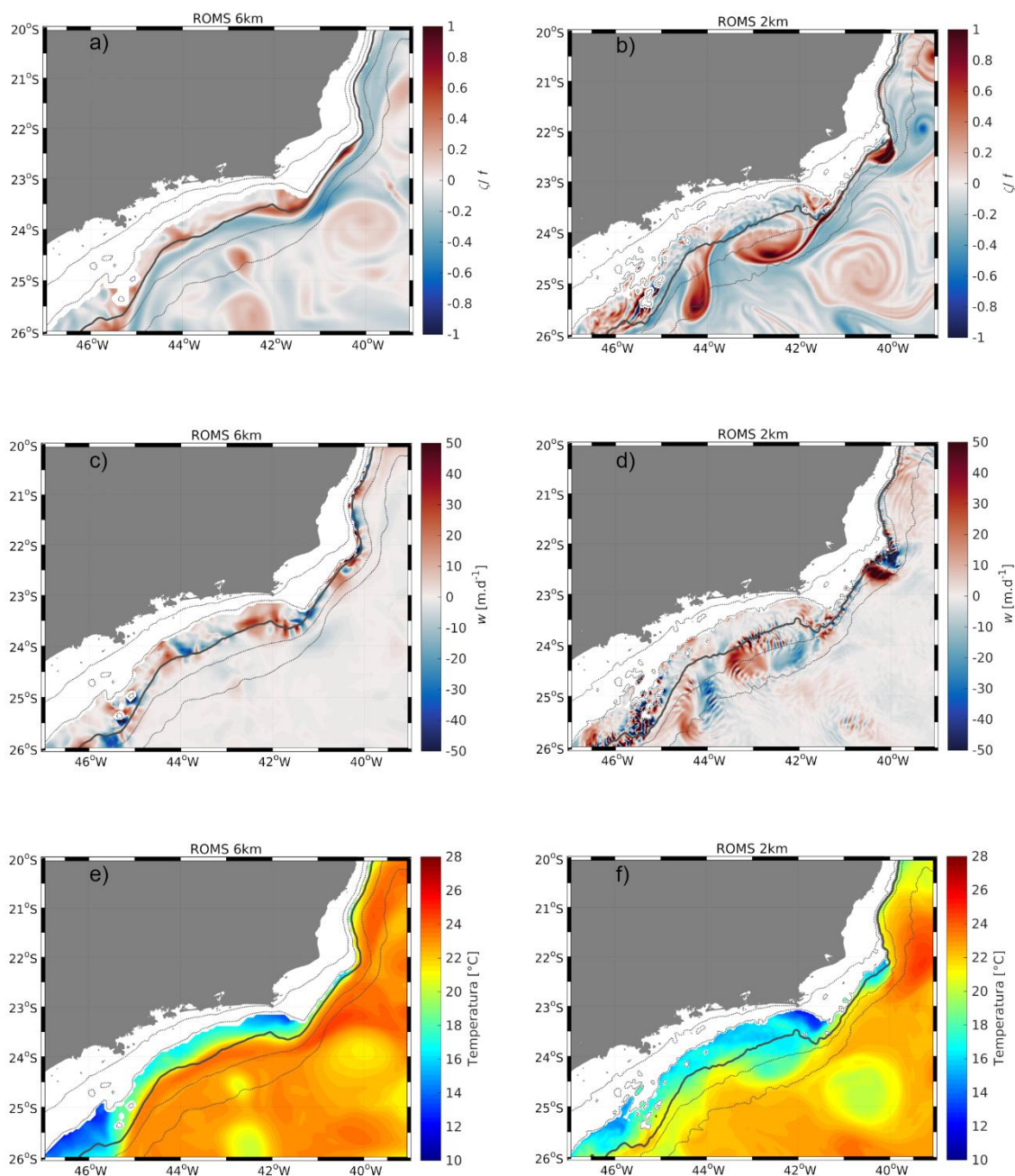
Nota: $\zeta = (v_x - u_y)\mathbf{k}$ é uma quantidade que mede a tendência de rotação das parcelas de fluido, os valores negativos (positivos) indicam um movimento ciclônico (anticiclônico) no sentido horário (anti-horário) no hemisfério sul. Os índices sobrescritos na equação indicam derivadas parciais na direção (x,y) da componente vertical de vorticidade relativa (z).

Fonte: A autora, 2019.

Os mapas de vorticidade relativa em 100 metros de profundidade (ζ , em 10^{-5} s^{-1} , Figura 27) e número de Rossby (Ro , Figura 28, 29, painel superior) são característicos de uma dinâmica oceânica influenciada por fluxos ageostróficos, que impulsionam as velocidades verticais intensas (Figura 28, 29, painel central) que por sua vez alteram a distribuição de traçadores (Figura 28, 29, painel inferior). Durante o inverno, particularmente, os fluxos verticais são mais intensos devido a frequente formação de instabilidades frontais nesta estação (Figura 29). Os processos de submesoescala são descritos como filamentos alongados (0,1 a 50 km) observados em diversas regiões oceânicas ao redor do mundo, especialmente, através de

imagens de satélite (como na Figura 2). Su et al., (2018) reportaram que filamentos de submesoescala resolvidos em modelos de circulação oceânica global são relacionados a intensificação das quantidades mencionadas (ζ e Ro). O padrão reportado na literatura é observado também nos resultados das simulações regionais mostrados nas Figuras 27, 28 e 29.

Figura 28 - Médias diárias de a,b) número de Rossby (Ro); c,d) velocidade vertical [$m.d^{-1}$] e e,f) temperatura.

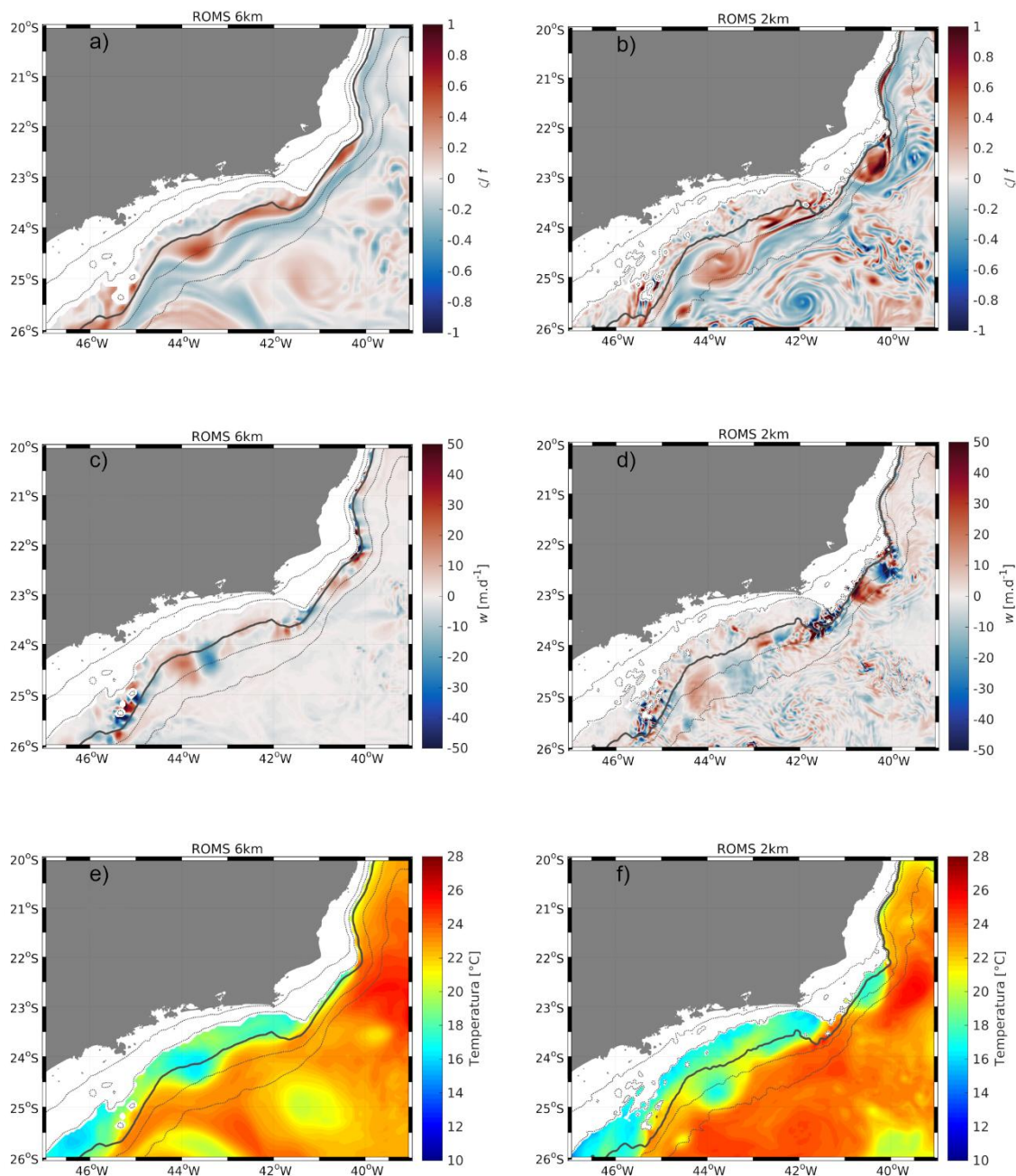


Nota: Os mapas são em 100 metros de profundidade no dia 07/01/2002 (verão) para as duas simulações do modelo. Ro é a razão entre a componente vertical de vorticidade relativa (ζ_z) e a frequência de Coriolis (f). $Ro \sim O(1)$ (em módulo)

indicam que processos não lineares da equação do movimento são tão importantes quanto a vorticidade planetária f ($f = 2\Omega \sin\phi$ é a frequência de Coriolis em s^{-1}), isto é, ocorre a geração de velocidades verticais devido a circulação ageostrófica. Os valores positivos de velocidade vertical indicam um movimento de águas para cima que são visíveis nos mapas de temperatura, águas frias são trazidas do oceano interior para a camada de 100 metros, especialmente, na quebra da plataforma continental (isóbata de 200 metros).

Fonte: A autora, 2019.

Figura 29 - Similar a Figura 28, mas para o dia 01/07/2002 (inverno).



Fonte: A autora, 2019.

Séries temporais de número de Rossby (Ro) (RMS , média quadrática, painel superior), de velocidade vertical (RMS , média quadrática em $m.d^{-1}$, painel central) e

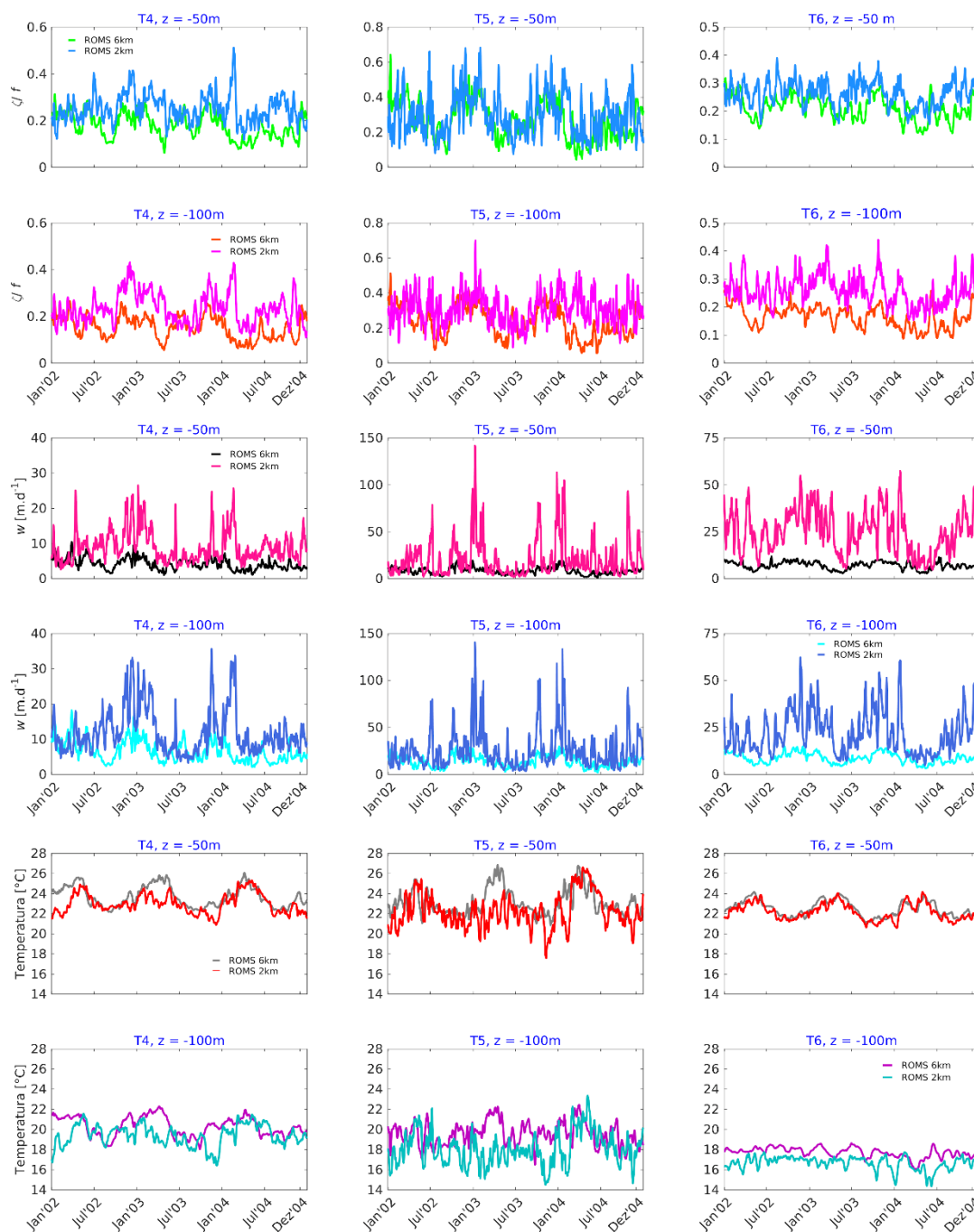
de temperatura ($^{\circ}\text{C}$, painel inferior) em 50 e em 100 metros de profundidade são mostradas na Figura 25 para os transectos T4, T5 e T6.

Nestas séries é possível verificar o impacto do aumento da resolução horizontal das simulações sobre a dinâmica oceânica na quebra da plataforma continental. Com $Ro \sim O(1)$, as velocidades verticais são mais intensas na simulação de alta resolução quando comparada a simulação de baixa resolução que resolve somente processos de mesoescala. Em T5 as velocidades verticais na simulação de alta resolução são uma ordem de magnitude maior que as velocidades na simulação de baixa resolução.

Como visto na seção 4.2, durante o verão os ventos predominantes intensificam o fluxo médio da Corrente do Brasil e, associado uma topografia complexa na região, instabilidades de mesoescala (i.e. meandros e vórtices) são desenvolvidas que, por sua vez, desencadeiam a geração de processos de submesoescala devido a perda do balanço geostrófico (Thomas, Tandon e Mahadevan, 2008; Lazar, Zhang e Thompson, 2018). Nesta estação são observadas as velocidades verticais máximas ao longo da série com intensidades que variam entre 15 m.d^{-1} (T4) e 150 m.d^{-1} (T6). No inverno, quando os ventos predominantes são frequentemente interrompidos pela passagem de frentes frias atmosféricas, as frentes oceânicas desenvolvidas geram gradientes de flutuabilidade que causam movimentos verticais dos processos de submesoescala. Intensidades de velocidades verticais associadas a estes processos variam de 25 m.d^{-1} (T5) a 50 m.d^{-1} (T6) durante o inverno.

Velocidades verticais positivas (para cima) são essenciais para disponibilização de águas frias do oceano interior para as camadas superiores como observado nas Figuras 28 e 29. Nas séries temporais (Figura 30), particularmente, no verão são observadas também que as temperaturas mais frias em todos os transectos são relacionadas a maiores intensidades de velocidades verticais da simulação de alta resolução. Em diagramas de tempo-profundidade o padrão verificado nas séries temporais sobre a relação entre temperatura frias e velocidades verticais positivas pode ser evidenciado para toda a coluna de água ao longo da quebra da plataforma (Figuras 31 a 36).

Figura 30 - Séries temporais de: Ro (RMS; painel superior), a velocidade vertical [$m.d^{-1}$] (RMS, painel central) e a temperatura [$^{\circ}C$] (painel inferior) nos transectos T4, T5 e T6 em 50 e 100 metros de profundidade.



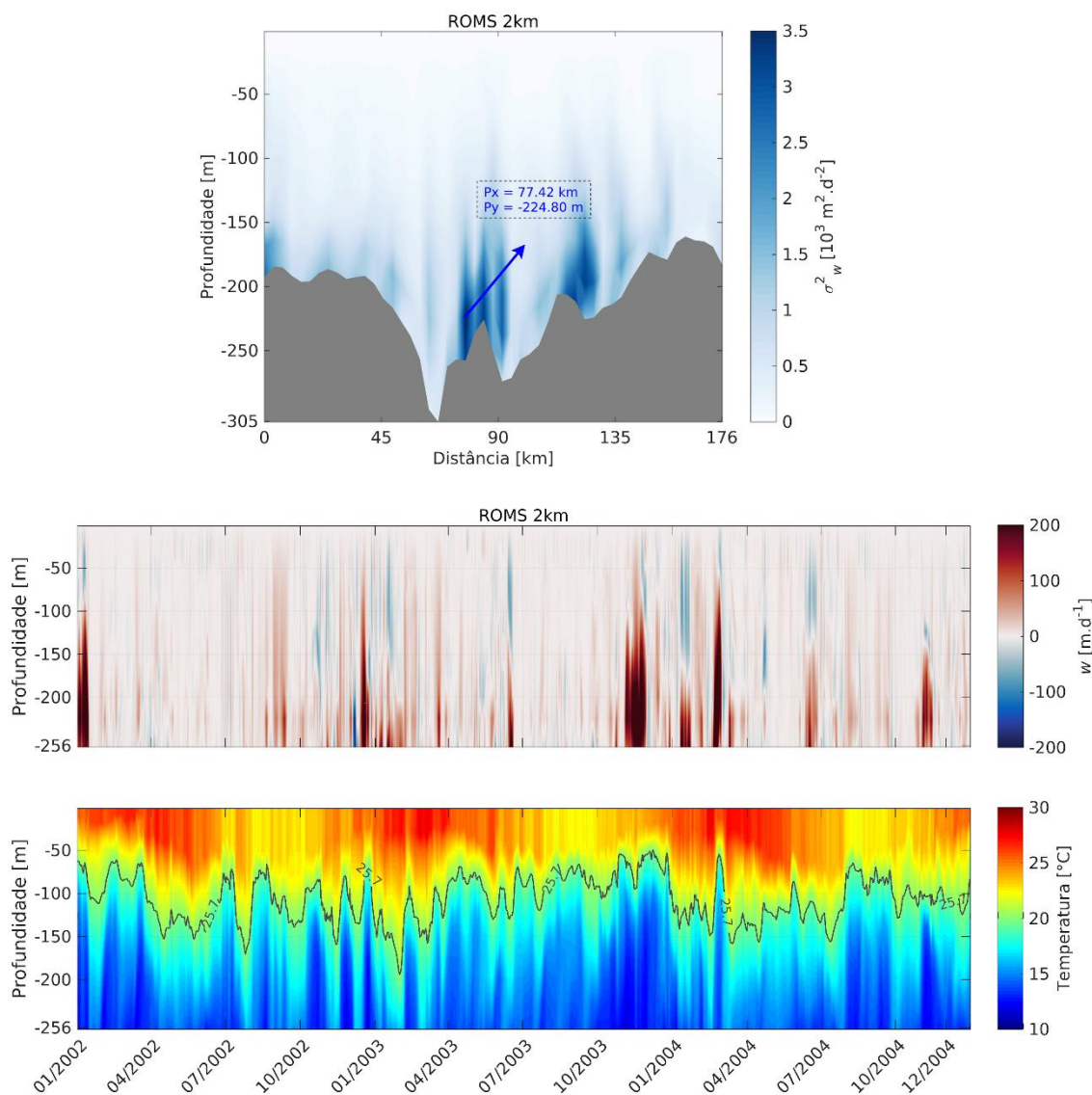
Nota: RMS é a média quadrática.

Fonte: A autora, 2019.

No transecto T4, nos locais de maior variância de velocidade vertical, águas mais frias são transportadas para menores profundidades na simulação de alta resolução (Figura 31) ($P_x = 77,42$ km) quando comparadas aos locais de maior variância de velocidade vertical na simulação de baixa resolução (Figura 32) ($P_x = 0$ km, limite sul do transecto, veja Tabela 1). Com velocidades robustas de $200 m.d^{-1}$ águas de $18^{\circ}C$ ($14^{\circ}C$) são transportadas para profundidades próximas de 50 metros

(100 metros) ao longo de todo o tempo de integração na simulação de alta resolução. Velocidades verticais negativas são esparsas e menos intensas ($\sim -100 \text{ m.d}^{-1}$), portanto, os fluxos verticais para cima são dominantes ao longo da série temporal.

Figura 31 - Painel superior: variância da velocidade vertical [$10^3 \text{ m}^2.\text{d}^{-2}$] no transecto T4 e painel inferior: a) série temporal de velocidade vertical [m.d^{-1}] e de temperatura [$^{\circ}\text{C}$] para a simulação de alta resolução no local de maior variância indicado no painel superior [Px: 77,42 km].

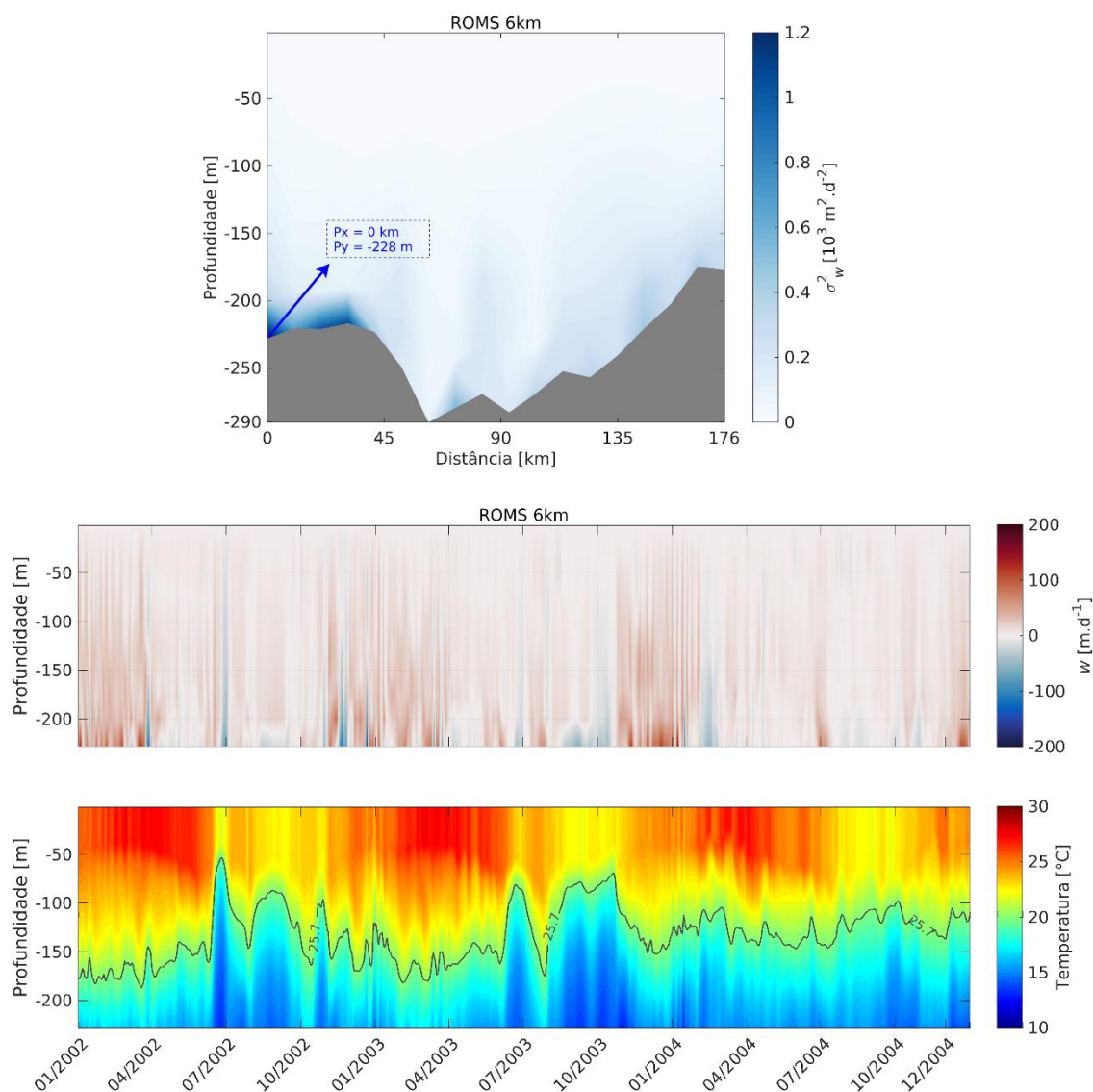


Nota: Os valores positivos de velocidade vertical indicam um movimento para cima. O contorno em cinza plotado na série temporal de temperatura indica a isoterma de 20°C que delimita a interface entre as massas de água Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e Água Tropical (AT). Para referência, ressurgência de ACAS é relacionada aos movimentos verticais de águas entre 6°C e 20°C para as camadas superiores (Brandini et al., 2018).

Fonte: A autora, 2019.

Na simulação de baixa resolução, as velocidades verticais (menos intensas) não são suficientes para levar águas com essa temperatura para a mesma profundidade em todo o tempo de integração. No geral, águas de 18°C (15°C) são encontradas na profundidade de 150 metros (180 metros) ao longo da série temporal da simulação de baixa resolução, exceto, os picos entre julho de 2002 e 2003 que chegam próximos de 50 metros. Neste transecto, portanto, processos de submesoescala são um importante mecanismo para o transporte vertical de águas mais frias associadas a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) na quebra da plataforma.

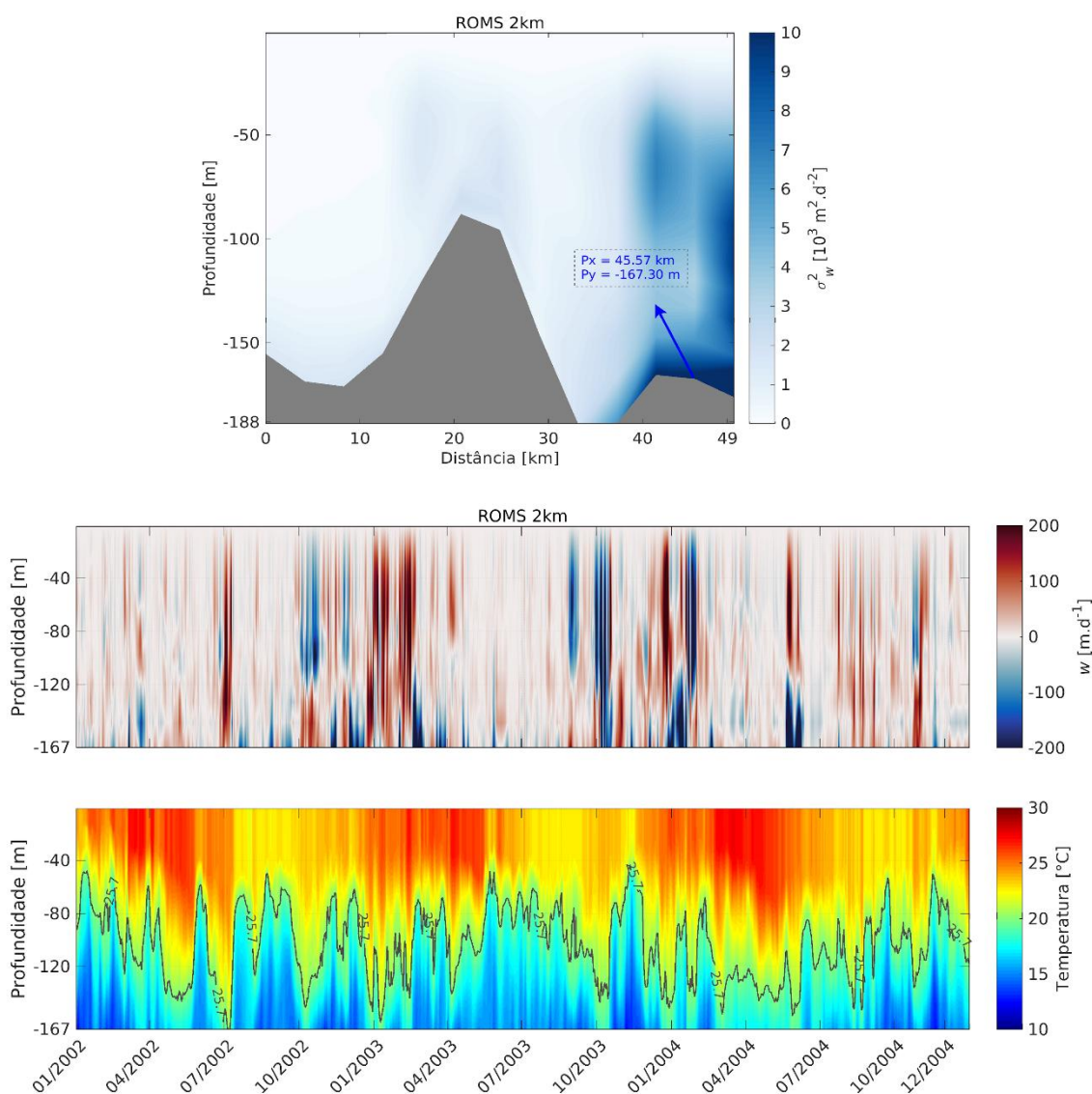
Figura 32 - Similar a Figura 31, mas para a simulação de 6km e no local de maior variância indicado no painel superior [Px: 0 km].



Fonte: A autora, 2019.

Nas duas simulações do transecto T5, águas com temperatura de 18°C (14°C) chegam próximo de 40 metros (120 metros) de profundidade em ROMS 2 km (Figura 33) ($P_x = 45,57$ km), enquanto águas com as mesmas temperaturas chegam em 100 metros e 150 metros, respectivamente, para ROMS 6km (Figura 34) ($P_x = 37,29$ km). Na série temporal de velocidade vertical da simulação de alta resolução são observadas também velocidades verticais negativas robustas (-200 m.d⁻¹) que agem na reestruturação vertical de densidade marcada por discontinuidades (veja Apêndice A, Figura 39).

Figura 33 - Painel superior: variância da velocidade vertical [$10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{d}^{-2}$] no transecto T5 e painel inferior: a) série temporal de velocidade vertical [$\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$] e de temperatura [$^{\circ}\text{C}$] para a simulação de alta resolução no local de maior variância indicado no painel superior [$P_x = 45,57$ km].

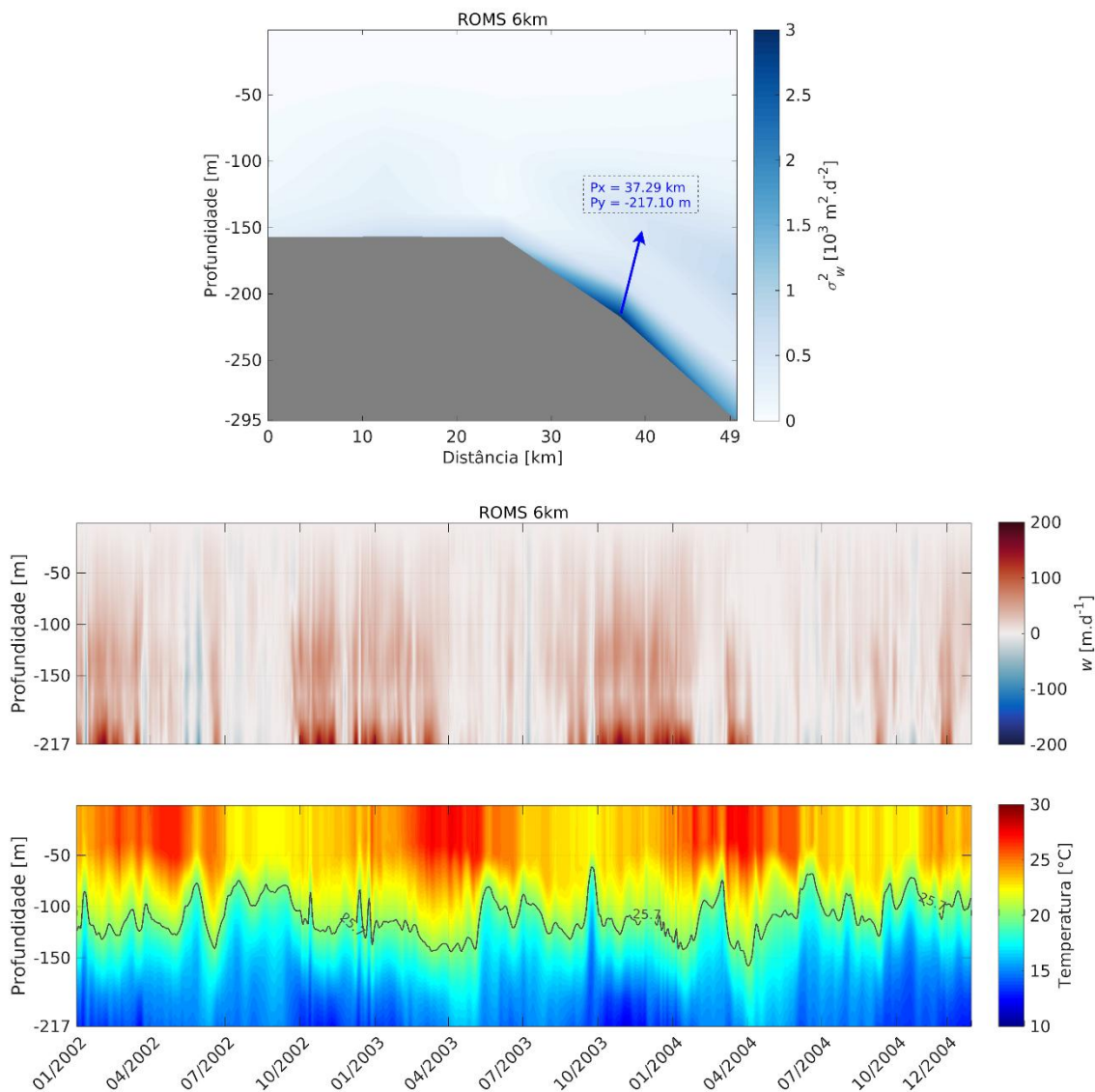


Nota: Os valores positivos de velocidade vertical indicam um movimento para cima. O contorno em cinza plotado na série temporal de temperatura indica a isoterma

de 20°C que delimita a interface entre as massas de água Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e Água Tropical (AT). Para referência, ressurgência de ACAS é relacionada aos movimentos verticais de águas entre 6°C e 20°C para as camadas superiores (Brandini et al., 2018).

Fonte: A autora, 2019.

Figura 34 - Similar a Figura 33, mas para a simulação de 6km e no local de maior variância indicado no painel superior [Px: 37,29 km].

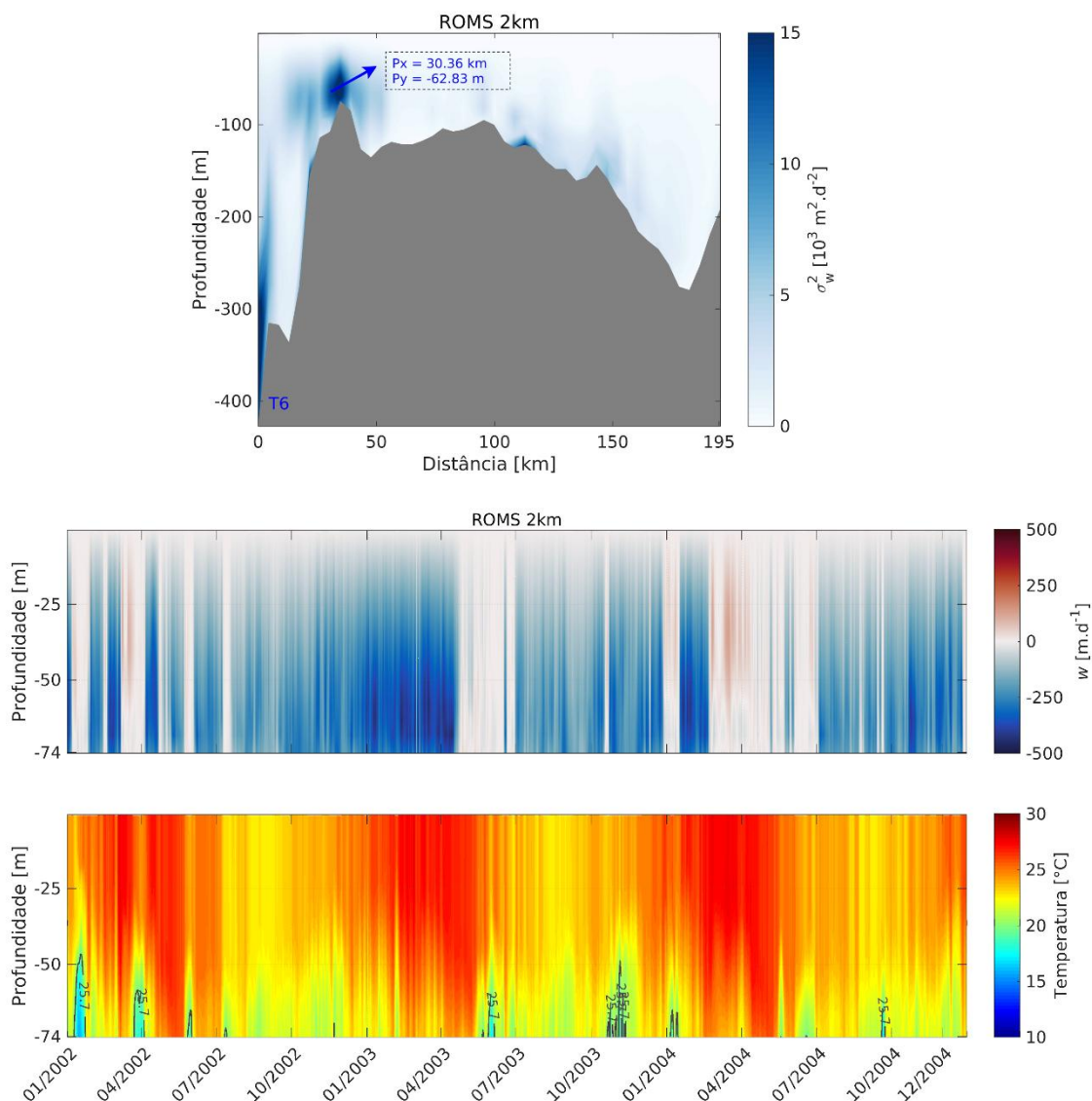


Fonte: A autora, 2019.

Em T6, também ocorre o mesmo processo, na simulação de alta resolução (Figura 35) as velocidades verticais negativas da ordem de -250 m.d^{-1} são mais frequentes devido as frentes de águas densas da plataforma continental interna na região ao largo de Cabo de São Tomé (RJ, 22°S) (veja Apêndice A, Figura 39) que eventualmente atravessam a quebra plataforma continental e são transportadas em direção ao oceano. Calado et al., 2010 reportaram que, com base em imagens termais de satélite, a Corrente do Brasil fluindo junto da quebra da plataforma continental ao

largo de Cabo de São Tomé (localização de T6) desenvolve vórtices que interagem com águas mais frias da região costeira e que são advectadas por estas estruturas em direção ao oceano aberto.

Figura 35 - Painel superior: variância da velocidade vertical [$10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{d}^{-2}$] no transecto T6 e painel inferior: a) série temporal de velocidade vertical [$\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$] e de temperatura [$^{\circ}\text{C}$] para a simulação de 2km no local de maior variância indicado no painel superior [Px: 30,36 km].



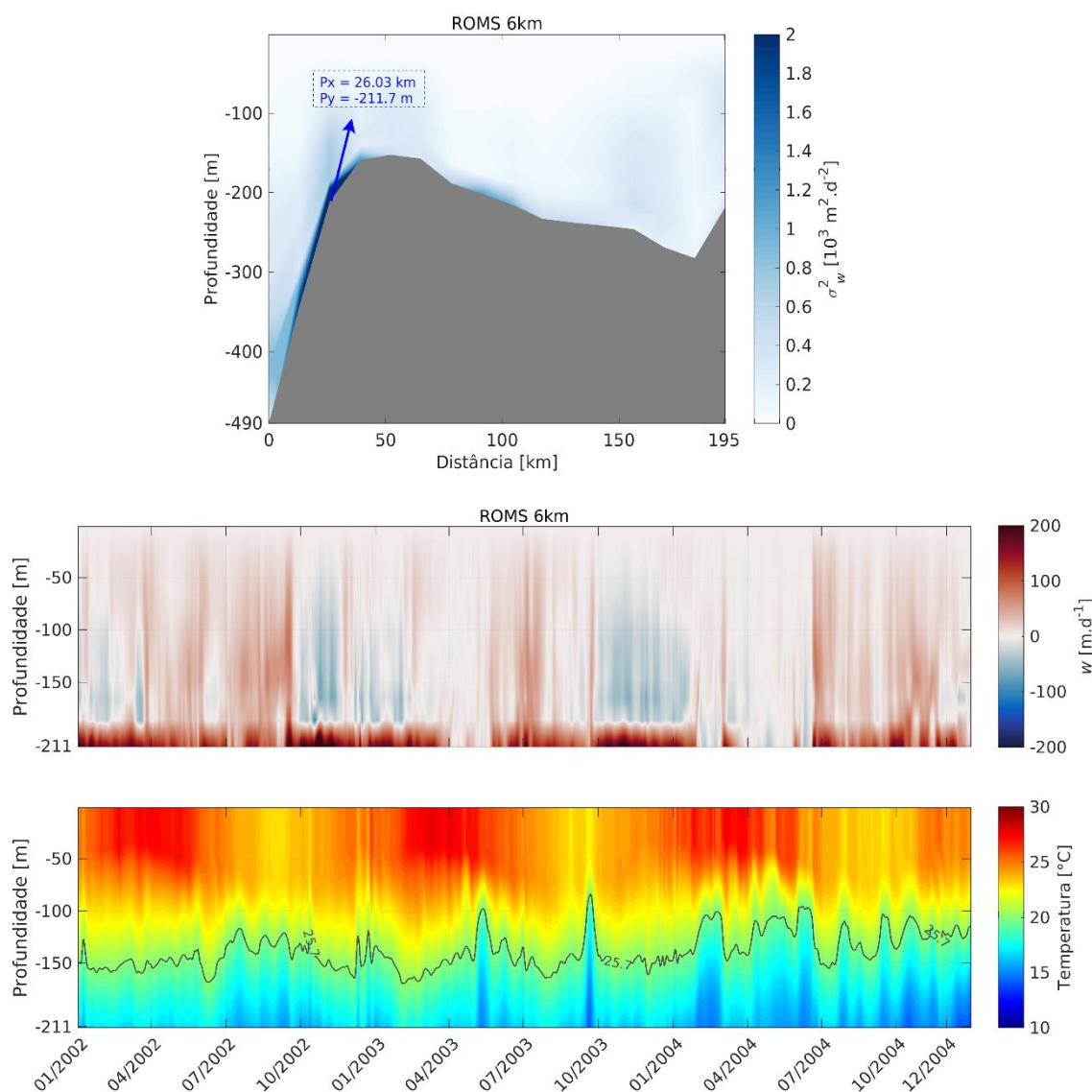
Nota: Os valores positivos de velocidade vertical indicam um movimento para cima. O contorno em cinza plotado na série temporal de temperatura indica a isoterma de 20°C que delimita a interface entre as massas de água Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e Água Tropical (AT). Para referência, ressurgência de ACAS é relacionada aos movimentos verticais de águas entre 6°C e 20°C para as camadas superiores (Brandini et al., 2018).

Fonte: A autora, 2019.

O padrão reportado pelos autores é coerente com a simulação de alta resolução (veja Apêndice A, Figura 38). As frentes de densidade frequentes nas camadas superficiais impulsionam o surgimento de velocidades negativas robustas

que predominam ao longo da série agindo como um mecanismo de reestruturação da coluna de água, especialmente, no verão quando as águas da região costeira são mais frias devido a ressurgência na costa do Cabo de São Tomé. No entanto, mesmo esparsos, eventos de ressurgência são responsáveis por injetar águas de temperatura mais baixa ($\sim 18^\circ\text{C}$) próximo dos 60 metros de profundidade. Em ROMS 6km (Figura 36), as velocidades negativas menos intensas ($\sim 50 \text{ m.d}^{-1}$) transportam águas menos quentes ($\sim 24^\circ\text{C}$) da camada superficial para o oceano interior na primavera (2002 e 2003), velocidades positivas da ordem de 100 m.d^{-1} transportam águas de 18°C para 150 metros de profundidade e alguns picos de 200 m.d^{-1} levam águas com essa temperatura a 100 metros de profundidade.

Figura 36 - Similar a Figura 35, mas para a simulação de baixa resolução e no local de maior variância indicado no painel superior [Px: 26,03 km].



Fonte: A autora, 2019.

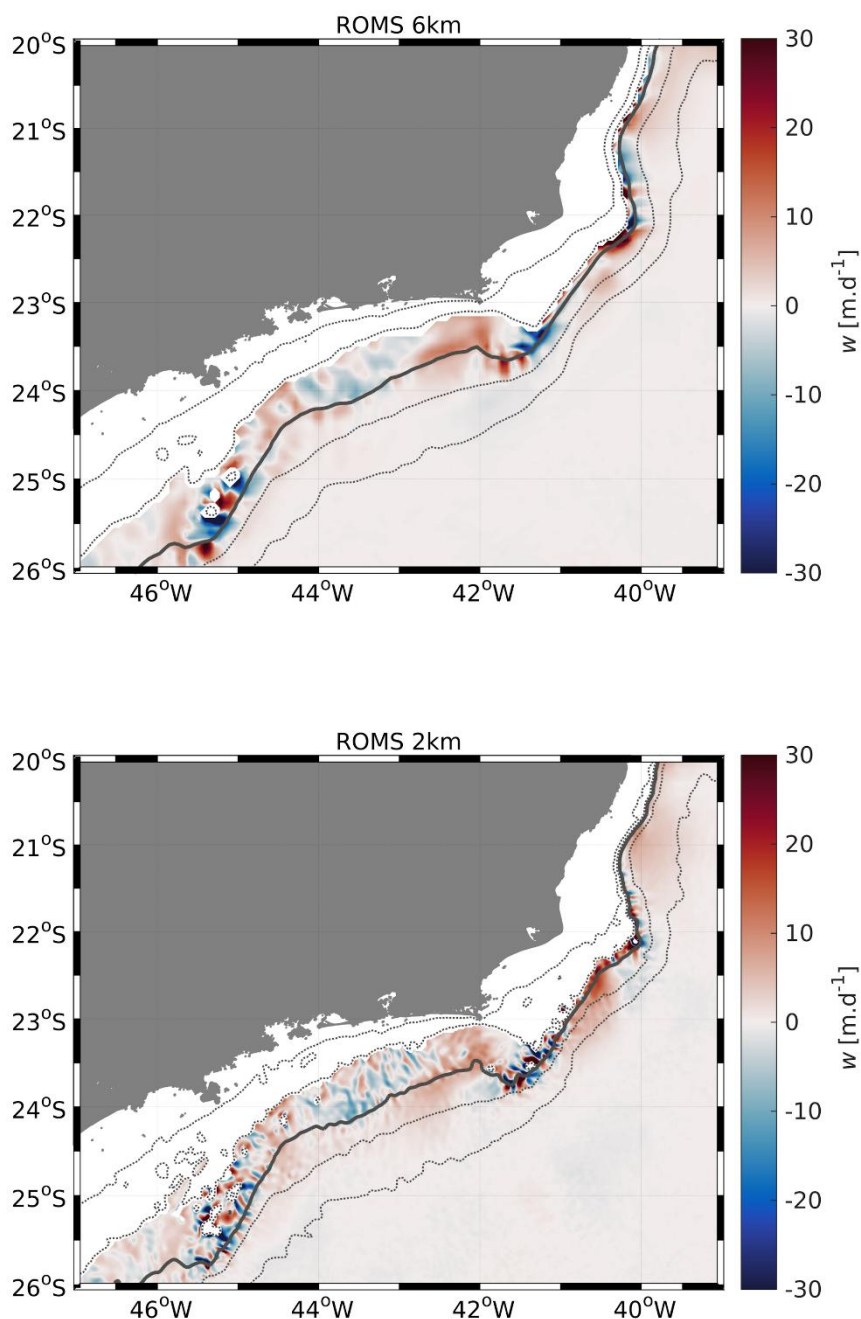
Os resultados mostrados nesta seção indicam que o aumento da resolução espacial nas simulações tem um importante impacto na estruturação da distribuição de temperatura na coluna de água ao longo da quebra da plataforma na localização dos transectos T4, T5 e T6. O transporte de águas mais frias para as camadas mais superficiais tem um importante impacto biológico, enquanto o transporte de águas da superfície para o oceano interior pode ser um importante mecanismo para exportação de propriedades. Em locais de maior variância de velocidade vertical nos transectos os processos de submesoescala são mais efetivos para a ressurgência de águas frias quando comparado aos processos de mesoescala. Os processos de submesoescala, portanto, são um importante mecanismo para a advecção de águas frias para a camada eufótica evidenciando a importância de se considerar esses processos na dinâmica oceânica em simulações na escala regional.

Esta configuração é particularmente importante na quebra da plataforma continental. Em geral, na margem continental brasileira, águas quentes e oligotróficas associadas a massa Água Tropical (AT) são transportadas pela Corrente do Brasil nas camadas superficiais. O surgimento de águas relacionadas a massa Água Central do Atlântico Sul (ACAS), ricas em nutrientes, nas camadas mais superficiais tem um importante impacto na produtividade marinha. O transporte vertical dessas águas mais efetivo na simulação de alta resolução age como um importante mecanismo para o fluxo de nutrientes limitantes a produção primária para camadas superiores da quebra da plataforma.

O suprimento de nutrientes limitantes (e.g. nitrato) em camadas mais superficiais com maior disponibilidade de luz, tem um impacto sobre o ciclo global de carbono (Thomas, Tandon e Mahadevan, 2008, Ferrari, 2011). Como a produção primária tende a ser limitada por fontes de nitrogênio que, ao ser transportados para as camadas superficiais associadas a presença de carbono, podem tanto aumentar a produção marinha local quanto aumentar a exportação de carbono para o fundo oceânico. Na média temporal, Figura 37, processos de submesoescala configuram locais preferenciais (*hotspots*) de ressurgência sobre a quebra da plataforma na margem continental brasileira que, conseqüentemente, podem contribuir para o aumento da produtividade marinha na região. Isto implica que, no longo termo independente da estação do ano, processos de submesoescala podem ser importantes mecanismos para injeção de nutrientes na camada eufótica em regiões

de Correntes de Contorno Oeste que são geralmente consideradas não tão produtivas quanto em regiões Correntes de Contorno Leste.

Figura 37 - Mapas de velocidade vertical [m.d^{-1}] em 100 metros de profundidade: média anual representativa dos três anos de simulação (2002 a 2004) para as simulações de 6km (painel superior) e de 2km (painel inferior).



Nota: Os valores positivos de velocidade vertical indicam um movimento para cima.
Fonte: A autora, 2019.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste estudo foi utilizado um modelo hidrodinâmico regional em duas resoluções horizontais para investigar como processos de mesoescala e de submesoescala influenciam as trocas de águas entre a plataforma continental e o oceano aberto na margem continental sudeste brasileira. Primeiramente, na validação do modelo, os resultados indicaram que o padrão de distribuição de temperatura e estrutura vertical de velocidade de correntes simulados são coerentes com os padrões observados e reportados na literatura. O modelo representa satisfatoriamente as principais características da circulação oceânica na região como correntes de contorno oeste que compõem o sistema Corrente do Brasil e os gradientes de temperatura entre a região costeira e o oceano aberto devido aos cenários de ressurgência na costa.

Os resultados destas análises revelam que processos de submesoescala são importantes mecanismos na estruturação e na distribuição de propriedades físicas como a temperatura em sistemas de ressurgência durante um ciclo sazonal. O sistema de ressurgência na costa é intensificado e a ressurgência na quebra da plataforma ocorre em longos períodos independente da estação do ano. O padrão encontrado revela que os processos físicos de submesoescala contribuem tanto quanto os outros processos físicos já descritos na literatura (dinâmica de Ekman e vórtices ciclônicos da Corrente do Brasil) que, em conjunto com a geometria costeira, modulam o cenário da ressurgência na região ao largo de Cabo Frio (RJ, 23°S).

Na estruturação das correntes de contorno oeste o impacto desses processos ocorre na intensificação do transporte de volume dos fluxos médios da Corrente do Brasil e da Corrente de Contorno Intermediária. Os resultados indicaram que nas simulações de baixa resolução os fluxos da Corrente do Brasil são organizados, estreitos e mais intensos, enquanto na simulação de alta resolução são extensos, mais rasos e ligeiramente mais fracos devido à grande variabilidade de processos turbulentos resolvidos na simulação de alta resolução. Com essa pequena variação da área de núcleo dessa corrente, as estimativas de volume foram afetadas sendo mais expressivas nas simulações de alta resolução. No entanto, mesmo com velocidades ligeiramente menores, as estimativas de transporte de volume obtidas para a Corrente do Brasil nesta simulação são mais próximas de estudos

observacionais reportados na literatura para a região de estudo. Para a Corrente do Contorno Intermediária, as variações em áreas são menos expressivas nas duas simulações, mas velocidades são mais intensas na simulação de alta resolução o que conferiu os maiores transportes de volume para esta simulação. Os valores obtidos de transporte de volume para essa corrente são também muito próximos da estimativa reportada por Silveira (2007) e Biló et al., (2014).

O objetivo mais relevante neste trabalho, contudo, foi a estimativa do transporte de volume que atravessa a quebra da plataforma continental em direção ao oceano aberto nas proximidades do setor entre Cabo de São Tomé (RJ, 22°S) e Cabo Frio (RJ, 23°S). Os resultados indicam que processos de mesoescala e de submesoescala são importantes mecanismos para impulsionar trocas de águas nas regiões onde fluxos intensos relacionados a correntes de contornos impõem uma barreira física a trocas entre a região costeira e o oceano aberto. Confirmando a hipótese, os processos de submesoescala são particularmente mais importantes, pois intensificam substancialmente a transferência de águas em curtos períodos de tempo e esta transferência, associada a altas velocidades verticais, tem um papel importante na dispersão e transporte de propriedades físicas (e/ou substâncias em suspensão) entre esses ambientes. O padrão encontrado aqui reflete o padrão sugerido por Brink (2016).

Os resultados de velocidade vertical das simulações de alta resolução indicam também que processos de submesoescala configuram em longo termo os locais preferenciais de ressurgência sobre a quebra da plataforma continental. Esses processos físicos favorecem uma comunicação mais efetiva entre as camadas superficiais e de subsuperfície que, conseqüentemente, pode ter um impacto biogeoquímico significativo tanto com o suprimento de nutrientes em camadas superficiais quanto com a exportação de substâncias para o oceano profundo.

Os resultados obtidos indicam a importância da consideração de processos físicos de menor escala em estudos numéricos sobre dinâmica oceânica. Sobretudo, em estudos como este, em que fluxos na direção transversal à plataforma são considerados geralmente menos intensos do que os fortes fluxos na direção ao longo da plataforma continental. Sendo assim, os resultados obtidos aqui suportam a ideia de que mesmo que transportes transversais sejam relativamente mais fracos que as fortes correntes de contorno, vórtices de mesoescala e filamentos de submesoescala

associados aos fluxos médios são os responsáveis por promover a comunicação entre as regiões oceânica e costeira na margem continental sudeste brasileira.

REFERÊNCIAS

- AGUIAR, A. L. et al. Upwelling processes along a western boundary current in the Abrolhos-Campos region of Brazil. **Continental Shelf Research**, v. 85, p. 42-59, 2014. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2014.04.013>
- AKPINAR, A. et al. Cross-shelf exchanges in the Bay of Biscay. In *Eight EuroGOOS International Conference. 3-5 October 2017, Bergen, Norway*. 2017.
- ALBERT, A. et al. Impact of nearshore wind stress curl on coastal circulation and primary productivity in the Peru upwelling system. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 115, n. C12, 2010. <https://doi.org/10.1029/2010JC006569>
- ALLEN, S. E.; DURRIEU DE MADRON, X. A review of the role of submarine canyons in deep-ocean exchange with the shelf. **Ocean Science**, v. 5, n. 4, p. 607-620, 2009. <https://doi.org/10.5194/os-5-607-2009>
- ARCHER, M. R. et al. *On the variability of the East Australian Current*: Jet structure, meandering, and influence on shelf circulation. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 122, n. 11, p. 8464-8481, 2017. <http://doi.org/10.1002/2017JC013097>
- BAKUN, A.; WEEKS, S. J. The marine ecosystem off Peru: What are the secrets of its fishery productivity and what might its future hold? **Progress in Oceanography**, v. 79, n. 2-4, p. 290-299, 2008. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.027>
- BETTENCOURT, J. H. et al. Characterization of the structure and cross-shore transport properties of a coastal upwelling filament using three-dimensional finite-size Lyapunov exponents. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 122, n. 9, p. 7433-7448, 2017. <http://dx.doi.org/10.1002/2017JC012700>
- BILÓ, T. C. et al. Methods for estimating the velocities of the Brazil Current in the pre-salt reservoir area off southeast Brazil (23°S - 26°S). **Ocean Dynamics**, v. 64, n. 10, p. 1431-1446, 2014. <https://doi.org/10.1007/s10236-014-0761-2>
- BOEBEL, O. et al. The intermediate depth circulation of the western South Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 21, p. 3329-3332, 1999. <https://doi.org/10.1029/1999GL002355>
- BRANDINI, F. P.; TURA, P. M.; SANTOS, P. P. G. M. Ecosystem responses to biogeochemical fronts in the South Brazil Bight. **Progress in Oceanography**, v. 164, p. 52-62, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.04.012>
- BRINK, K. H. Cross-shelf exchange. **Annual Review of Marine Science**, v. 8, p. 59-78, 2016. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015717>
- CALADO, L.; GANGOPADHYAY, A.; SILVEIRA, I. C. A. *Feature-oriented regional modeling and simulations (FORMS) for the western South Atlantic*: Southeastern Brazil region. **Ocean Modelling**, v. 25, n. 1-2, p. 48-64, 2008. <http://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.06.007>

CALADO, L. et al. Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil). **Continental Shelf Research**, v. 30, n. 10-11, p. 1181-1188, 2010. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.03.007>

CALIL, P. H. R. et al. Eddy activity in the lee of the Hawaiian Islands. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 55, n. 10-13, p. 1179-1194, 2008. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.01.008>

CAMPOS, E. J. D.; GONÇALVES, J. E.; IKEDA, Y. Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: Summer of 1991. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 100, n. C9, p. 18537-18550, 1995. <https://doi.org/10.1029/1999GL010502>

CAMPOS, E. J. D.; VELHOTE, D.; SILVEIRA, I. C. A. Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 6, p. 751-754, 2000. <https://doi.org/10.1029/1999GL010502>

CAPET, X. et al. Eddies in eastern boundary subtropical upwelling systems. **Ocean Modeling in an Eddying Regime, Geophys. Monogr. Ser**, v. 177, p. 131-147, 2008. <http://dx.doi.org/10.1029/177GM10>

CARTON, J. A.; GIESE, B. S. A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 8, p. 2999-3017, 2008. <https://doi.org/10.1175/2007MWR1978.1>

CARVALHO-BATISTA, A. et al. The Cabo Frio upwelling overrides geographical patterns in the population dynamics of the shrimp *Artemesia longinaris* Spence Bate, 1888 (Decapoda: Penaeidae). **Marine Ecology**, v. 40, n. 2, p. e12534, 2019. <https://doi.org/10.1111/maec.12534>

CASTELÃO, R. M.; CAMPOS, E. J. D.; MILLER, J. L. A modelling study of coastal upwelling driven by wind and meanders of the Brazil Current. **Journal of Coastal Research**, p. 662-671, 2004. [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)

CASTELAO, R. M.; BARTH, J. A. *Upwelling around Cabo Frio, Brazil*: The importance of wind stress curl. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 3, 2006. <https://doi.org/10.1029/2005GL025182>

CASTELAO, R. M. Sea surface temperature and wind stress curl variability near a cape. **Journal of Physical Oceanography**, v. 42, n. 11, p. 2073-2087, 2012. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-11-0224.1>

CASTRO, B. M.; MIRANDA, L. B. Physical oceanography of the Western Atlantic continental shelf located between 4° N and 34° S. In 'The Sea' (Eds AR Robinson and KH Brink.) pp. 209–251. 1998.

CASTRO, B.M., LORENZETTI, J.A., SILVEIRA, I.C.A., MIRANDA, L.B., 2006. Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o

Chuí (RS). In: Rossi-Wongtschowski, L.S.P., Madureira, L.S.P. (Eds.), O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região sudeste-sul do Brasil. Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, pp. 11–120.

CERDA, C.; CASTRO, B. M. Hydrographic climatology of South Brazil Bight shelf waters between São Sebastião (24°S) and Cabo São Tomé (22°S). **Continental Shelf Research**, v. 89, p. 5-14, 2014. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.11.003>

COELHO-SOUZA, Sergio Augusto et al. Biophysical interactions in the Cabo Frio upwelling system, Southeastern Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 60, n. 3, p. 353-365, 2012. <http://dx.doi.org/10.1590/S1679-87592012000300008>

COMBES, V. et al. *Cross-shore transport variability in the California Current: Ekman upwelling vs. eddy dynamics*. **Progress in Oceanography**, v. 109, p. 78-89, 2013. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2012.10.001>

DA SILVA, A. M.; YOUNG, C. C.; LEVITUS, S. Atlas of surface marine data 1994, Vol. 1: Algorithms and procedures. **NOAA Atlas NESDIS**, v. 6, n. 83, p. 20910-3282, 1994.

DEBREU, L.; VOULAND, C.; BLAYO, E. AGRIF: Adaptive grid refinement in Fortran. **Computers & Geosciences**, v. 34, n. 1, p. 8-13, 2008. <http://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.01.009>

DEBREU, L. et al. *Two-way nesting in split-explicit ocean models: algorithms, implementation and validation*. **Ocean Modelling**, v. 49, p. 1-21, 2012. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2012.03.003>

DINNIMAN, M. S., KLINCK, J. M.; SMITH Jr., W. O. Cross-shelf exchange in a model of the Ross Sea circulation and biogeochemistry. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, 50(22-26), p. 3103-3120, 2003. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2003.07.011>

EKMAN, V. W. On the influence of the earth's rotation on ocean-currents. **Arkiv för Matematik, Astronomi Och Fisik**. B. 2(11), 1-51.1905.

FERRARI, R. A frontal challenge for climate models. **Science**, v. 332, n. 6027, p. 316-317, 2011. <http://doi.org/10.1126/science.1203632>

GARZOLI, S. L. et al. The fate of the deep western boundary current in the South Atlantic. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 103, p. 125-136, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.05.008>

GOSZCZKO, I. INGVALDSEN, R. B.; ONARHEIM, I. H. Wind-Driven Cross-Shelf Exchange - West Spitsbergen Current as a Source of Heat and Salt for the Adjacent Shelf in Arctic Winters. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 123, n. 4, p. 2668-2696, 2018. <https://doi.org/10.1002/2017JC013553>

GRUBER, N. et al. Eddy-induced reduction of biological production in eastern boundary upwelling systems. **Nature Geoscience**, v. 4, n. 11, p. 787, 2011. <https://doi.org/10.1038/ngeo1273>

GUIDI, L. et al. Does eddy-eddy interaction control surface phytoplankton distribution and carbon export in the North Pacific Subtropical Gyre? **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 117, n. G2, 2012. <https://doi.org/10.1029/2012JG001984>

GUINEHUT, S. et al. *Combining Argo and remote-sensing data to estimate the ocean three-dimensional temperature fields: A first approach based on simulated observations.* **Journal of Marine Systems**, v. 46, n. 1-4, p. 85-98, 2004. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2003.11.022>

GUINEHUT, S. et al. High resolution 3-D temperature and salinity fields derived from in situ and satellite observations. **Ocean Science**, v. 8, n. 5, p. 845-857, 2012. <https://doi.org/10.5194/os-8-845-2012>

HE, R. et al. *Cross-shelf exchange associated with the Gulf Stream in the South Atlantic Bight: Direct Observations Using an Autonomous Underwater Glider.* **Marine Technology Society Journal**, v. 52, n. 3, p. 19-27, 2018. <https://doi.org/10.4031/MTSJ.52.3.5>

HUTHNANCE, J. M. *Circulation, exchange and water masses at the ocean margin: the role of physical processes at the shelf edge.* *Progress in Oceanography*, 35(4), p. 353-431, 1995. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(95\)80003-C](https://doi.org/10.1016/0079-6611(95)80003-C)

JIA, F.; WU, L.; QIU, B. Seasonal modulation of eddy kinetic energy and its formation mechanism in the southeast Indian Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 41, n. 4, p. 657-665, 2011. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4436.1>

JORDI, A. et al. Analysis of the circulation and shelf-slope exchanges in the continental margin of the northwestern Mediterranean. **Ocean Science**. 2(2), 173-181. 2006. <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00298576>

JORDI, A. et al. Estimation of shelf-slope exchanges induced by frontal instability near submarine canyons. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 113, n. C5, 2008. <http://doi.org/10.1029/2007JC004207>

KLEIN, P., LAPEYRE, G., 2009. The oceanic vertical pump induced by mesoscale and submesoscale turbulence. **Annual Review of Marine Science**, v. 1, p. 351-375, 2009. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163704>.

LAPEYRE, G.; KLEIN, P. Impact of the small-scale elongated filaments on the oceanic vertical pump. **Journal of Marine Research**, v. 64, n. 6, p. 835-851, 2006. <https://doi.org/10.1357/002224006779698369>

LAPEYRE, G.; KLEIN, P.; HUA, B. L. Oceanic restratification forced by surface frontogenesis. **Journal of Physical Oceanography**, v. 36, n. 8, p. 1577-1590, 2006. <https://doi.org/10.1175/JPO2923.1>

LAZAR, A.; ZHANG, Q.; THOMPSON, A. Submesoscale Turbulence over a Topographic Slope. **Fluids**, v. 3, n. 2, p. 32, 2018. <https://doi.org/10.3390/fluids3020032>

LÉVY, M. et al. Modifications of gyre circulation by sub-mesoscale physics. **Ocean Modelling**, v. 34, n. 1-2, p. 1-15, 2010. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2010.04.001>

LÉVY, M. et al. Bringing physics to life at the submesoscale. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 14, 2012. <https://doi.org/10.1029/2012GL052756>

LÉVY, M. et al. *Large-scale impacts of submesoscale dynamics on phytoplankton: Local and remote effects.* **Ocean Modelling**, v. 43, p. 77-93, 2012. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.12.003>

MAHADEVAN, A. Modeling vertical motion at ocean fronts: Are nonhydrostatic effects relevant at submesoscales? **Ocean Modelling**, v. 14, n. 3-4, p. 222-240, 2006. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2006.05.005>

MAHADEVAN, A. The impact of submesoscale physics on primary productivity of plankton. **Annual Review of Marine Science**, v. 8, p. 161-184, 2016. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015912>

MAHIQUES, M. M. de et al. The Southern Brazilian shelf: general characteristics, quaternary evolution and sediment distribution. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, n. SPE2, p. 25-34, 2010. <http://dx.doi.org/10.1590/S1679-87592010000600004>

MANN, K. H.; LAZIER, J. R. N. *Dynamics of Marine Ecosystems: Biological-Physical Interactions in the Oceans.* John Wiley & Sons, 2013.

MARCHESIELLO, P.; MCWILLIAMS, J. C.; SHCHEPETKIN, A. Equilibrium structure and dynamics of the California Current System. **Journal of physical Oceanography**, v. 33, n. 4, p. 753-783, 2003. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)33%3C753:ESADOT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)33%3C753:ESADOT%3E2.0.CO;2)

MATSUURA, Y. A probable cause of recruitment failure of the Brazilian sardine *Sardinella aurita* population during the 1974/75 spawning season. **South African Journal of Marine Science**, v. 17, n. 1, p. 29-35, 1996. <http://dx.doi.org/10.2989/025776196784158554>

MCWILLIAMS, J. C. Submesoscale currents in the ocean. **Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 472, n. 2189, p. 20160117, 2016. <https://doi.org/10.1098/rspa.2016.0117>

MULET, S. et al. A new estimate of the global 3D geostrophic ocean circulation based on satellite data and in-situ measurements. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 77, p. 70-81, 2012. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.04.012>

MUNK, W. et al. Spirals on the sea. **Scientia Marina**, v. 65, n. S2, p. 193-198, 2001. <https://doi.org/10.1098/rspa.2000.0560>

NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. 2014. MODIS-Aqua Ocean Color Data: NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. http://dx.doi.org/10.5067/AQUA/MODIS_OC.2014.0.

National Geophysical Data Center, 2006. 2-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2) v2. National Geophysical Data Center, NOAA. <http://doi.org/10.7289/V5J1012Q>

OLIVEIRA, L. R. et al. Brazil Current surface circulation and energetics observed from drifting buoys. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 114, n. C10, 2009. <https://doi.org/10.1029/2008JC004900>

PALMA, E. D.; MATANO, R. P. Disentangling the upwelling mechanisms of the South Brazil Bight. **Continental Shelf Research**, v. 29, n. 11-12, p. 1525-1534, 2009. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.04.002>

PALMA, E. D.; MATANO, R. P.; PIOLA, A. R. A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Stratified ocean response to local and offshore forcing. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 113, n. C11, 2008. <http://doi.org/10.1029/2007JC004720>.

PELIZ, A. et al. Extreme cross-shelf transport induced by eddy interactions southwest of Iberia in winter 2001. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 8, 2004. <https://doi.org/10.1029/2004GL019618>

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in oceanography**, v. 26, n. 1, p. 1-73, 1991. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(91\)90006-8](https://doi.org/10.1016/0079-6611(91)90006-8)

PICKETT, M. H.; PADUAN, J. D. Ekman transport and pumping in the California Current based on the US Navy's high-resolution atmospheric model (COAMPS). **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 108, n. C10, 2003. <https://doi.org/10.1029/2003JC001902>

PIOLA, A. R.; ROMERO, S. I.; ZAJACZKOVSKI, U. Space–time variability of the Plata plume inferred from ocean color. **Continental Shelf Research**, v. 28, n. 13, p. 1556-1567, 2008. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.02.013>

RENAULT, L.; McWILLIAMS, J. C.; MASSON, S. Satellite observations of imprint of oceanic current on wind stress by air-sea coupling. **Scientific reports**, v. 7, n. 1, p. 17747, 2017. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-17939-1>

ROCHA, C. B. et al. Vertical structure, energetics, and dynamics of the Brazil Current System at 22°S - 28°S. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 119, n. 1, p. 52-69, 2014. <http://dx.doi.org/10.1002/2013JC009143>

RODRIGUES, R. R.; LORENZZETTI, J. A. A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. **Continental Shelf Research**, v. 21, n. 4, p. 371-394, 2001. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00094-7](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00094-7)

ROSSI, V. et al. *Cross-shelf variability in the Iberian Peninsula Upwelling System: Impact of a mesoscale filament*. **Continental Shelf Research**, v. 59, p. 97-114, 2013. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2013.04.008>

ROUGHAN, M.; MIDDLETON, J. H. A comparison of observed upwelling mechanisms off the east coast of Australia. **Continental Shelf Research**, v. 22, n. 17, p. 2551-2572, 2002. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00101-2](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00101-2)

RUBIO, A. et al. Eddy-induced cross-shelf export of high Chl-a coastal waters in the SE Bay of Biscay. **Remote Sensing of Environment**, v. 205, p. 290-304, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.10.037>

SATYAMURTY, P., NOBRE, C. A., DIAS, P. L.S. 1998. South America. In: Karoly, D.J., Vincent, D.G. (Eds.), *Meteorology of the Southern Hemisphere: Meteorological Monographs*. American Meteorological Society, Boston, pp. 119–140.

SCHMID, C. et al. The Vitória eddy and its relation to the Brazil Current. **Journal of physical oceanography**, v. 25, n. 11, p. 2532-2546, 1995. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1995\)025%3C2532:TVEAIR%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025%3C2532:TVEAIR%3E2.0.CO;2)

SCHMID, C.; MAJUMDER, S. Transport variability of the Brazil Current from observations and a data assimilation model. **Ocean Science**, v. 14, n. 3, p. 417-436, 2018. <https://doi.org/10.5194/os-14-417-2018>

SIEGEL, A. et al. Eddies and vortices in ocean basin dynamics. **Geophysical research letters**, v. 28, n. 16, p. 3183-3186, 2001. <https://doi.org/10.1029/1999GL011246>

SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 108, n. C3, 2003. <https://doi.org/10.1029/2001JC001047>

SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. *The Regional Oceanic Modeling System (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model*. **Ocean Modelling**, v. 9, n. 4, p. 347-404, 2005. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002>

SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. Computational kernel algorithms for fine-scale, multiprocess, longtime oceanic simulations. In: **Handbook of Numerical Analysis**. v. 14, p. 121-183. 2009. [https://doi.org/10.1016/S1570-8659\(08\)01202-0](https://doi.org/10.1016/S1570-8659(08)01202-0)

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

SILVEIRA, I. C. A. et al. On the baroclinic structure of the Brazil Current–Intermediate Western Boundary Current system at 22–23 S. **Geophysical research letters**, v. 31, n. 14, 2004. <https://doi.org/10.1029/2004GL020036>

SILVEIRA, I. C. A. O sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ. **Tese de Livre Docência**, p. 181, 2007.

SILVEIRA, I. C. A. et al. Is the meander growth in the Brazil Current system off Southeast Brazil due to baroclinic instability? **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 45, n. 3-4, p. 187-207, 2008. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2008.01.002>

SMITH, W. H. F.; SANDWELL, D. T. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. **Science**, v. 277, n. 5334, p. 1956-1962, 1997. <https://doi.org/10.1126/science.277.5334.1956>

SONG, Y.; HAIDVOGEL, D. A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. **Journal of Computational Physics**, v. 115, n. 1, p. 228-244, 1994. <https://doi.org/10.1006/jcph.1994.1189>

SOUTELINO, R. G. et al. Is the Brazil Current eddy-dominated to the north of 20S? **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 3, 2011. <https://doi.org/10.1029/2010GL046276>

SOUTELINO, R. G.; GANGOPADHYAY, A.; DA SILVA, I. C. A. The roles of vertical shear and topography on the eddy formation near the site of origin of the Brazil Current. **Continental Shelf Research**, v. 70, p. 46-60, 2013. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.10.001>

SSALTO/DUACS. User Handbook: MSLA and MADT Near-Real Time and Delayed Products. 2011. C.L.S., Ramonville St. Agne, France.

STRAMMA, L.; FISCHER, J.; REPPIN, J. The north brazil undercurrent. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 42, n. 5, p. 773-795, 1995. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(95\)00014-W](https://doi.org/10.1016/0967-0637(95)00014-W)

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 104, n. C9, p. 20863-20883, 1999. <https://doi.org/10.1029/1999JC900139>

SU, Z. et al. Ocean submesoscales as a key component of the global heat budget. **Nature Communications**, v. 9, n. 1, p. 775, 2018. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-02983-w>

TALLEY, L. D.; EMERY, W. J.; SWIFT, J. H. *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*. 6. ed. Boston: Academic Press - Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-24322-4>

TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 106, n. D7, p. 7183-7192, 2001. <https://doi.org/10.1029/2000JD900719>

THOMAS, L. N.; TANDON, A.; MAHADEVAN, A. Submesoscale processes and dynamics. **Ocean Modeling in an Eddying Regime**, v. 177, p. 17-38, 2008.

THYNG, K. M.; HETLAND, R. D. Seasonal and interannual cross-shelf transport over the Texas and Louisiana continental shelf. **Continental Shelf Research**, v. 160, p. 23-35, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.03.006>

VIANA, A. R. et al. Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 115, n. 1-4, p. 133-157, 1998. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(97\)00090-0](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00090-0)

WAINER, I., TASCHETTO, A.S., 2006. Climatologia na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). Diagnóstico para os períodos relativos aos levantamentos pesqueiros do Programa REVIZEE. In: Rossi-Wongtschowski, C.L.B., Madureira, L.S.P. (Eds.), O Ambiente Oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil. São Paulo, Edusp, pp. 121–160.

APÊNDICE A – Trocas Plataforma-Oceano Aberto – Médias Diárias e Densidade nos transectos T5 e T6

Figura 38 - Sequência de médias diárias de temperatura superficial [°C], número de Rossby, velocidade transversal às isobatas [m.s^{-1}] e velocidade através da quebra da plataforma nos transectos T4, T5 e T6 para os dias 01/01 a 06/01/2002 da simulação de alta resolução.

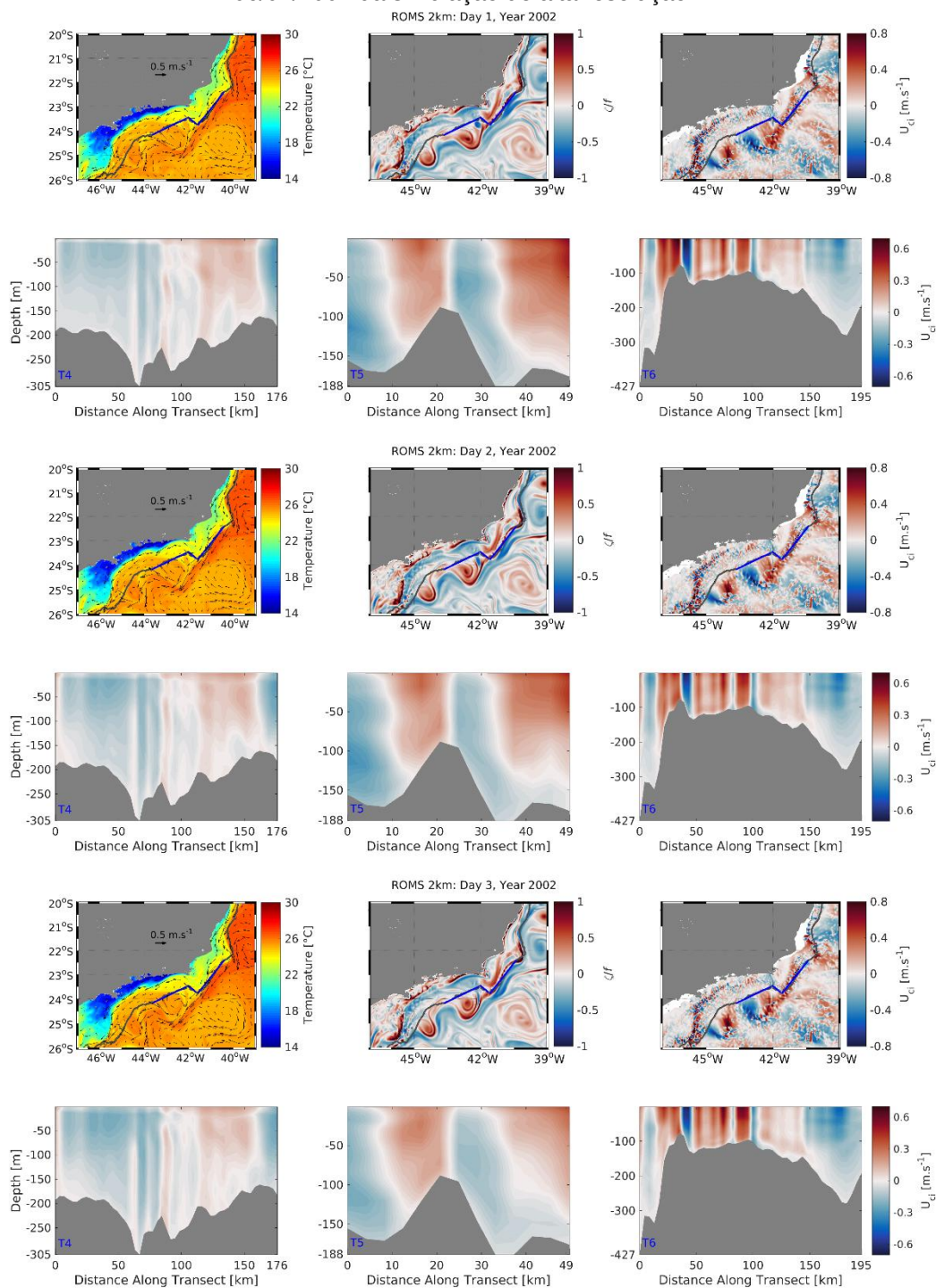
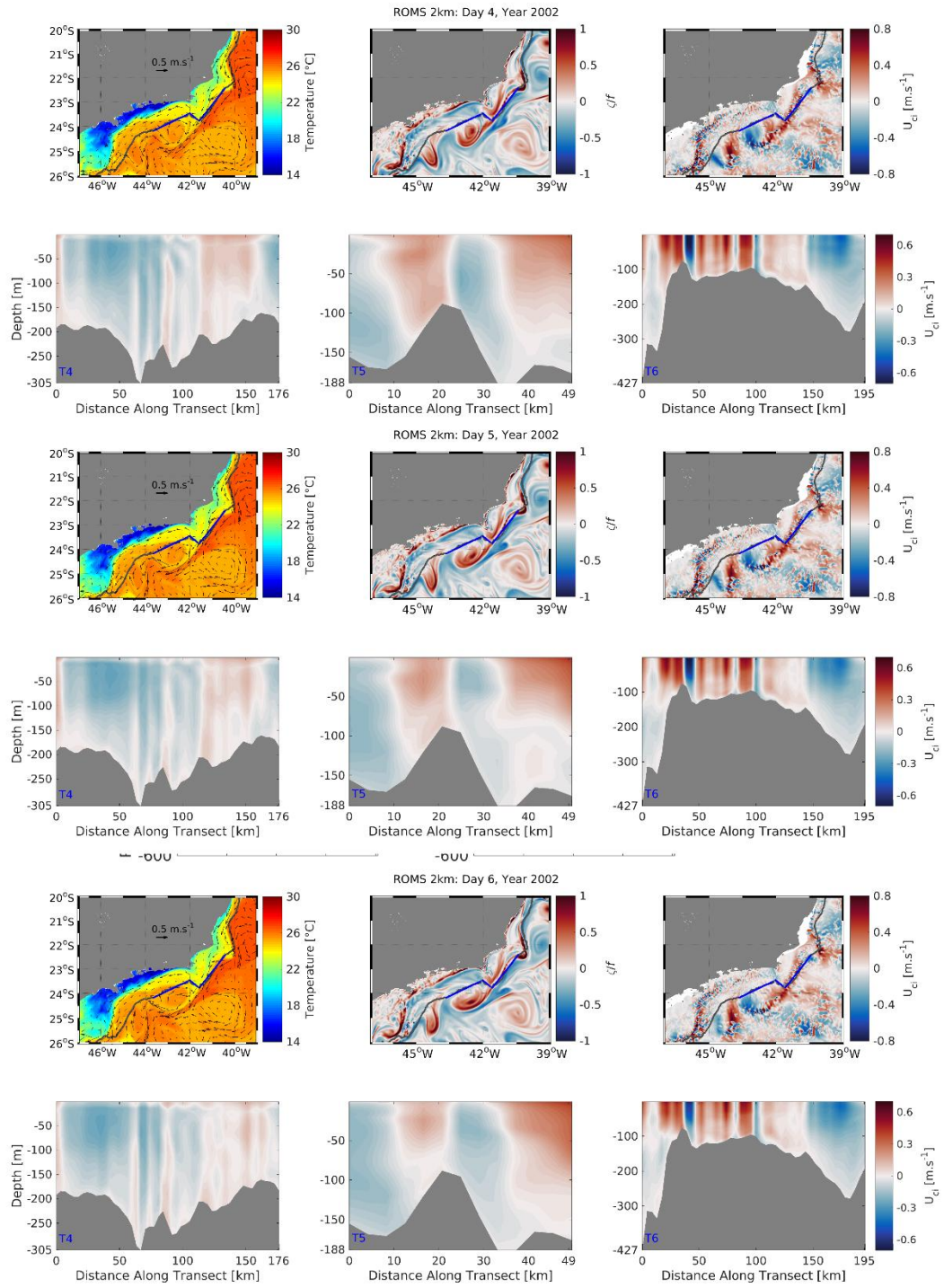
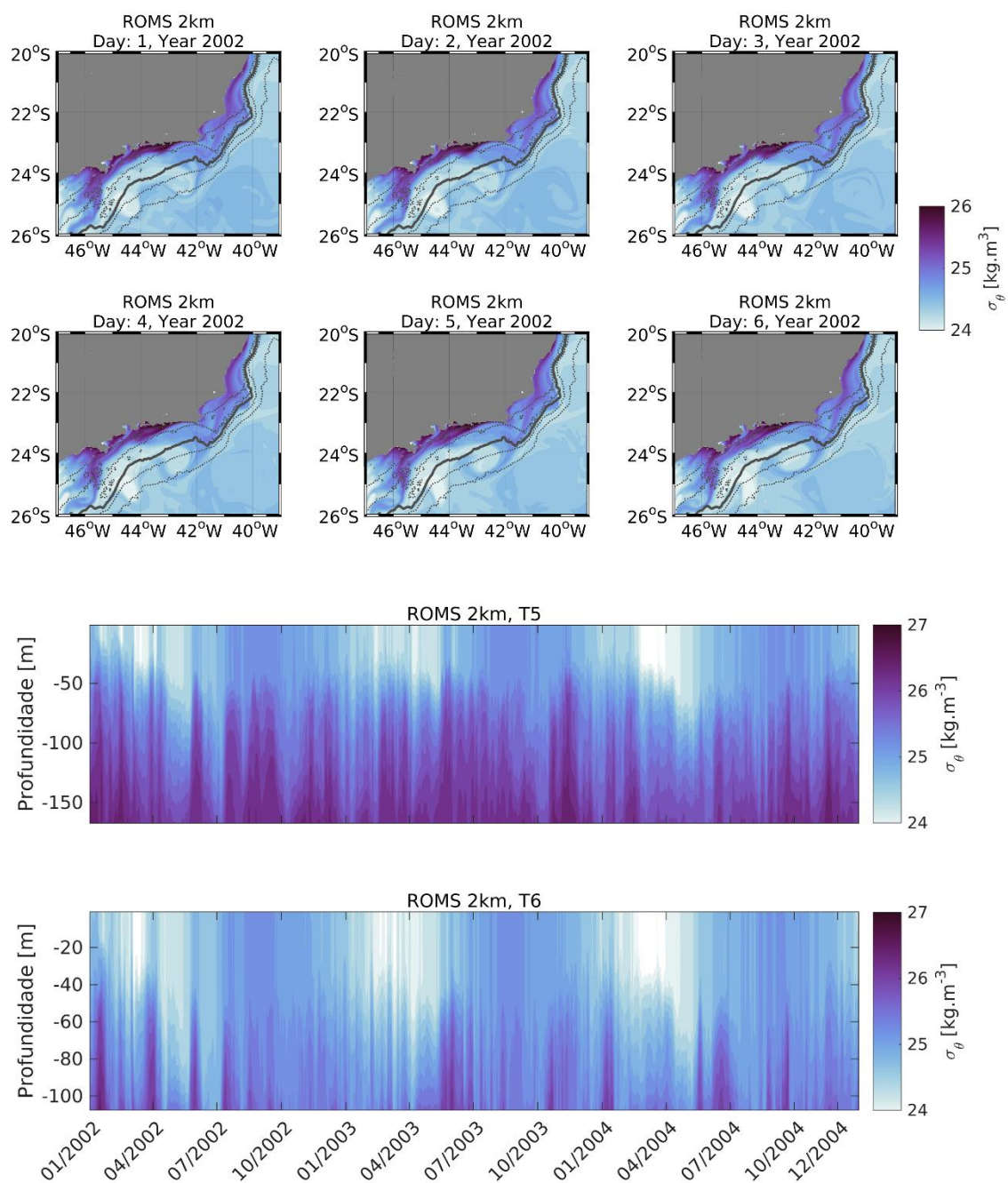


Figura 38 - Continuação.



Fonte: A autora, 2019.

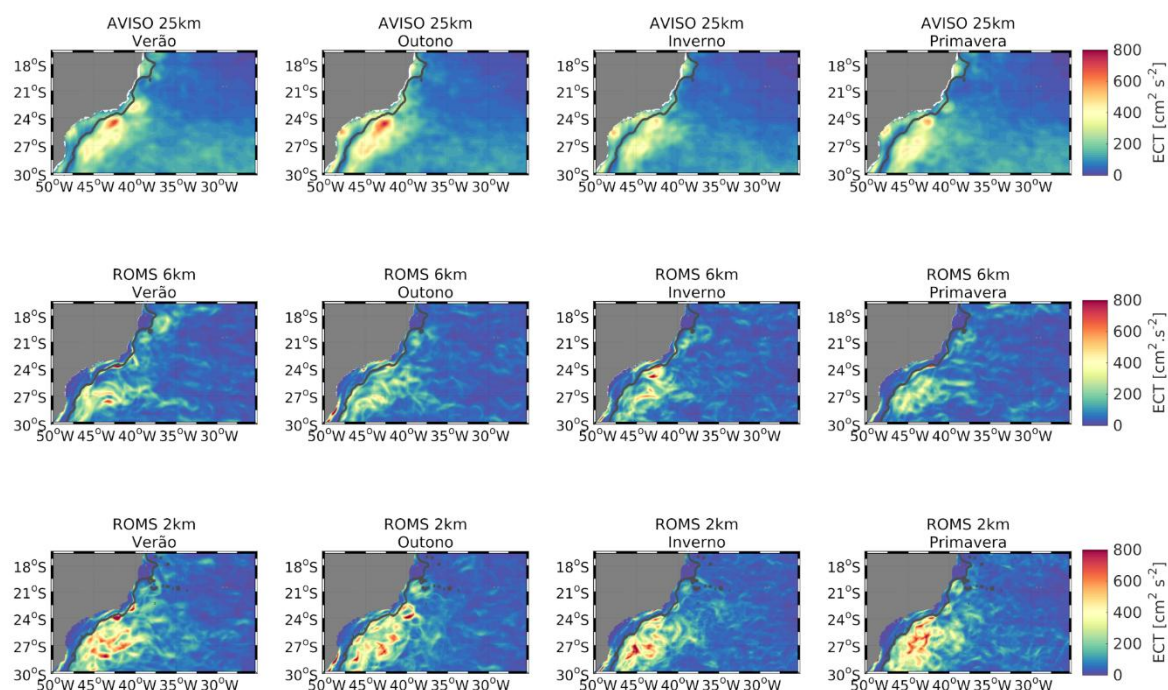
Figura 39 - Mapas superficiais de densidade (σ_θ) [kg.m^{-3}] (painel superior) e diagrama tempo-profundidade de densidade para a simulação de alta resolução no local de maior variância indicado nas Figuras 32 (Transecto T5) e Figura 34 (Transecto T6).



Fonte: A autora, 2019.

APÊNDICE B - Energia Cinética Turbulenta – Validação do Modelo

Figura 40 - Energia cinética turbulenta [$\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$] estimada a partir de anomalias de velocidade geostrófica superficial derivadas de observações de altimetria distribuídas pela agência AVISO+ (primeira linha) e para resultados das simulações do modelo ROMS: 6km (segunda linha) e 2km (terceira linha).



Nota: Os dados AVISO+ representam a média climatológica para o período de janeiro de 1992 a dezembro de 2016. Os resultados ROMS representam a média dos três anos de simulação (2002 a 2004).

Fonte: A autora, 2019.

Figura 40 mostra o ciclo sazonal climatológico para o período de 1992 a 2016 de energia cinética turbulenta (ECT) [$\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$] calculada a partir de anomalias de correntes geostróficas (Equação 2) da AVISO+ (painel superior) e a ECT média dos três anos de simulação (2002 a 2004) do ROMS (painel central: 6km e painel inferior: 2km). Os locais com valores superiores a 500 [$\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$] nas simulações são coerentes com os locais dos produtos AVISO+, particularmente, na quebra da plataforma e no oceano aberto ao largo da região entre Vitória (20°S) e Cabo de Santa Marta (28°S). Na região costeira, o ROMS representa valores similares de ECT do AVISO+ apenas nos locais onde os filamentos de ressurgência são advectados para sul dentro da plataforma continental [Cabo Frio (RJ, 23°S) e Cabo de Santa Marta]. Em média, os valores de 400 [$\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$] são encontrados ao longo de todo o ano nos produtos AVISO+

e os valores máximos no verão, no outono e no inverno. Os máximos da ordem de $800 \text{ [cm}^2.\text{s}^{-2}]$ são encontrados próximo e ao sul de Cabo Frio para ambos os conjuntos de dados, pois nesta região o sistema Corrente do Brasil (CB-CCI) exibe uma intensa atividade de mesoescala associadas ao desenvolvimento de meandros e de vórtices ciclônicos (Campos, Gonçalves e Ikeda, 1995; Schmid et al., 1995; Soutelino et al., 2011).

O padrão da distribuição de ECT do modelo de alta resolução é mais próximo do AVISO⁺ do que a simulação de baixa resolução, mas em média os valores são mais altos e as variações sazonais são menos expressivas. Os processos turbulentos resolvidos na simulação de alta resolução influenciam a dinâmica oceânica conferindo os altos valores encontrados ao longo de todo o ano. O padrão encontrado aqui é coerente com estudos anteriores que mostraram, em modelos de circulação geral na escala regional que resolve diretamente movimentos de submesoescala, a energia cinética turbulenta total tem um potencial aumento por um fator de 2 (Siegel et al., 2001; Klein e Lapeyre, 2009) quando comparada com simulações em que esses processos não são resolvidos. Nos estudos globais de Jia, Wu e Qiu, (2011) e de Renault, McWilliams e Masson (2017) a distribuição superficial de ECT para o Atlântico Sul ($10^{\circ}\text{S} - 30^{\circ}\text{S}$) são da $180 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ e $400 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$, respectivamente. Na escala regional, o estudo de Oliveira et al., (2009), com base em dados ARGO, reportaram uma distribuição de ECT de $500 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ no domínio da Corrente do Brasil ($10^{\circ}\text{S} - 30^{\circ}\text{S}$). Portanto, os valores simulados pelo ROMS estão de acordo com os padrões globais e regionais reportados na literatura.