

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

PHELLIPE PEREIRA COUTO

ESTUDO SOBRE A INFLUÊNCIA DA VARIABILIDADE ESPACIAL DO VENTO NA
DINÂMICA DO SISTEMA DE RESSURGÊNCIA COSTEIRA DE CABO FRIO, RJ.

PONTAL DO PARANÁ

2014

PHELLIPE PEREIRA COUTO

ESTUDO SOBRE A INFLUÊNCIA DA VARIABILIDADE ESPACIAL DO VENTO NA
DINÂMICA DO SISTEMA DE RESSURGÊNCIA COSTEIRA DE CABO FRIO, RJ

Monografia de conclusão de curso apresentada como requisito parcial para a obtenção do título de Bacharel em Oceanografia, no Centro de Estudos do Mar da Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Dr. Rafael Guarino Soutelino

Co-orientador: Prof. Dr. Eduardo Marone

PONTAL DO PARANÁ

2014

CATALOGAÇÃO NA FONTE:
UFPR / SIBI - Biblioteca do Centro de Estudos do Mar

C871e Couto, Phellipe Pereira
Estudo sobre a influência da variabilidade espacial do vento na dinâmica do sistema de ressurgência costeira de Cabo Frio, RJ / Phellipe Pereira Couto. – Pontal do Paraná, 2014.
92 f.; 29 cm.

Orientador: Prof. Dr. Rafael Guarino Soutelino
Co-orientador: Prof. Dr. Eduardo Marone

Monografia (Graduação) – Curso de Oceanografia, Centro de Estudos do Mar, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

1. Ressurgência - inibição. 2. Campo de vento heterogêneo. 3. ROMS. I. Título. II. Soutelino, Rafael Guarino. III. Marone, Eduardo. IV. Universidade Federal do Paraná.

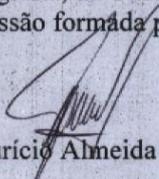
CDD 551.518

TERMO DE APROVAÇÃO

Phellipe Pereira Couto

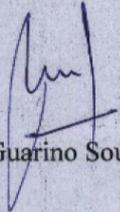
**“Estudo sobre a influência da variabilidade espacial do vento na
dinâmica do sistema de ressurgência costeira de Cabo Frio,RJ.”**

Monografia aprovada como requisito parcial para a obtenção do grau de
Bacharel em Oceanografia, da Universidade Federal do Paraná, pela
Comissão formada pelos professores:


Prof.Dr.Maurício Almeida Noernberg-CEM/UFPR

Drª.Juliana Albertoni de Miranda-IEAPM

MSc. Piero Luigi Fernandes Mazzini-(Oregon State University-EUA)


Dr.Rafael Guarino Soutelino-IEAPM e Prof.Dr.Eduardo Marone-
CEM/UFPR
Presidente

Pontal do Paraná, 16 de maio de 2014

Aos meus pais e minha família que me educaram com muito amor, carinho e sabedoria, e me ensinaram a trilhar um caminho de bem e respeito pela vida. Amo vocês.

AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM) - Marinha do Brasil pela bolsa que financiou meu estágio acadêmico pelo período de 2 anos em Arraial do Cabo e que permitiu que a execução deste trabalho de pesquisa se tornasse possível.

Ao chefe de grupo e professor Dr. Leandro Calado pela confiança, incentivo e por proporcionar um ambiente de trabalho muito prazeroso. Aos colegas de trabalho: Gabriel (Coala), Gabriel (Queiroz), André (Bocão), Vitor, Juliana, Leticia, Diego, Maurício (Carica), Lucas, Elaine, Mayumi, Simone, Natália pelas discussões e contribuições para o trabalho e ajuda no dia-a-dia dentro do Instituto, foi muito agradável trabalhar e aprender com vocês.

Aos meus orientadores e professores Dr. Rafael Guarino Soutelino e Dr. Eduardo Marone pela paciência e pelo ambiente tranquilo e muito interessante que vocês proporcionaram ao longo da realização deste trabalho. Rafael, a você devo um especial agradecimento por ter dedicado grande parte de seu tempo a me passar todo o seu conhecimento e experiência relacionado a Oceanografia Física e de poder trabalhar ao seu lado durante todo este período. Ao seu lado aprendi muito e tomei gosto pela profissão cientista. Agradeço também a amizade e aos inúmeros momentos de observação do oceano que nos rodeava, no surfe ou no Pontal do Atalaia, pude aprender nuances que só um olho muito atento e treinado pode observar. Valeu por tudo.

Ao Prof. Dr. Maurício Almeida Noernberg, Dra. Juliana Albertoni Miranda e Msc. Piero Luigi Fernandes Mazzini por aceitarem o convite para participar da banca avaliadora e contribuírem para o enriquecimento deste trabalho.

Aos meus amigos/irmãos que tive a oportunidade de conviver durante todo o período em Arraial do Cabo: Coala, Queiroz, Bocão, Carica, Lucas(Urso), Eric, Paulinho, Rafael (titio), Elaine, Ghandi (grande cão protetor e camarada) e demais integrantes temporários da Rep. Ahawaii do Cabo. Valeu por tudo família, pelos momentos de estudo e divagações, suuuuurfes, remadas, mergulhos, trabalho, churrascos e companhia.

Aos servidores e professores, e todos aqueles que trabalham para oferecer um ambiente agradável de estudo, trabalho e convivência dentro do Centro de Estudos do Mar. Obrigado pela dedicação de vocês, foi um prazer conhece-los.

A todos os meus amigos e colegas do CEM e turma GRR2009, os quais tenho a felicidade de serem muitos, e então tornar inviável a tarefa de listar o nome de cada um de vocês aqui (risos). Foi um prazer grande ter tido a oportunidade de conhecer e conviver estes 5 anos importantes da minha vida junto de vocês. Um grande abraço família Pontal !!!

Necesito del mar porque me enseña...

Pablo Neruda

RESUMO

No presente estudo investigamos os efeitos da variabilidade espacial do vento na dinâmica do sistema de ressurgência costeira de Cabo Frio - RJ. A área de estudo engloba o domínio da plataforma continental ao largo do litoral do estado do Rio de Janeiro, situado no extremo norte da Plataforma Continental Sudeste brasileira. A região tem sido objeto de diversos estudos, principalmente em função da intensidade e recorrência da ressurgência costeira nestas localidades, e suas implicações físico-biológicas. Um cenário atípico referente a temperatura da superfície do mar (TSM) foi apresentado por Saturato (2011) durante o verão de 2010 e motivou a realização do presente trabalho. O autor mostrou, através de medições *in situ* e imagens de satélite, a ocorrência de anomalias positivas da TSM e inibição da ressurgência ao largo de Cabo Frio, em um cenário com predominância dos ventos favoráveis (NE) a ressurgência na região. Partimos da hipótese de que forçantes remotas, associada a variabilidade espacial do vento, podem alterar o padrão das correntes e inibir o sinal da ressurgência através de intrusão de águas mais quentes nos locais onde ocorre a ressurgência. A ferramenta de análise se trata do modelo numérico *Regional Oceanic Modeling System* (ROMS), do qual se realizou experimentos semi-idelizados com campos iniciais e forçantes realísticos no objetivo de testar a hipótese de trabalho. A partir das simulações numéricas foi possível verificar que a variabilidade espacial na direção e intensidade dos ventos, principalente na direção paralela a costa, alterou o sentido dos fluxos nas porções mais rasas e próximas a costa. Precisamente, as condições de vento impostas nas porções a oeste do domínio, a aproximadamente 250km de Cabo Frio, alteraram o balanço geostrófico na direção normal a costa e induziram à formação de uma corrente costeira contrária capaz de advectar águas quentes e inibir a ressurgência ao largo de Cabo Frio, mesmo sob condições de vento NE na localidade. Os resultados da simulação foram confrontados com dados de uma bóia meteoceanográfica e imagem TSM de satélite. Pudemos evidenciar que, apesar de se tratar de um estudo semi-idealizado, as soluções do modelo representaram cenários em coerência com os dados medidos.

Palavras-Chave: Ressurgência de Cabo Frio, Inibição da ressurgência, Campo de vento heterogêneo, ROMS

ABSTRACT

In this study we aimed to investigate the response of Cabo Frio upwelling system dynamics to spatially variable wind forcing. The study area covers the continental shelf domains offshore Rio de Janeiro state, located at northernmost portion of the South Brazil Bight (SBB). The Cabo Frio coastal upwelling has been focus of research due to its intensity and recurrence year-round, and its physical-biological implications. An uncommon event regarding sea surface temperature (SST) anomalies during 2010 austral summer has been presented by Saturato (2011) and motivated this work. In a scenario where upwelling-favorable winds (NE) were predominant over the region, positive SST anomalies and sequent upwelling inhibition at the vicinities of Cabo Frio were recorded by *in situ* measurements and satellite imagery. We understand that remote forcing associated to wind field spacial variability may alter circulation patterns and cause attenuation of coastal upwelling signal by intrusions of warmer waters into the upwelling site. Semi-idealized numerical experiments were carried out using the Regional Oceanic Modeling System (ROMS) in order to test the scientific hypothesis. We observed that alongshore variabilities in the wind field has forced changes on flows direction at shallower and nearshore waters. Specifically, the wind field imposed at about 250km away from Cabo Frio generated a geostrophically-balanced coastal current with opposite direction of the upwelling circulation and advection of warmer waters and consequent upwelling inhibition at the vicinities of Cabo Frio could be seen, despite the continuous action of NE winds at the local site. Model results were compared to satellite image and meteo-oceanographic mooring data, from which similar process could be measured. Despite being a semi-idealized numerical experiment, solutions fairly represented the scenarios measured by hydrographic data and satellite SST sensors.

Keywords: Cabo Frio upwelling, Upwelling inhibition, Heterogeneous wind field, ROMS

Sumário

1 INTRODUÇÃO	10
1.1 RESSURGÊNCIA E SUBSIDÊNCIA COSTEIRA	12
1.2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	16
1.2.1 Regime Atmosférico	18
1.2.2 Massas de Água	19
1.2.3 Circulação gerada pelo vento	20
1.3 MOTIVAÇÃO	22
1.4 PROBLEMA DE PESQUISA	25
1.5 JUSTIFICATIVA E HIPÓTESE DE TRABALHO	31
2 OBJETIVOS	33
2.1 GERAL	33
2.2 ESPECÍFICOS	33
3 METODOLOGIA	34
3.1 O MODELO NUMÉRICO	34
3.2 IMPLEMENTAÇÕES DO MODELO	35
3.2.1 Domínio da grade	35
3.2.2 Linha de costa e topografia	36
3.2.3 Campos iniciais	37
3.2.4 Forçantes externas	39
3.2.5 Condições de contorno	41
3.3 EXPERIMENTOS NUMÉRICOS	43
3.3.1 Experimento 1 (EXP1)	43
3.3.2 Experimento 2 (EXP2)	44
3.4 DADOS PARA VALIDAÇÃO	45
4 RESULTADOS	47
4.1 EXPERIMENTO 1 (EXP1)	47

4.2 EXPERIMENTO 2 (EXP2)	52
5 DISCUSSÃO	70
5.1 EXPERIMENTO 1	70
5.2 EXPERIMENTO 2	70
6 CONCLUSÕES	83
6.1 SUGESTÕES PARA FUTUROS TRABALHOS	88
REFERÊNCIAS	92

1 INTRODUÇÃO

A ressurgência costeira ocorre em diversas regiões do globo (FIGURA 1) especialmente na borda leste dos oceanos, onde abrangem grandes extensões e são praticamente permanentes ao longo do ano (TOMCZAK, 1981).

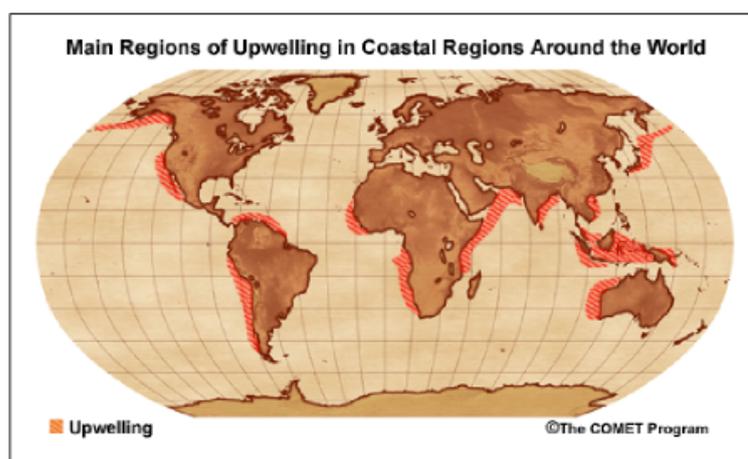


FIGURA 1: MAPA GLOBAL ILUSTRA AS PRINCIPAIS REGIÕES COSTEIRAS (EM VERMELHO) ONDE OCORREM OS PROCESSOS DE RESSURGÊNCIA COSTEIRA. FONTE: [HTTP://STREAM2.CMA.GOV.CN/PUB/COMET/](http://stream2.cma.gov.cn/pub/comet/)

O fenômeno da ressurgência costeira é um processo intrinsecamente físico que depende da geometria da costa e do regime atmosférico dos ventos, e é resultado da combinação da ação dos ventos sobre a superfície oceânica e o efeito da rotação da Terra. É definida como o movimento ascendente de águas profundas que, em seu estado de maturidade, resulta no afloramento da pycnoclina em superfície. Uma pluma de ressurgência se manifesta como uma banda estreita de temperaturas anormalmente baixas próximas à costa (GARVINE, 1971; BERGER e WEFER, 2002).

Considerando este conjunto de fatores necessários para desencadear tal fenômeno, as regiões nas quais ocorre estão restritas às baixas e médias latitudes (<45°). Nestas regiões, o posicionamento dos sistemas atmosféricos subtropicais de alta pressão favorecem o transporte de Ekman no sentido costa - oceano aberto, causando a ressurgência de águas profundas (SMITH, 1992). Dentre estas localidades, as ressurgências na costa do Chile (FIGUEROA e MOFFAT, 2000), Peru (BRINK *et al.*,

1983), Califórnia (HUYER, 1983), Oregon (SMITH, 1974) e no sudoeste e noroeste do continente africano (MITTELSTAEDT, 1983) são as mais importantes, principalmente em função de suas intensidades e recorrências ao longo do ano.

No entanto, na borda oeste dos oceanos, apesar de condições nem sempre ideais, são encontrados focos de ressurgência costeira em locais com características regionais favoráveis. Ao longo da costa brasileira, por exemplo, regiões como Vitória, Campos, Cabo Frio, Rio de Janeiro, São Sebastião, Ubatuba e Cabo de Santa Marta, apresentam ocorrência da ressurgência costeira. Dentre estas localidades, a ressurgência na região de Cabo Frio, no estado do Rio de Janeiro, é conhecida por apresentar maior intensidade e recorrência ao longo do ano, justificada pelas características regionais favoráveis (CASTELAO e BARTH, 2006) (FIGURA 2).

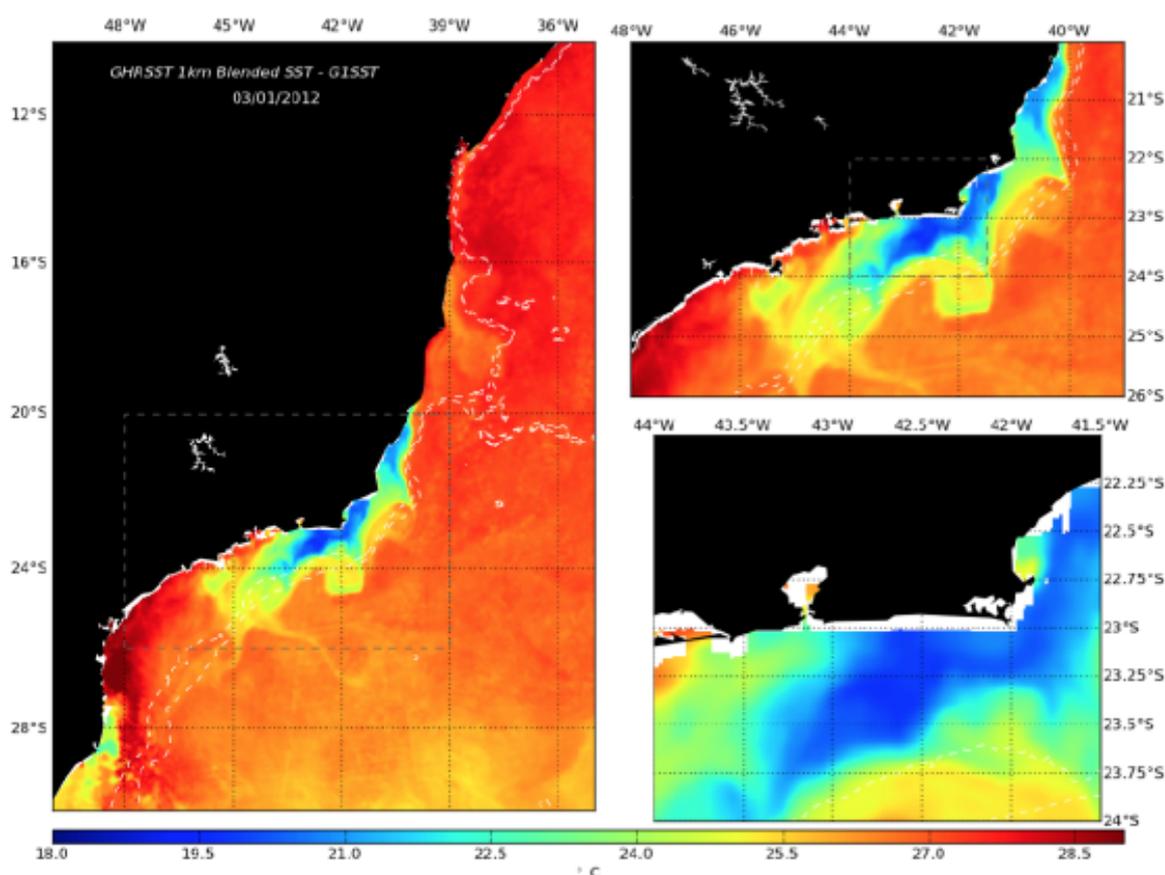


FIGURA 2: A RESSURGÊNCIA COSTEIRA EM CABO FRIO VISUALIZADA A PARTIR DE IMAGENS TSM DE SATÉLITE DO DIA 03/01/2012, EVIDENCIANDO BAIXAS TEMPERATURAS E FORTE GRADIENTE TÉRMICO AO LONGO DA REGIÃO. FONTE: [HTTP://WWW.GHRSSST.ORG/DATA](http://www.ghrsst.org/data).

O reconhecimento da ressurgência costeira como importante processo remete às duas primeiras décadas do século XX (THORADE, 1909; MCEWEN, 1912). No entanto, a compreensão dos processos e fenômenos associados à ressurgência costeira tal como é entendida atualmente teve início a partir da década de 80 e foi marcada pela realização de grandes experimentos oceanográficos ao longo das margens continentais (SMITH, 1992).

A exemplo destes grandes experimentos destaca-se o *Coastal Ocean Dynamics Experiment* (CODE), realizado na costa norte da Califórnia durante 1981 e 1982. O CODE teve como principal objetivo observar e investigar a dinâmica da plataforma continental durante uma estação do ano favorável à ressurgência costeira. Tal experimento é conhecido como o mais completo e extensivo em termos de instrumentação quando comparado aos esforços anteriormente realizados.

Além da importância hidrodinâmica para a circulação nos domínios da plataforma continental, este fenômeno apresenta grande importância econômica, ecológica e climática. A ressurgência destas águas profundas, frias e ricas em nutrientes, promovem a fertilização destes ambientes e propiciam grande produtividade biológica, os quais, apesar de representarem menos de 1% da superfície total dos oceanos, são responsáveis por cerca de 50% da produtividade pesqueira mundial (RODRIGUES, 1973).

1.1 RESSURGÊNCIA E SUBSIDÊNCIA COSTEIRA

Forçada pela ação dos ventos sobre a superfície oceânica, a ressurgência costeira depende da presença da costa e da influência da rotação da Terra para que um transporte na coluna de água possa efetivamente ocorrer e promover um movimento ascendente de águas profundas para a superfície (EKMAN, 1905).

A tensão de cisalhamento exercida pelo vento (τ) sobre a superfície do oceano é responsável pela transferência de *momentum* do campo atmosférico para o campo de massa oceânico, que se dá através de fluxos turbulentos. Este fluxo de energia é inicialmente responsável pela geração de correntes superficiais que escoam no sentido da direção do vento, dando origem a um sistema de circulação dominado pela

dinâmica de Ekman. Em um momento subsequente, o fluxo das correntes na camada superficial passam a ser defletidas pelo efeito da rotação da Terra, em resposta ao efeito de Coriolis. Após alcançar um estado estacionário de equilíbrio, se desenvolve formando a chamada *espiral de Ekman*, cujo transporte de volume resultante ocorre em um ângulo ortogonal à direção do vento (FIGURA 3).

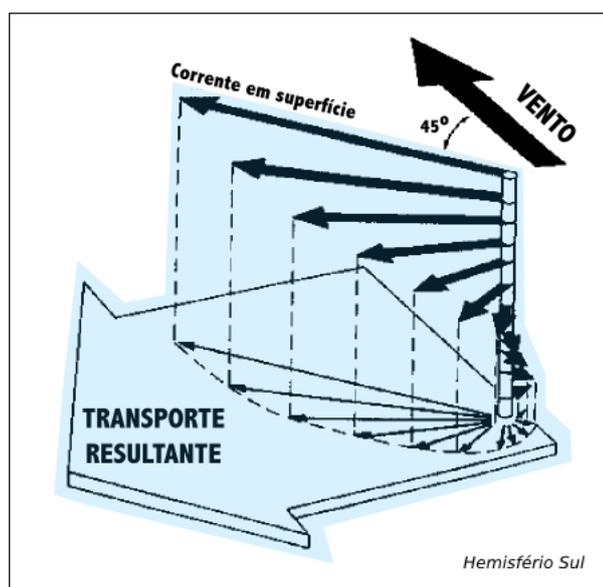


FIGURA 3: A FIGURA ILUSTRA OS PADRÕES DE CORRENTES NO ESPIRAL DE EKMAN EM CONDIÇÕES IDEAIS NO HEMISFÉRIO SUL. O TAMANHO E DIREÇÃO DAS FLECHAS DENTRO DO DOMÍNIO AZUL REPRESENTAM A VELOCIDADE E DIREÇÃO DAS CORRENTES INDUZIDAS PELA AÇÃO DOS VENTOS SOB A SUPERFÍCIE DO OCEANO. FIGURA EXTRAÍDA E EDITADA DE: [HTTP://WWW.PHYSICS.BYU.EDU/](http://www.physics.byu.edu/)

O transporte residual, denominado *transporte de Ekman* (U_{ek}), é defletido para a esquerda no Hemisfério Sul em um ângulo de 90° em relação a direção do vento e ocorre em uma camada superficial cuja espessura é proporcional a intensidade do vento e a viscosidade turbulenta. A camada onde a ação dos ventos e a componente do transporte de Ekman são efetivas para circulação é denominada *camada de Ekman de superfície*. Na maioria das regiões onde a ressurgência ocorre, a camada de Ekman de superfície se limita, aproximadamente, aos 10-30 metros superiores da coluna de água (BRINK, 1983).

A presença da costa como barreira física, quando à direita do sentido de escoamento do vento (no Hemisfério Sul) induz a um escoamento divergente induzido pelo transporte de Ekman, que se dá ao largo, afastando-se de costa. O fluxo *offshore*

requer um meio de compensar a divergência da massa de água próxima a costa para garantir a conservação de massa e volume (BRINK, 1983). Para tal, é gerado um movimento vertical ascendente denominado *bombeamento de Ekman*, responsável por disponibilizar águas de maiores profundidades para superfície e igualmente aflorar as isopicnais próximas à costa. Desta forma é originada uma frente de ressurgência caracterizada por fortes gradientes de densidade estabelecidos entre a costa e o oceano ao largo.

O resultado do escoamento divergente é um gradiente do nível de superfície do mar que se estabelece a medida que se distancia da costa. Isto é, próximo a costa, o transporte de Ekman sentido *offshore* provoca o rebaixamento da superfície livre (η), enquanto ao largo o nível aumenta em função do empilhamento das águas. Como consequência, a força do gradiente de pressão é direcionada à costa, atuando como um fluxo de retorno (U_{re}) no intuito de reestabelecer as condições iniciais do nível do mar. O retorno da coluna de água no sentido à costa é também defletido pela rotação da Terra que, impedido por ela de continuar o movimento, entra em balanço com a força de *Coriolis*. Devido as profundidades reduzidas nos domínios da plataforma continental, um ajuste geostrófico ocorre em uma escala cuja distância é igual ao raio de deformação baroclínico de Rossby, e é responsável pela formação de uma corrente geostrófica, ou jato costeiro, que flui paralelamente à costa na direção do vento e mais rápidas que as demais correntes na plataforma. Esta corrente geostrófica, por sua vez, é de fundamental importância para a circulação local e responsável pela propagação de uma pluma de ressurgência (MOOERS *et al.*, 1976) (FIGURA 4).

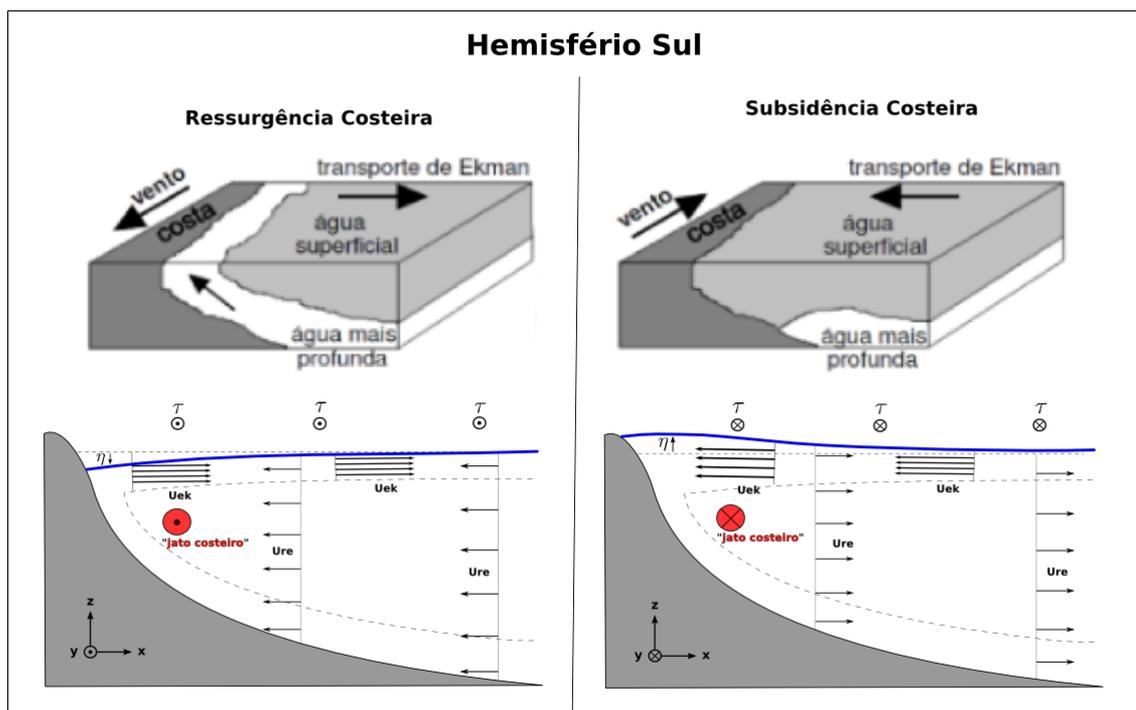


FIGURA 4: REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DOS PROCESSOS DE RESSURGÊNCIA E SUBSIDÊNCIA COSTEIRA PARA O HEMISFÉRIO SUL, ONDE τ É A TENSÃO DE CISALHAMENTO DO VENTO, η A ELEVAÇÃO DA SUPERFÍCIE LIVRE, U_{EK} A VELOCIDADE DE EKMAN E U_{RE} A VELOCIDADE DE RETORNO DA COLUNA DE ÁGUA. EM DESTAQUE VERMELHO, A REPRESENTAÇÃO DA CORRENTE GEOSTRÓFICA, OU JATO COSTEIRO, FLUINDO NO SENTIDO DO VENTO.

No entanto, quando o vento flui paralelamente à costa, deixando a costa à sua esquerda, um processo inverso de circulação pode ser observado. Neste caso, o transporte de Ekman ocorre no sentido largo - costa, empilhando águas junto a costa. A força do gradiente de pressão é direcionada ao largo e dá origem a um jato costeiro no sentido contrário aquele observado durante eventos de ressurgência.

Apesar da descrição simplificada a respeito dos processos de ressurgência e subsidência aqui apresentadas, estes cenários ilustram a dinâmica em circunstâncias de um oceano idealizado. Na realidade, a natureza tridimensional e as variabilidades espaço-temporais inerentes a estes processos, os tornam complexos e com comportamento não linear (BRINK, 1983).

1.2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A região de interesse deste estudo compreende o domínio oceânico adjacente ao litoral do Rio de Janeiro (RJ). Está geograficamente localizada em 23°S e 43°W na porção sudeste da costa brasileira, fazendo parte do limite norte da Plataforma Continental Sudeste (PCSE) que se estende desde Cabo Frio (23°S) ao Cabo de Santa Marta (28° 40'S) (FIGURA 5).

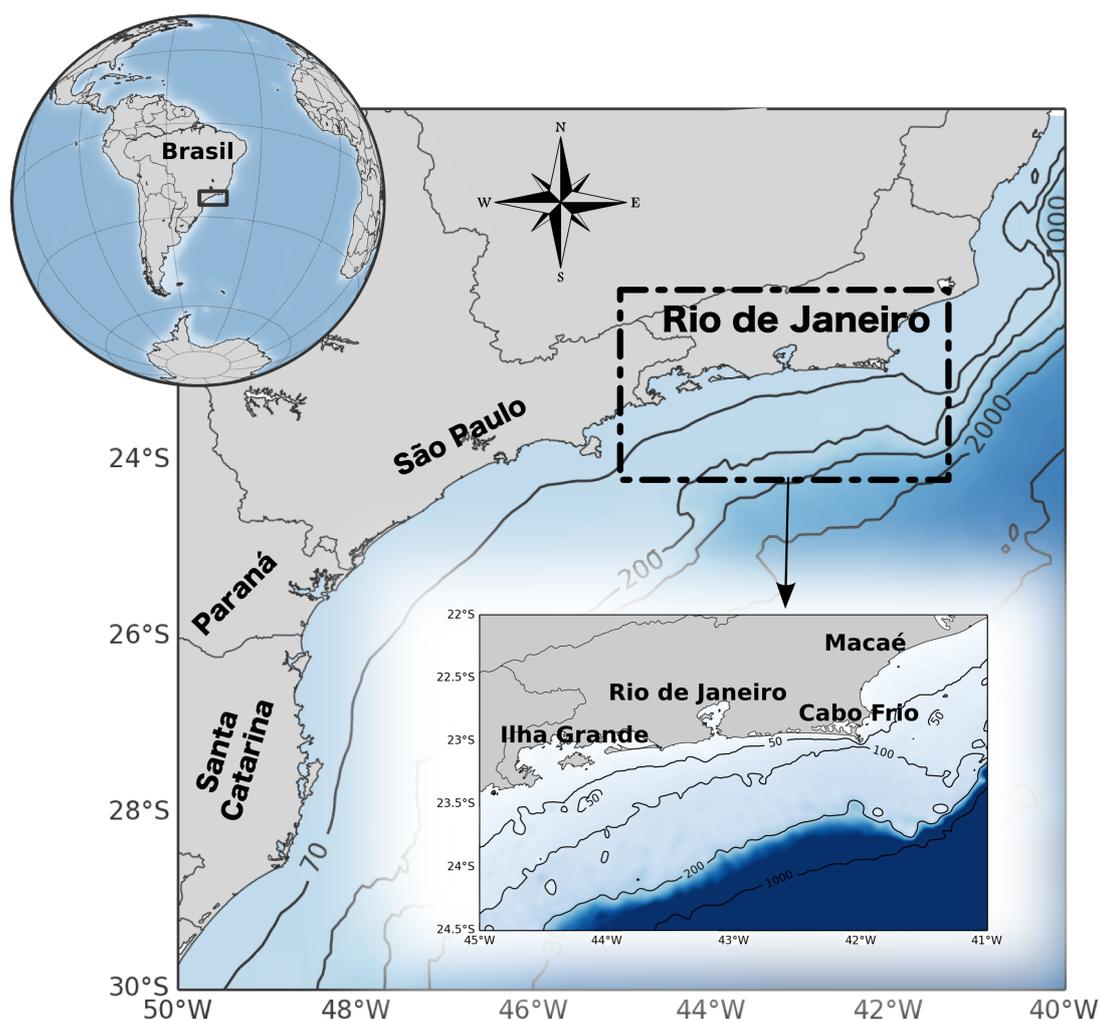


FIGURA 5: MAPA REPRESENTATIVO DA REGIÃO DE INTERESSE DESTA ESTUDO. EM MENOR ESCALA: OS DOMÍNIOS DA PLATAFORMA CONTINENTAL SUDESTE DO BRASIL (PCSE). EM MAIOR ESCALA E DELIMITADO PELO QUADRO TRAVEJADO: OS DOMÍNIOS DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO, ÁREA FOCO DO ESTUDO. AS ISÓBATAS REPRESENTADAS EM AMBOS OS MAPAS FORAM EXTRAÍDAS DOS CONJUNTOS ETOPO5 E ETOPO1, RESPECTIVAMENTE.

Com um comprimento aproximado de 1100 km, a PCSE apresenta sua menor largura nas proximidades de Cabo Frio (CF), com aproximadamente 50km, enquanto que em sua porção central (em frente à Santos) chega a apresentar cerca de 230 km de largura. De um modo geral a PCSE possui topografia suave, com as isóbatas dispendo-se paralelamente à linha de costa e com a quebra da plataforma entre as isóbatas de 120m e 180m (ZEMBRUSCKI, 1979).

Localizada em médias latitudes, a região de plataforma continental apresenta características dinâmicas substancialmente influenciadas pela rotação da Terra e, conseqüentemente, pelo efeito de *Coriolis*, favorecendo fluxos geostróficos em escalas temporais maiores que o período inercial e escalas espaciais maiores que o raio de deformação de Rossby (CASTRO e MIRANDA, 1998; MAZZINI, 2009). A circulação das águas neste domínio é gerada pela combinação de forçantes que atuam em diferentes escalas espaciais e temporais. A presença da Corrente do Brasil fluindo ao longo da quebra de plataforma, as marés, os ventos e as descargas fluviais são potenciais e efetivos contribuidores para o regime hidrodinâmico regional. Apesar desta gama de agentes, o regime de correntes na porção mais interna da PCSE é controlado, majoritariamente, pela ação dos ventos (CASTRO e MIRANDA, 1998).

De acordo com o modelo proposto por (CASTRO, 1996), a região norte da PCSE pode ser dividida em 3 principais setores: Plataforma Continental Interna (PCI), Plataforma Continental Média (PCM) e a Plataforma Continental Externa (PCE), situadas entre as isóbatas de 0-50m, 50-100m e 100-200m, respectivamente. No entanto, estes limites variam sazonalmente de acordo com os processos hidrodinâmicos predominantes.

Adiante será descrito, em maiores detalhes, características fundamentais para a compreensão dos processos dinâmicos atuantes na porção mais a norte da PCSE próximas à região de Cabo Frio. Na Seção 1.2.1 será tratado os principais sistemas atmosféricos atuantes e suas principais contribuições para a circulação costeira. Ao longo da Seção 1.2.2 será revisada as principais características das massas de água e suas origens, abordando sucintamente o papel desempenhado pela Corrente do Brasil no processo de disponibilização destas massas de água sobre a plataforma. Na

Seção 1.2.3, os padrões de circulação serão descritos com ênfase nos regimes de ressurgência e subsidência costeiras na região.

1.2.1 Regime Atmosférico

O regime atmosférico de ventos na região ao largo de Cabo Frio apresenta oscilações sazonais bem definidas e variabilidade espacial marcante (STECH e LORENZZETTI, 1992; RIBEIRO *et al.*, 2011). Dois sistemas meteorológicos principais condicionam o regime de ventos e, conseqüentemente, compõem as principais forçantes hidrodinâmicas regionais, são: a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e os Sistemas Meteorológicos Frontais (SMFs) (CASTRO e MIRANDA, 1998).

O ASAS é um sistema de alta pressão atmosférica de larga-escala com seu núcleo situado na parcela oeste do Atlântico Sul em aproximadamente 30°S. Este é responsável pelos ventos predominantes de NE-E que atuam na região durante quase todo o ano. A posição do ASAS apresenta oscilações sazonais, afetando diretamente a intensidade da tensão de cisalhamento do vento sobre a plataforma continental. Durante o verão, a ação dos ventos de NE-E são mais persistentes e intensos e apresentam atuação em toda a plataforma continental entre 15°S e 35°S. Ao longo do outono e inverno, entretanto, a frequente passagem de sistemas frontais pela região provoca o enfraquecimento dos ventos e a atuação dos ventos predominantes (NE-E) fica confinada entre as latitudes 20°S e 25°S (CASTRO, 1996). Os SMFs, ou frentes frias, são sistemas de baixa pressão atmosférica que atuam em escala sinótica, e cujas origens se encontram na região de ciclogênese do oceano Pacífico Sul, entre 50°S e 60°S (CASTRO, 1996). Segundo Stech e Lorenzzetti (1992), a frequência de ocorrência destes sistemas na região é da ordem de 3 a 6 eventos no mês, intercalados por um período que varia de 3-4 a 12-15 dias, apresentando maior frequência durante os meses de outono e inverno (DOTTORI e CASTRO, 2009). Embora a atuação persistente dos ventos NE-E, inclusive durante estes períodos, o campo de ventos na região é significativamente influenciada pela passagem dos SMFs, predominando a ação dos ventos S-SW. Ao longo do ano, a interação entre ambos sistemas atmosféricos induz a mudanças na direção dos ventos, formando um gradiente espacial de intensidade

(STECH e LORENZZETTI, 1992) e rotacional no campo de vento em meso-escala (CASTELAO e BARTH, 2006).

1.2.2 Massas de Água

A composição hidrográfica na PCSE foi descrita inicialmente por Emilson (1961), e, posteriormente, afirmada por Miranda (1985) e Castro e Miranda (1998), entre outros autores. Foi constatada a presença de três massas de águas, as quais foram definidas da seguinte forma:

- A Água Tropical (AT) ($T > 20^{\circ}\text{C}$ e $S > 36$), salina e oligotrófica. É transportada na direção sul-sudoeste pela camada superficial da Corrente do Brasil (0-200m). Apesar do transporte também ocorrer sobre a plataforma continental próximo à quebra de plataforma, a corrente flui predominantemente ao longo do talude continental (SILVEIRA *et al.*, 2000).
- A Água Central do Atlântico Sul (ACAS) ($T < 20^{\circ}\text{C}$ e $35 > S < 36$), fria e rica em nutrientes. É transportada na direção sul-sudoeste pela Corrente do Brasil (CB) fluindo abaixo da AT na profundidade da piconclina (200-500 m). Flui sobre a plataforma continental quando a CB penetra as isóbatas da plataforma externa (CALADO *et al.*, 2010) e durante os eventos de ressurgência costeira.
- A Água Costeira (AC), resultado da mistura entre a AT, ACAS e as águas de baixas salinidades provenientes do aporte continental de pequenos e médios estuários.

A região da PCI é ocupada principalmente pela AC. Apresenta alta homogeneidade tridimensional de suas propriedades ao longo do ano em resposta à mistura causada pela ação turbulenta dos ventos em superfície e o cisalhamento das correntes de maré com o fundo. Com exceção da parcela da coluna de água nas adjacências de Cabo Frio, onde a ressurgência costeira sazonal é responsável pela intrusão e afloramento da ACAS na costa, a estrutura vertical nesta região é dominada pela ACAS durante os eventos de ressurgência. Uma frente térmica de superfície é formada pela

presença da ACAS aflorada e as águas na PCM e PCE, gerando um gradiente lateral de até 10°C da costa ao largo.

Nas regiões da PCM e PCE, a coluna de água apresenta uma alta estratificação com notável variação sazonal. As águas em superfície são influenciadas principalmente pela AT, que tem sua presença marcada pela atividade de mesoescala da CB sobre a plataforma. A variação sazonal é marcada pela presença de águas mais quentes em superfície e, principalmente, pela presença de uma termoclina formada pela intrusão da ACAS nas camadas de fundo devido aos eventos de ressurgência.

Em síntese, a variação sazonal das propriedades físicas observadas está associada às variações sazonais da intensidade da radiação solar e do regime de ventos. Durante o verão, com a predominância dos ventos N-E e consequente intrusão da ACAS na plataforma, há a formação de uma termoclina sazonal e um padrão de estratificação vertical em duas camadas. Durante o inverno estas condições se invertem pois, devido a predominância de ventos S-SW associado a passagem dos SMFs, os processos de subsidência costeira predominam sobre os de ressurgência havendo então recuo da ACAS para os limites externos da plataforma, bem como o desaparecimento dessa termoclina e, portanto, o relaxamento da estratificação vertical.

1.2.3 Circulação gerada pelo vento

Um modelo conceitual para a circulação gerada pelo vento na PCSE foi sugerido por Castro (1996) e Castro e Miranda (1998). Veremos a seguir que a circulação responde notavelmente à sazonalidade imposta pelo regime dos ventos predominantes e que outros fatores físicos como a orientação da linha de costa e as características da topografia influenciam diretamente nos processos hidrodinâmicos observados.

Durante os meses de primavera e verão, a persistente e intensa ação dos ventos de NE-E, que possui uma importante componente paralela a costa, é responsável por um regime quase permanente de ressurgência costeira na região, apresentando maior intensidade e recorrência nas mediações de Cabo Frio. A direção predominante dos ventos tem mostrado, ao longo do tempo, uma forte correlação com os eventos de ressurgência próximos ao cabo (ALLARD, 1955; IKEDA *et al.*, 1974). Dado os ar-

ranjos no nível do mar devido à divergência no transporte de Ekman próximo a costa e as características da topografia, o balanço geostrófico entre a força do gradiente de pressão e a tensão do vento gera um jato costeiro que flui para W-SW, em sentido paralelo à costa. Como observado por Lorenzetti e Gaeta (1996) através de imagens de satélite, estas correntes e a direção dos ventos são responsáveis pelo transporte de uma pluma de ressurgência para regiões remotas à SW da costa. Dependendo da direção predominante do vento, seja este NE ou E, os focos de ressurgência e o deslocamento e distribuição destas águas frias ao longo da costa seguem diferentes padrões podendo se estender por uma distância de 100-300 km à W-SW, conforme observado na climatologia estimada por Cerda e Castro (2013).

Durante os meses de inverno ou eventuais passagens de frentes frias, a predominância de ventos S-SW sobre os de NE-E, favorecem o processo de subsidência costeira e o estabelecimento de uma corrente geostrófica que flui para E-NE, inibindo a ressurgência costeira em Cabo Frio. As correntes associadas a ressurgência e subsidência costeira, em função da sua natureza geostrófica, se limitam às porções mais rasas da PCI e PCM.

Nas proximidades da quebra do talude, a circulação é dominada preferencialmente pela atividade de meso escala da Corrente do Brasil. A mudança brusca da direção da linha de costa e topografia induz ao meandramento e formação de vórtices devido a instabilidade gerada pela descontinuidade do fluxo. Estes processos são potenciais disponibilizadores da ACAS na plataforma, facilitando a ressurgência de águas próximas a costa em cenários típicos de ventos NE-E (CERDA e AMOR, 2004; CALADO *et al.*, 2010).

Em síntese, a circulação na PCI e PCM é forçada essencialmente pela ação dos ventos, sendo as correntes mais intensas na direção paralela à costa. Em função da sazonalidade dos eventos de ressurgência e subsidência costeira, a circulação nesta porção da plataforma apresenta uma distribuição bidirecional. Nas mediações da quebra do talude, foram analisados dados hidrográficos de fundeios por Dottori e Castro (2009), os quais mostram que a correlação entre a resposta da circulação à ação dos ventos é mínima quando comparadas com PCI e PCM e que, portanto,

segundo Cerda e Castro (2013) a circulação nesta porção da plataforma é controlada pelo fluxo da Corrente do Brasil (FIGURA 6).

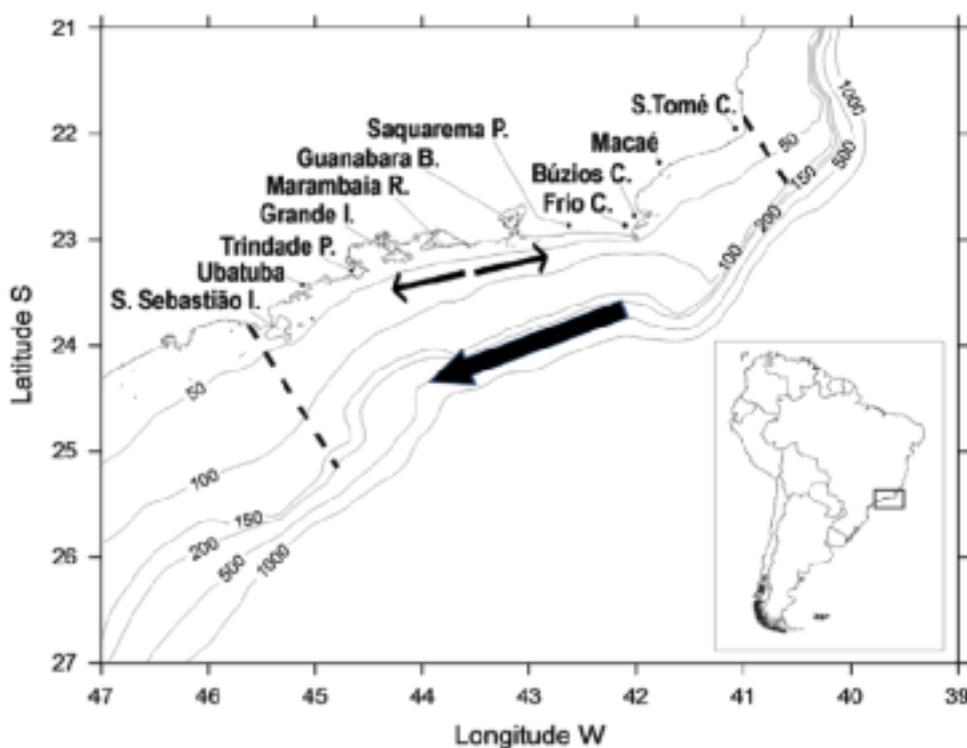


FIGURA 6: PORÇÃO CENTRAL E NORTE DA PCSE, INCLUINDO ISÓBATAS EM METROS. A FLECHA EM NEGRITO DESTACADA AO LONGO DA QUEBRA DE PLATAFORMA INDICA O FLUXO DA CORRENTE DO BRASIL, E AS FLECHAS DELGADAS APONTANDO PARA DIREÇÕES OPOSTAS INDICAM QUE O FLUXO NA PCI E PCM VARIA ENTRE AMBAS AS DIREÇÕES. FIGURA EXTRAÍDA DE CERDA E CASTRO (2013).

1.3 MOTIVAÇÃO

Um evento apresentado por Saturato (2011) sobre a variabilidade da temperatura da superfície do mar (TSM) nos domínios da plataforma adjacente ao litoral do estado do Rio de Janeiro, despertou o interesse e motivou a realização do presente trabalho de pesquisa.

Medições *in situ* da TSM no litoral central, próximos a Ilha Rasa durante os meses de janeiro e fevereiro de 2010, mostraram valores anormalmente mais altos em relação aos registros dos últimos 5 anos (FIGURA 7).

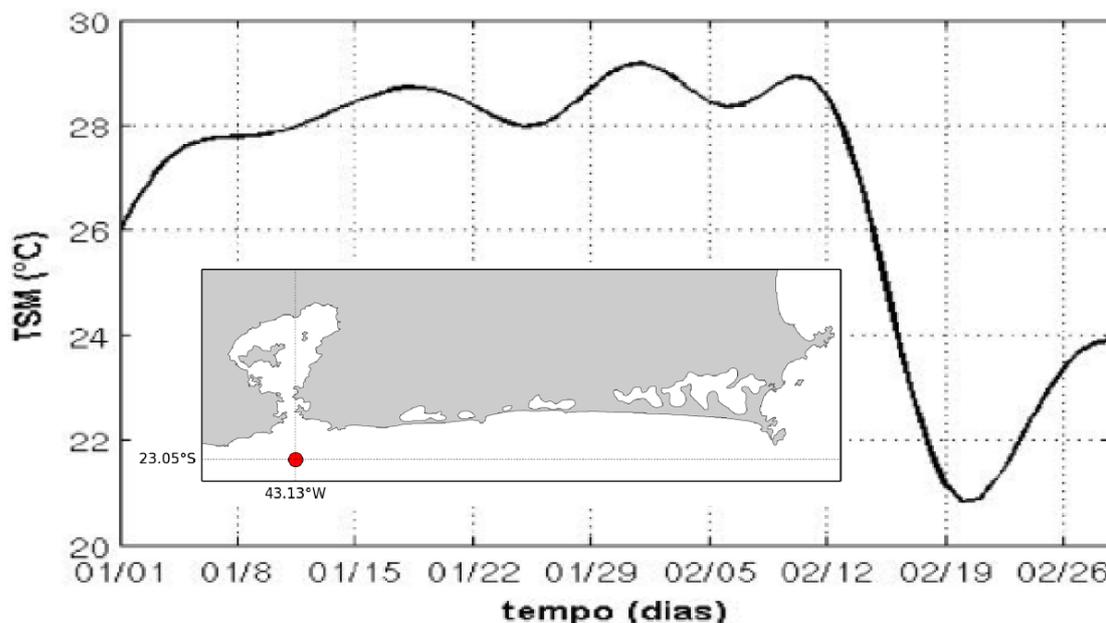


FIGURA 7: SÉRIE TEMPORAL DA TSM NA ILHA RASA DURANTE OS MESES DE JANEIRO E FEVEREIRO DE 2010. OBSERVE QUE A TSM ESTEVE ACIMA DOS 26°C DURANTE TODO O MÊS DE JANEIRO. A PARTIR DO DIA 10 DE FEVEREIRO A TEMPERATURA DECAI EM APROXIMADAMENTE 10°C AO LONGO DE 10 DIAS, EVIDENCIANDO A OCORRÊNCIA DA RESSURGÊNCIA NESTA LOCALIDADE. O MAPA NO GRÁFICO REPRESENTA A POSIÇÃO GEOGRÁFICA DA ILHA RASA E O LOCAL DE AMOSTRAGEM (CÍRCULO VERMELHO). FIGURA EDITADA, EXTRAÍDA DE SATURATO (2011).

Campos de anomalias da TSM para toda a plataforma continental foram computadas para os dois meses. Observou-se, durante o mês de janeiro, que as maiores anomalias positivas se encontraram na região do oceano que se estende desde a Ilha Grande até Cabo Frio, enquanto na porção do litoral norte do estado, nas proximidades de Macaé, as águas estiveram até 1°C abaixo da média. Durante o mês de fevereiro, portanto, as temperaturas mais extremas apareceram ao sul do estado, enquanto nas proximidades de Cabo Frio até Macaé a TSM apresentou anomalias negativas de até 3°C, se mostrando coerentes com os padrões e sazonalidade esperados para os meses de verão, onde eventos intensos de ressurgência ocorrem com maior frequência (FIGURA 8).

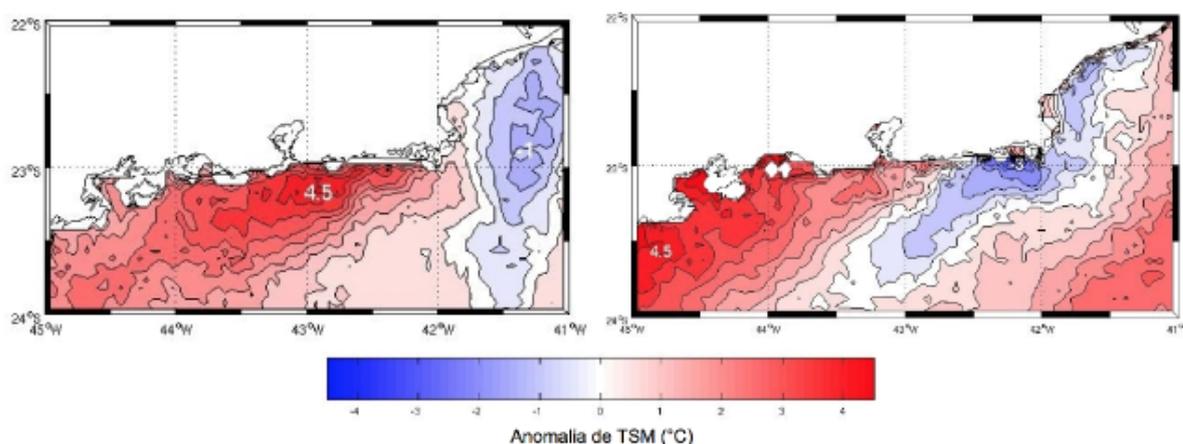


FIGURA 8: ANOMALIAS MÉDIAS DA TSM CALCULADAS A PARTIR DA BASE GOES PARA A COSTA DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO DURANTE OS MESES DE JANEIRO (ESQUERDA) E FEVEREIRO (DIREITA) DE 2010. NOTE QUE DURANTE O MÊS DE JANEIRO OS SINAIS DE RESSURGÊNCIA COSTEIRA (VALORES NEGATIVOS EM AZUL) ESTÃO RESTRITAS AO NORTE DO ESTADO, NAS PROXIMIDADES DE MACAÉ. EM FEVEREIRO, OS SINAIS DE OCORRÊNCIA DA RESSURGÊNCIA JÁ PODEM SER EVIDENCIADOS AO LONGO DO LITORAL CENTRAL ATÉ CABO FRIO. FIGURA EXTRAÍDA DE SATURATO (2011).

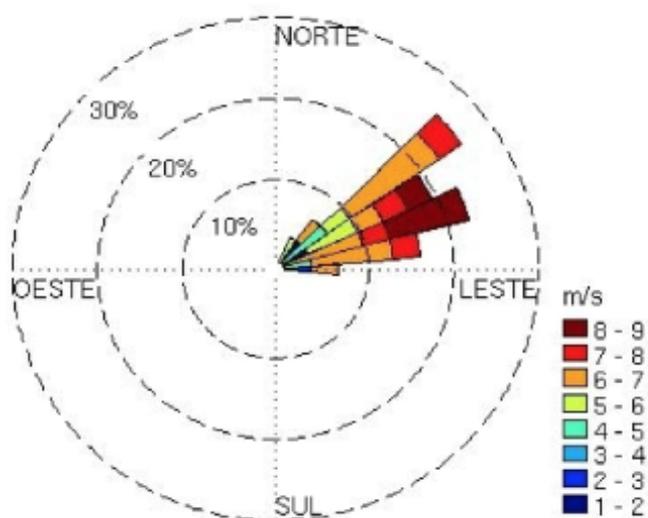


FIGURA 9: ROSA DE DISTRIBUIÇÃO DE DIREÇÃO E INTENSIDADE DOS VENTOS NA REGIÃO DE CABO FRIO DURANTE TODO O MÊS DE JANEIRO DE 2010. FICA EVIDENTE A PREDOMINÂNCIA DOS VENTOS FAVORÁVEIS A RESSURGÊNCIA (NE-E) AO LONGO DE TODO O PERÍODO. FIGURA EXTRAÍDA DE SATURATO (2011).

A TSM, portanto, teve um comportamento anômalo para o mês de janeiro pois não condiz com a resposta térmica do oceano esperada para as condições de vento observadas, as quais se mostraram favoráveis ao desencadeamento da ressurgência durante o mês (FIGURA 9).

O autor atribui a causa de tais anomalias à forte correlação encontrada entre a variabilidade da TSM na costa do Rio de Janeiro e a região central do oceano Atlântico Sul. Complementa que um dos processos envolvidos neste controle da variabilidade da TSM nessas regiões é o *El Niño Oscilação Sul* (ENOS) e, que os eventos da sua fase quente conhecida como El Niño, são geralmente seguidos de um aumento anômalo da TSM para a região e período analisados.

1.4 PROBLEMA DE PESQUISA

Como vimos anteriormente, a ressurgência costeira é um processo que depende diretamente da ação do vento sobre as parcelas de águas próximas a costa para que de fato possa ocorrer. Vimos também que na região de Cabo Frio as condições de vento ideais para a ocorrência da ressurgência, do quadrante N-E, são recorrentes ao longo de todo o ano com maior regularidade e predominância durante os meses de primavera e verão. A inibição ou ausência da ressurgência em Cabo Frio estão associados à predominância dos ventos de SW-S, que são recorrentes nos meses de outono e inverno, ou que predominam durante a passagem de SMFs sobre a região.

Desta forma, entendemos que a inibição da ressurgência em Cabo Frio apresentada por Saturato (2011) pode estar associada a mecanismos que ocorrem em escala espacial referente as escalas de plataforma continental. Assim, realizamos uma análise pretérita do campo de vento em distintos locais da costa do Rio de Janeiro (FIGURA 10) em busca de anomalias no campo de vento que possam explicar tais anomalias da TSM por ele apresentadas.

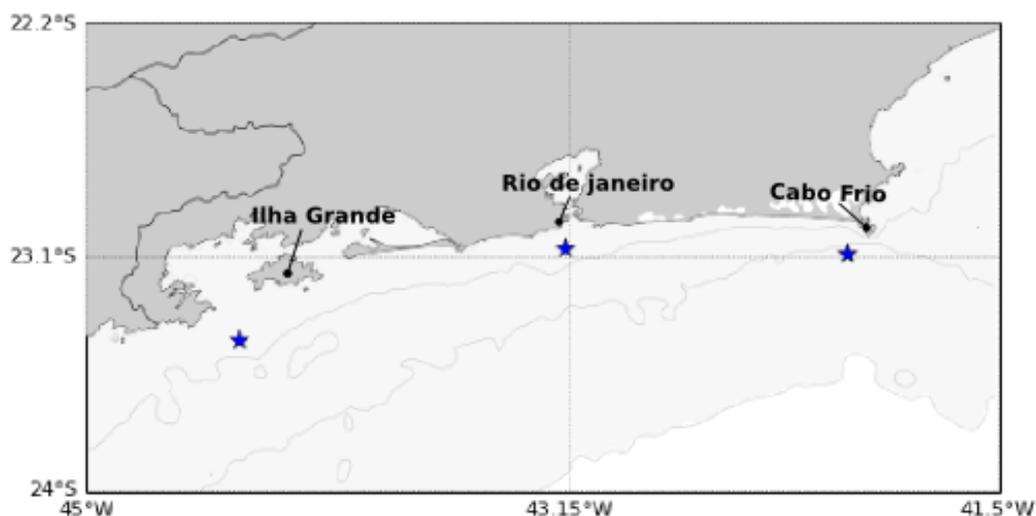


FIGURA 10: OS MARCADORES EM AZUL ASSINALAM NO MAPA OS PONTOS ONDE FORAM ANALISADAS AS CONDIÇÕES DE DIREÇÃO E INTENSIDADE DO VENTO SOB O DOMÍNIO OCEÂNICO. EM CINZA CLARO, OS DOMÍNIOS DA PLATAFORMA CONTINENTAL COM AS ISÓBATAS DE 50M, 100M E 200M, RESPECTIVAMENTE. AS PROFUNDIDADES ACIMA DE 200M FORAM MASCARADAS E APARECEM EM BRANCO NO MAPA.

Os dados de vento para janeiro de 2010 foram obtidos do conjunto de reanálises do CFSR/NCEP e serão detalhados na Seção 3.2.4. Inicialmente analisamos a distribuição de direção e intensidade dos ventos entre os três pontos oceânicos e observamos, conforme Saturato (2011), que ventos intensos superiores a 5 m/s e com importante componente favorável a ressurgência predominaram durante todo o mês ao largo de Cabo Frio (FIGURA 11).

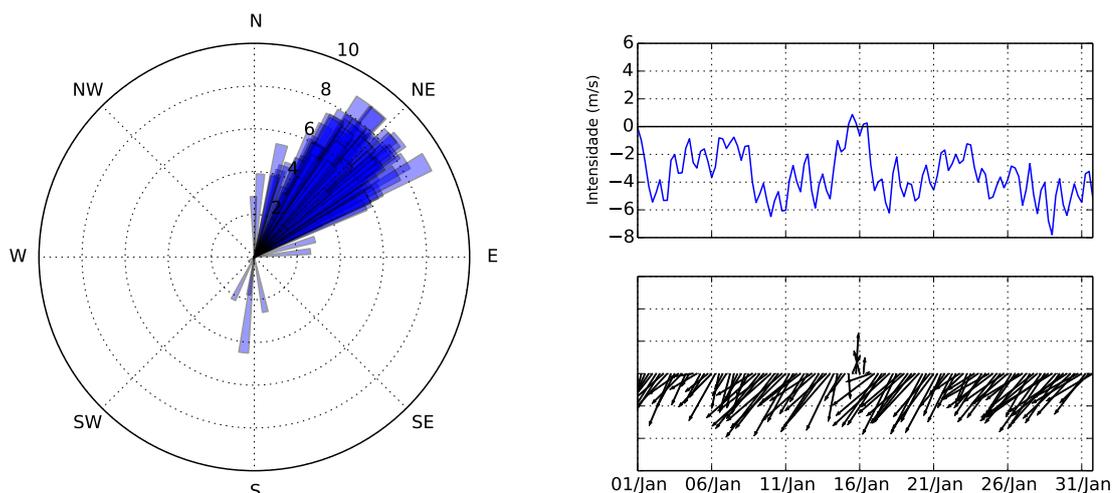


FIGURA 11: CONDIÇÕES DO VENTO AO LARGO DE CABO FRIO. À ESQUERDA, O GRÁFICO DE ROSA DOS VENTOS MOSTRA A DIREÇÃO E INTENSIDADE (M/S). À DIREITA, OS GRÁFICOS APRESENTAM SÉRIES TEMPORAIS DA INTENSIDADE DA COMPONENTE ZONAL (SUPERIOR) E DIREÇÃO (INFERIOR).

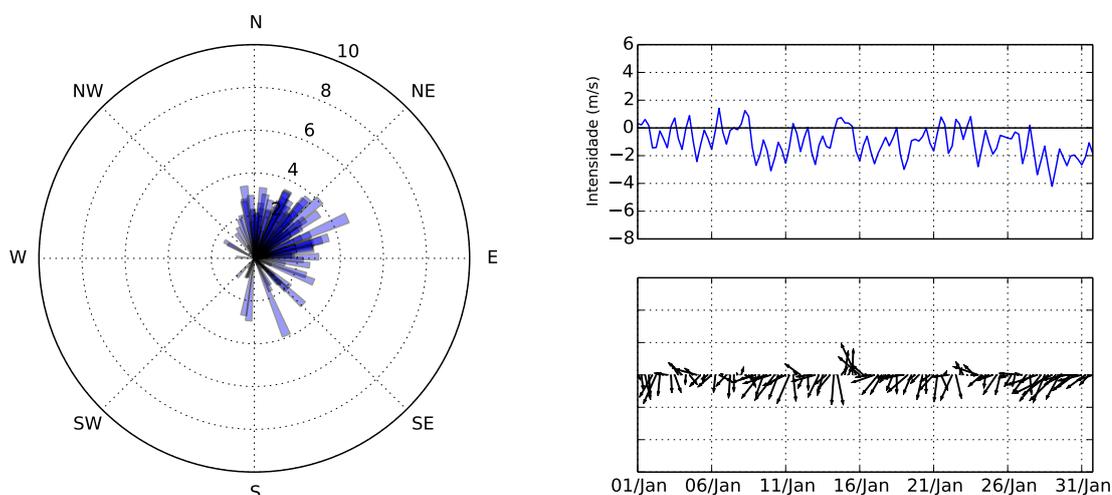


FIGURA 12: CONDIÇÕES DO VENTO AO LARGO DO RIO DE JANEIRO. À ESQUERDA, O GRÁFICO DE ROSA DOS VENTOS MOSTRA A DIREÇÃO E INTENSIDADE (M/S). À DIREITA, OS GRÁFICOS APRESENTAM SÉRIES TEMPORAIS DA INTENSIDADE DA COMPONENTE ZONAL (SUPERIOR) E DIREÇÃO (INFERIOR).

No ponto correspondente à região da cidade do Rio de Janeiro semelhante cenário foi observado, porém, com notável diferença no que diz respeito a intensidade dos ventos, onde apresentaram velocidades abaixo de 4 m/s (FIGURA 12). Nos dias 15 e 16 de janeiro, como podemos observar, o vento mudou a direção para S em ambas as localidades que apesar da fraca intensidade da componente paralela a costa aponta uma provável passagem de frente fria na região.

Próximos a Ilha Grande (FIGURA 13) as condições apresentaram-se bem diferentes das observadas nos pontos anteriores. Nesta localidade é evidente um regime de maior variabilidade na direção dos ventos. Este sinal fica claro ao observarmos as oscilações na intensidade das componentes paralelas à costa, variando entre valores positivos (favoráveis a subsidência costeira) e valores negativos intensos (favoráveis a ressurgência).

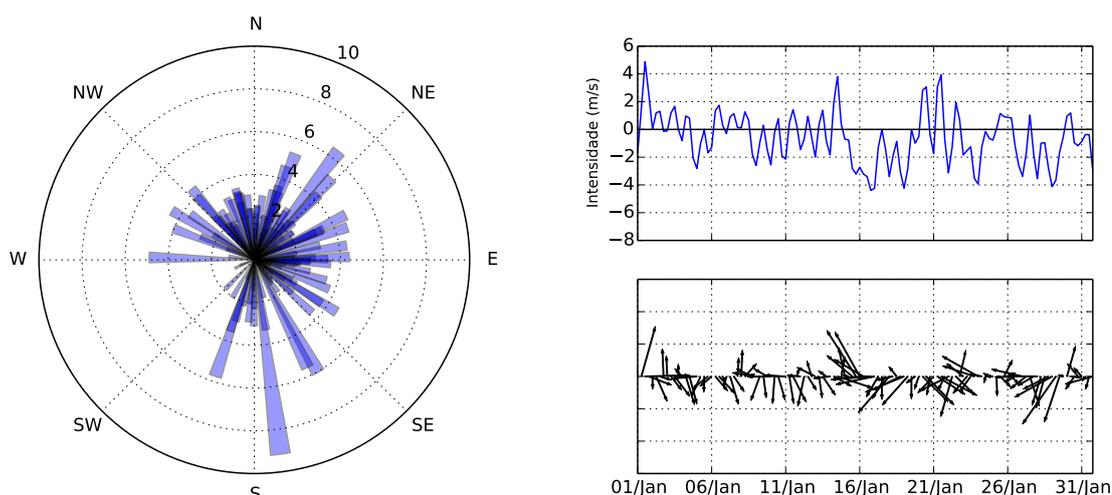


FIGURA 13: CONDIÇÕES DO VENTO AO LARGO DA ILHA GRANDE. À ESQUERDA, O GRÁFICO DE ROSA DOS VENTOS MOSTRA A DIREÇÃO E INTENSIDADE (M/S). À DIREITA, OS GRÁFICOS APRESENTAM SÉRIES TEMPORAIS DA INTENSIDADE DA COMPONENTE ZONAL (SUPERIOR) E DIREÇÃO (INFERIOR).

No gráfico inferior à direita, podemos notar que a direção predominante dos ventos durante o mês é dividida entre os quadrantes S e N-NE, com aproximadamente 3 eventos intensos de vento do quadrante S, os quais possuem uma componente favorável a subsidência para esta porção da costa. Estes sinais, quando comparados aos das outras localidades, sugerem que SMFs que atingiram a região no dado período não alcançaram as porções mais a norte em função da ação mais intensa dos ventos provenientes do ASAS, restringindo o alcance dos ventos de S à esta porção da plataforma.

As Figuras 14, 15 e 16 apresentam o campo médio do vento durante o mês de janeiro de 2010, o campo climatológico e o campo de anomalia, respectivamente, para toda a parcela da plataforma continental do estado.

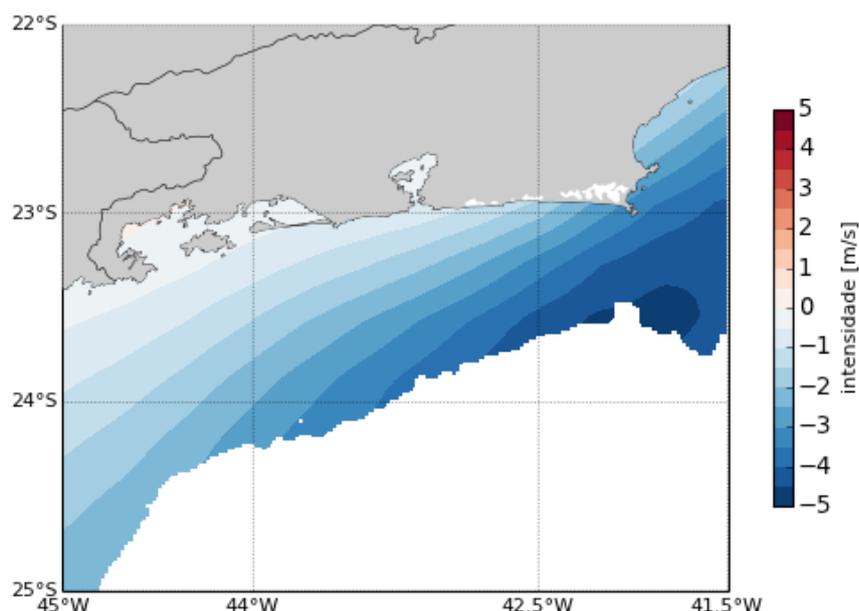


FIGURA 14: CAMPO MÉDIO DA COMPONENTE ZONAL DO VENTO PARA TODO O DOMÍNIO DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO DURANTE O MÊS DE JANEIRO DE 2010. AS PROFUNDIDADES ACIMA DE 200M FORAM MASCARADAS E APARECEM EM BRANCO NO MAPA.

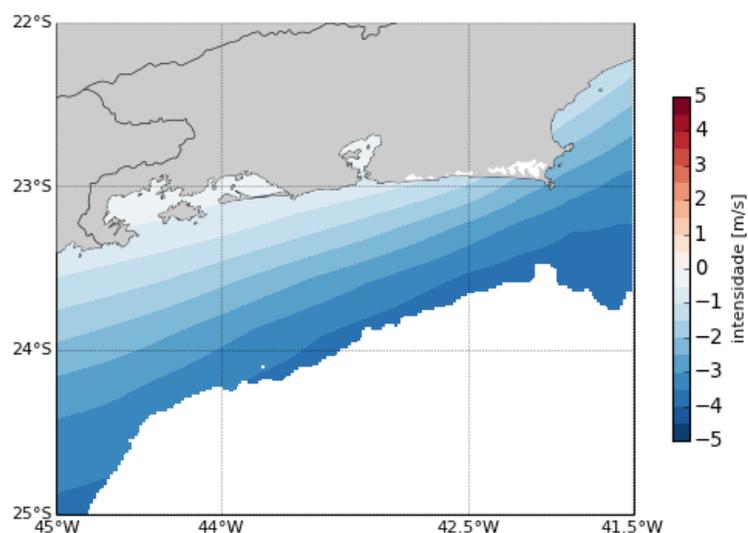


FIGURA 15: CAMPO CLIMATOLÓGICO (31 ANOS) DA COMPONENTE ZONAL DO VENTO PARA TODO O DOMÍNIO DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO. AS PROFUNDIDADES ACIMA DE 200M FORAM MASCARADAS E APARECEM EM BRANCO NO MAPA.

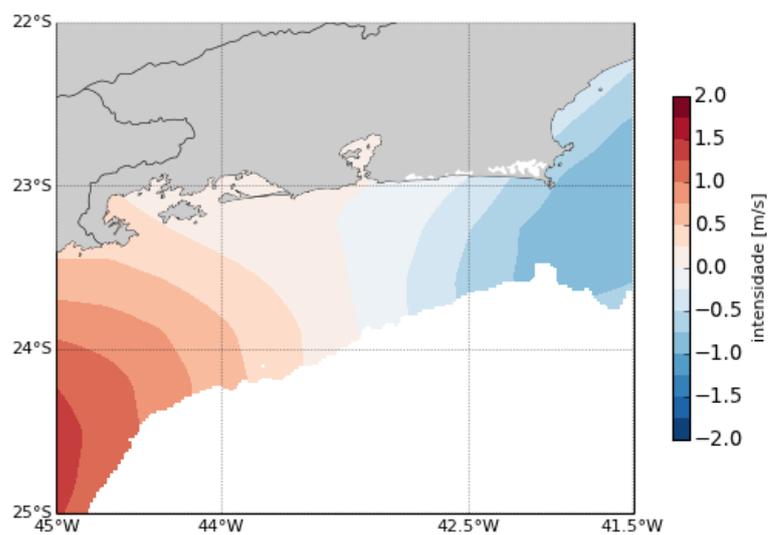


FIGURA 16: CAMPO DE ANOMALIA DA COMPONENTE ZONAL DO VENTO PARA TODO O DOMÍNIO DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO PARA O MÊS DE JANEIRO DE 2010. AS PROFUNDIDADES ACIMA DE 200M FORAM MASCARADAS E APARECEM EM BRANCO NO MAPA.

O campo médio do vento (FIGURA 14) para janeiro de 2010 nos mostra de forma evidente que ao longo de toda a costa se mostrou favorável a ressurgência, apresentando, porém, um gradiente zonal de intensidade bem marcado ao longo de toda a plataforma. O campo climatológico (FIGURA 15) confirma o padrão de ventos favoráveis a ressurgência para esta época do ano e permite observar uma variabilidade espacial marcada pelos gradientes na intensidade dos ventos, sendo suaves ao longo da costa e mais acentuados perpendiculares a costa. Nos cálculos de anomalia (FIGURA 16) podemos notar um gradiente zonal bem marcante entre Cabo Frio e Ilha Grande. Próximos a Cabo Frio os valores negativos indicam que houve uma intensificação da componente paralela a costa, enquanto os valores positivos nas proximidades de Ilha Grande apresentaram intensidades significativamente menores.

1.5 JUSTIFICATIVA E HIPÓTESE DE TRABALHO

A ressurgência costeira de Cabo Frio vem sendo objeto de diversos estudos que tiveram início com observações realizadas por Emilson (1961), Ikeda *et al.* (1974) e Tanaka (1986), e que hoje é alvo de diversos estudos que utilizam a modelagem numérica como ferramenta para uma melhor compreensão dos processos físicos observados (CARBONEL, 2003; CASTELAO e BARTH, 2004; CALADO *et al.*, 2010; SOUTELINO e MIRANDA, 2013). A sazonalidade e os mecanismos que forçam a ressurgência costeira em Cabo Frio são atributos já bem compreendidos, graças aos esforços realizados por diversos autores. No entanto, os regimes de circulação associados principalmente aos padrões de variabilidade temporal e espacial do vento, contendo o importante papel exercido por forçantes remotas para a dinâmica local, ainda não estão bem esclarecidas (DOTTORI e CASTRO, 2009).

Levando em consideração a análise remota dos padrões de vento que acabamos de ver na Seção anterior, sugerimos que a variabilidade espacial evidenciada pelas diferenças de intensidade e direção do vento ao longo da costa possa ter um importante efeito sobre a circulação na região. Desta forma, propomos a seguinte hipótese de trabalho:

Condições de vento favoráveis a subsidência em locais ao sul da costa, repro-

duziria uma circulação resultante capaz de advectar águas mais quentes para a região ao largo de Cabo Frio, mesmo na presença de ventos favoráveis a ressurgência neste local. Assim, o afloramento de águas frias em superfície seria inibido pelas águas quentes advindas de porções mais remotas da costa.

2 OBJETIVOS

2.1 GERAL

O objetivo central deste trabalho é investigar e apontar potenciais mecanismos responsáveis pelo aquecimento das águas ao largo de Cabo Frio durante condições de vento favoráveis a ressurgência costeira.

2.2 ESPECÍFICOS

- Conduzir experimentos numéricos semi-idealizados para investigar a resposta da circulação costeira à variabilidade espacial dos ventos na escala da plataforma continental adjacente ao litoral do Rio de Janeiro;
- Comparar os resultados das simulações numéricas com medições hidrográficas e imagens da TSM obtidas via sensoriamento remoto.

3 METODOLOGIA

Na ausência de dados oceanográficos *in situ* suficientemente abrangentes nas escalas temporais e espaciais dos processos que aqui serão estudados, decidiu-se utilizar a ferramenta da modelagem numérica para a representação aproximada das feições de interesse. Para tanto é descrito a seguir as principais etapas que viabilizaram este estudo, contemplando a escolha do modelo numérico e suas implementações, o conjunto de dados utilizados para a construção dos campos iniciais, forçantes e dados observacionais para a comparação com as soluções numéricas obtidas, bem como os experimentos conduzidos.

Adiantamos aqui que a elaboração dos experimentos se baseiam nas condições meteorológicas e oceânicas observadas e estimadas referente ao período do evento descrito em Saturato (2011). Neste sentido, maior parte do conjunto de dados utilizado faz referência à climatologias e/ou dados diários do mês de janeiro de 2010.

3.1 O MODELO NUMÉRICO

Como os oceanos que circundam as regiões costeiras nos domínios das plataformas continentais são dinamicamente complexos, dado a variedade de fenômenos que interagem em múltiplas escalas, a escolha de um modelo regional capaz de resolver a circulação sob a influência de diversas forçantes se faz necessário. Desta forma, dentro de uma variedade de modelos numéricos disponíveis, foi escolhido o modelo *Regional Oceanic Modeling System* (ROMS). A escolha foi adotada levando em consideração a extensa documentação e suporte oferecido pela comunidade científica global que o emprega para uma diversidade de aplicações e pesquisas nos domínios do oceano costeiro.

O ROMS é um modelo numérico hidrodinâmico tridimensional desenvolvido na *Rutgers University* e na *University of California* em Los Angeles. O modelo resolve a superfície livre e as equações hidrostáticas primitivas da dinâmica dos fluídos discretizadas em um sistema de coordenadas verticais estiradas do tipo sigma (σ), que acompanha a variação da topografia do terreno submarino, e em coordenadas

ortogonais, curvilíneas no plano horizontal. Este sistema de coordenadas permite atribuir alta resolução espacial nas camadas e regiões de interesse. As características avançadas e esquemas de alta ordem incorporados no modelo permitem, ainda, uma resolução eficiente e robusta das dinâmicas de meso e menores escalas dentro dos domínios oceânico e costeiro.

3.2 IMPLEMENTAÇÕES DO MODELO

3.2.1 Domínio da grade

O domínio da grade abrange uma parcela da plataforma continental adjacente ao litoral do estado do Rio de Janeiro (FIGURA 17). Desta forma, a grade computacional apresenta limites geográficos que se estendem desde 22.32°S a 23.80°S e 41.62°W a 45.0°W .

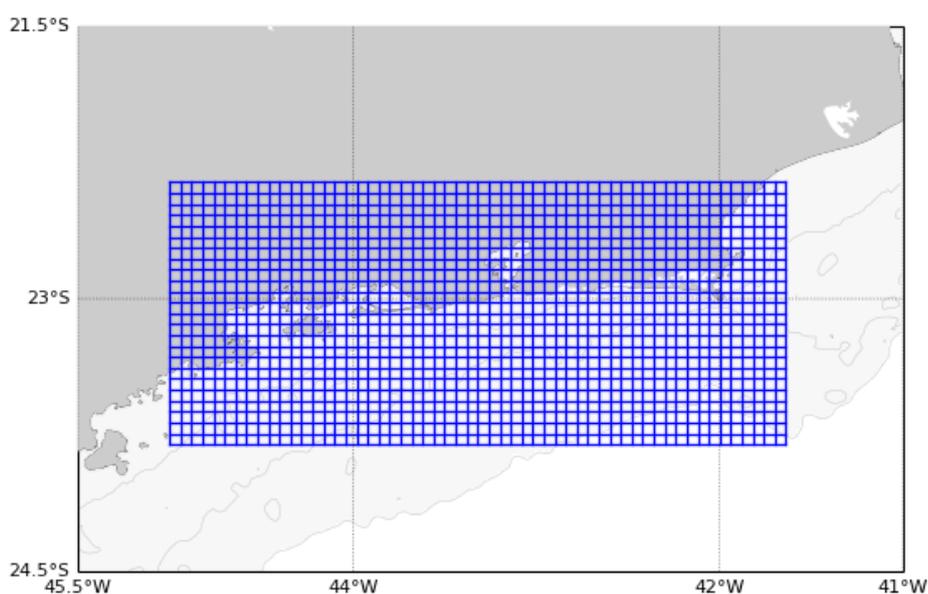


FIGURA 17: MALHA DA GRADE SOBREPOSTA À LINHA DE COSTA REAL E, EM SEGUNDO PLANO, OS DOMÍNIOS DA PLATAFORMA CONTINENTAL. AS LINHAS REPRESENTAM AS ISÓBATAS DE 50M, 100M E 200M, RESPECTIVAMENTE. PROFUNDIDADES ACIMA DE 200 M FORAM MASCARADAS E APARECEM EM BRANCO NO MAPA.

A grade consiste de uma malha regular com resolução espacialmente homogênea ao longo de todo o domínio. Possui 170 pontos ao longo dos paralelos e 75 pontos ao longo dos meridianos. O espaçamento horizontal entre cada ponto da grade é de aproximadamente 2km (0.02°). Na vertical, a malha possui 20 níveis de forma que o espaçamento entre eles variam de acordo com a topografia e as profundidades. Próximos a superfície e o fundo a grade recebe um adensamento de pontos de modo a resolver em maiores detalhes as camadas de Ekman de superfície e fundo.

3.2.2 Linha de costa e topografia

O domínio do modelo foi construído utilizando linha de costa, topografia e batimetria realísticas.

A linha de costa foi obtida do *Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Shoreline Database* (GSHHS) a qual deriva da combinação de outros dois bancos de dados, o *World Vector Shorelines* (WVS) e *CIA World Data Bank II* (WDBII). Este é um banco de dados geográfico de alta-resolução que fornece as linhas de costa vetorizadas, construídas apartir de polígonos fechados e isentos de quaisquer segmentos errôneos ou inconsistências internas (WESSEL e SMITH, 1996). Em nossos experimentos ambas as baías, Baía de Ilha Grande-Sepetiba e Baía de Guanabara, foram mascaradas uma vez que nosso modelo não visa resolver os processos hidrodinâmicos inerentes à estes corpos. Portanto, constitui-se de uma costa aproximadamente retilinea desde o seu contorno oeste até os limites da linha de costa com o oceano próximo a Cabo Frio (FIGURA 18).

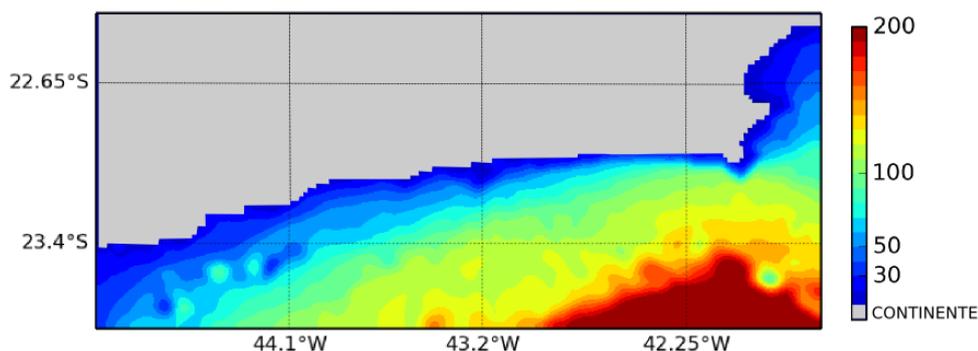


FIGURA 18: MAPA DE TOPOGRAFIA E LINHA DE COSTA IDEALIZADA UTILIZADAS PARA OS EXPERIMENTOS. A TOPOGRAFIA FOI SUAVIZADA E TRUNCADA EM 200 M DE ACORDO COM A PROFUNDIDADE MÉDIA DA PLATAFORMA CONTINENTAL NA REGIÃO DE INTERESSE.

A topografia e batimetria oceânica foi obtida do banco de dados geofísicos do *National Geophysical Data Center* (NGDC), do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). O ETOPO1 é um modelo de relevo global de 1 arco-minuto (aproximadamente 2 km) de resolução construído a partir de diversos bancos de dados globais e regionais, e fornece cobertura completa da topografia e batimetria global (AMANTE e EAKINS, 2009).

3.2.3 Campos iniciais

Os experimentos numéricos foram inicializados partindo de campos tridimensionais de temperatura (FIGURA 19) e salinidade (FIGURA 20).

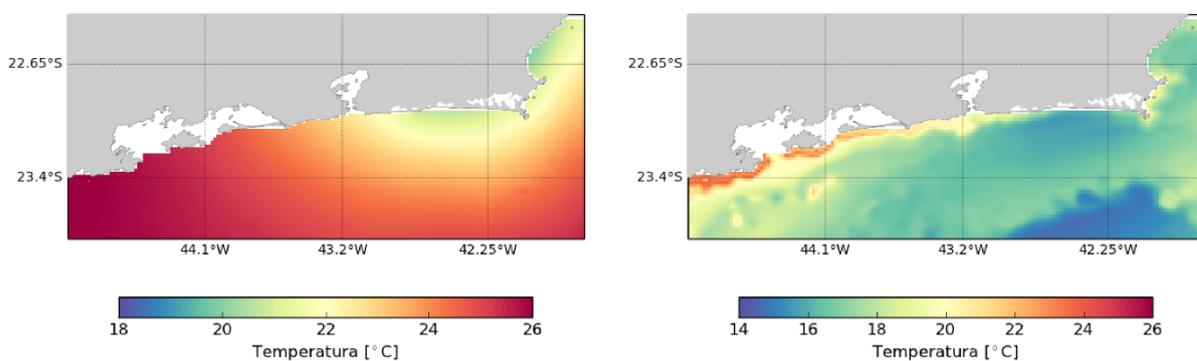


FIGURA 19: CAMPOS DE TEMPERATURA ($^{\circ}\text{C}$) CLIMATOLÓGICA REPRESENTANDO CONDIÇÕES TÍPICAS DE SUPERFÍCIE (ESQUERDA) E FUNDO (DIREITA) PARA O MÊS DE JANEIRO. A PRESENÇA DE ÁGUAS FRIAS (20°C) NA COSTA LESTE DENOTA UM FORTE SINAL E RECORRÊNCIA DA RESSURGÊNCIA COSTEIRA NESTA ÉPOCA DO ANO.

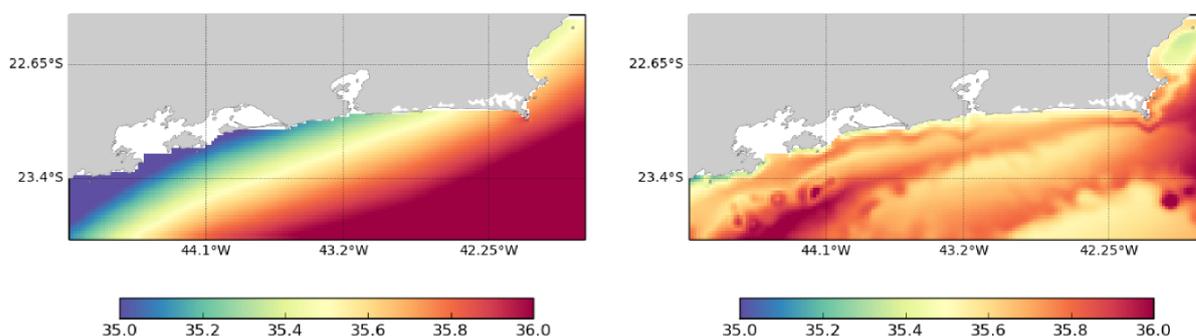


FIGURA 20: CAMPOS DE SALINIDADE CLIMATOLÓGICO REPRESENTANDO CONDIÇÕES TÍPICAS DE SUPERFÍCIE (ESQUERDA) E FUNDO (DIREITA) PARA O MÊS DE JANEIRO. A PRESENÇA DE UM LEVE GRADIENTE DE SALINIDADE, AO LONGO E PERPENDICULAR A COSTA, DENOTA O APORTE EFETIVO DE ÁGUA DOCE CONTINENTAL.

O campo climatológico termohalino utilizado consiste da combinação de dois banco de dados fundamentais, o *World Ocean Atlas 2009* (WOA2009) e o Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO), da Marinha do Brasil.

A origem da base de dados WOA2009 é a mesma de climatologias de temperatura e salinidade já consolidados para os oceanos mundiais, tais como aquelas apresentadas como parta do *Climatological Atlas of the World Ocean* (LEVITUS, 1982) e suas atualizações em 1994, 1998, 2001 e 2005. Os campos médios climatológicos de temperatura e salinidade da WOA2009 para os períodos anual, sazonal e mensal (com resolução de $0,25^\circ$) são calculados utilizando técnicas de análise objetiva. O WOA2009 mensal apresentam campos em profundidades padrões desde a superfície até os primeiros 1500 metros ao passo que que as climatologia anuais e sazonais tingem profundidades até 5500 metros. As climatologias de salinidade e temperatura são médias de cinco climatologias decadais compreendidas entre os anos de 1955 e 2006. Publicações sobre tais técnicas aplicadas ao tratamento dos dados têm provado ser de grande utilidade para as comunidades de pesquisa oceanográfica, climáticas e de previsões ambientais operacionais. Tais produtos são comumente utilizados como condições iniciais e/ou de contorno em modelos numéricos de circulação oceânica (LOCARNINI *et al.*, 2010).

O BNDO consiste em um banco nacional de dados de diversos parâmetros oceanográficos e meteorológicos provenientes de comissões realizadas por navios da

Marinha do Brasil, da Marinha Mercante, navios estrangeiros (em águas sob jurisdição brasileira) e outros instrumentos sob uso da comunidade científica nacional e internacional. Tais informações são, então, de grande utilidade científica, tanto para pesquisas de âmbito acadêmico quanto militares. Fica sobre cargo da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) a obtenção, recebimento e análise de qualidade dos dados recebidos, bem como o papel de organizar, arquivar e manter o intercâmbio de dados de tal natureza com instituições parceiras, nacionais e internacionais. Tal iniciativa promove a participação do país nas atividades da *Intergovernmental Oceanographic Commission* (IOC/UNESCO), relacionadas com os Serviços Oceânicos e Mapeamento Oceânico, servindo de banco de dados oceanográficos e integrando o Sistema Mundial de Dados Oceanográficos.

3.2.4 Forçantes externas

Como a principal forçante da circulação nos domínios da plataforma continental da região de estudo é a ação dos ventos, decidimos adotá-la como a única forçante externa de nossos experimentos. Tal escolha foi baseada não só no fato desta ser a principal forçante da circulação local pois sabe-se que outras forçantes também atuam significativamente, embora em menor peso. A escolha por uma única forçante externa concede maior controle sobre as respostas do campo de massa à atuação desta e, portanto, simplifica as análises e interpretações dos processos modelados. Como este estudo se trata de um estudo de processos tais simplificações são usualmente adotadas.

Os dados de vento foram obtidos do banco de dados do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR). O projeto *Reanalysis* surgiu nos anos 90 através da cooperação entre o *National Center of Environmental Predictions* (NCEP) e o *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), com o intuito de produzir análises globais de campos atmosféricos (KALNAY *et al.*, 1996). Para isso, o projeto vem assimilando dados de diversas fontes, tais como, estações meteorológicas em superfície, radiosondas, navios, satélites, aeronaves, entre outras. Após a aquisição e decodificação, um pré-processador realiza um controle de qualidade dos dados para posteriormente

serem submetidos a um sistema de assimilação e finalmente executar um modelo meteorológico global a fim gerar campos atmosféricos para uma diversidade de variáveis. Estes dados são cedidos por diferentes países e organizações de todo o mundo.

O CFSR é a terceira geração dos produtos *reanalysis*. Este projeto foi empreendido de forma a produzir campos estimados para um período de 31 anos, desde 1979 a 2010. Foi deliberado e executado como um sistema global de alta resolução espaço-temporal com os domínios atmosférico, terrestre e oceânicos acoplados no objetivo de fornecer a melhor estimativa do estado deste conjunto. Os produtos são fornecidos em três formatos: quatro vezes ao dia, médias diárias e médias mensais. A resolução espacial no domínio oceânico varia de 0.25° a 2.5° de acordo com as latitudes.

Vale ressaltar que estes produtos consistem da combinação estatístico-dinâmica entre modelos atmosféricos e a maior gama de dados observacionais disponíveis ao redor do globo. Portanto, na ausência de dados observacionais adequados, tal esforço resulta na melhor estimativa possível das grandezas meteorológicas de interesse. Estes produtos são corriqueiramente utilizados em estudos onde a forçante atmosférica para a circulação oceânica é essencial, seja em estudos puramente observacionais ou de modelagem.

A escolha por este conjunto de dados em específico deve-se ao fato deste ser um sistema superior aos demais sistemas de *reanalysis* do NCEP, principalmente em função dos esquemas avançados de assimilação e do refinamento espacial e temporal da resolução dos produtos. Deste modo, recorreremos aos dados vetoriais do vento à 10 metros da superfície do oceano, os quais são disponibilizados nas suas componentes zonal (leste-oeste) e meridional (norte-sul), a uma resolução temporal de quatro medições diárias, a cada seis horas, e resolução espacial de 0.3° (33km). Estes dados são produtos da primeira hora de previsão do modelo atmosférico global.

Devido a diferença entre a resolução espacial da grade do nosso modelo (0.02°) e dos dados do conjunto CFSR (0.3°) a interpolação dos dados foi feita utilizando o método do vizinho mais próximo baseado na triangulação de *Delaunay*.

Para resolver as equações internas do modelo que computam a transferência

de *momentum* do campo atmosférico para o campo de massa oceânico é necessária a entrada de parâmetros como a tensão ou o “estresse” do vento sob a superfície oceânica. Como tal quantidade é difícil de ser obtida através de medições diretas, a tensão do vento é calculada por fórmulas, conhecidas como *bulk formulas*, que estimam os fluxos turbulentos a partir de dados atmosféricos. Large e Pond (1981) desenvolveram um simples algoritmo para este cálculo que relaciona o coeficiente de arrasto (C_d) com a velocidade do vento (\bar{V}) apenas, para obter um valor aproximado da tensão exercida pelo vento (τ_{xy}) sobre a superfície oceânica. Assim,

$$\tau_{xy} = \rho_{ar} \cdot C_d \cdot \bar{V}^2$$

onde,

$$C_d = 1.2 \cdot 10^{-3}, \text{ para } 4 \leq \bar{V} < 11 \text{ m s}^{-1}$$

$$C_d = (0.49 + 0.065 \cdot \bar{V}) \cdot 10^{-3}, \text{ para } 11 \leq \bar{V} \leq 25 \text{ m s}^{-1}$$

3.2.5 Condições de contorno

Em estudos de modelagem numérica é inviável que qualquer grade computacional regular seja extensa o bastante para resolver satisfatoriamente todos os padrões de correntes, a fim de avaliar suas interações dinâmicas (MARCHESIELLO *et al.*, 2001). Tal limitação é atribuída ao alto custo computacional exigido, principalmente nos casos onde os processos estudados demandam alto refinamento da grade.

Considerando que a dinâmica dos oceanos costeiros é governada em grande parte por forçantes locais, processos de meso e/ou larga-escala nos oceanos profundos podem oferecer, por exemplo, relevantes contribuições para a circulação nos domínios da plataforma continental e, portanto, dados observacionais devem ser pres-

critos nos limites da grade no intuito de fornecer informações representativas do oceano adjacente. Embora tal medida seja necessária, descontinuidades entre os dados externos prescritos e as soluções numéricas internas, nas proximidades dos limites do domínio, podem comprometer a solução das equações diferenciais internas. Para minimizar tais problemas computacionais alguns artefatos matemáticos são frequentemente empregados, tais técnicas são conhecidas como *Condições de Contornos Abertos*. Neste estudo optamos por contornos fechados ao norte e abertos nas margens leste, sul e oeste do domínio da grade.

Métodos radiacionais propostos por Orlanski (1976) foram prescritos para os três contornos abertos. Este método é usualmente utilizado como condições em contornos passivos, onde a troca de informações se dá de dentro para fora do domínio do modelo, permitindo que as soluções internas e distúrbios se propaguem para o exterior do domínio computacional sem que haja reflexões excessivas ao passarem pelo contorno, minimizando assim a contaminação das soluções internas. Complementando tal método, foi empregado uma camada de esponja que consiste na criação de uma camada, ou região, próxima aos limites da grade capaz de absorver e reduzir o ruído associado à condição radiacional. Uma camada esponja foi prescrita para as velocidades baroclínicas e barotrópicas com o aumentando linear da viscosidade harmônica a medida que se aproxima das bordas do contorno. Para temperatura e salinidade foi criada uma esponja com aumento linear da difusão. Ambas as esponjas consistem de camadas de 6 pontos de grades estabelecidas nos ao longo dos contornos.

As condições para os contornos ativos, onde dados observacionais de temperatura e salinidade foram prescritos para alimentar o modelo nos contornos, foram empregadas utilizando a técnica de relaxamento (*nudging*). Tal técnica consiste na aproximação das soluções internas próximas aos contornos para os valores das propriedades que adentram o domínio, evitando que os dados externos sejam incompatíveis com àqueles das equações no interior do domínio computacional. Tal medida minimiza as chances do modelo em resolver as equações diferenciais de forma inadequada e de que as soluções internas se afastem do estado real do oceano. Para prevenir problemas com a conservação do volume dentro do domínio é utilizado um

método que calcula o transporte total de saída pelos contornos abertos e ajusta-o de maneira a prover um fluxo barotrópico uniforme de entrada, no intuito de balancear o transporte total de volume no domínio computacional.

3.3 EXPERIMENTOS NUMÉRICOS

Foram conduzidos dois experimentos distintos no intuito de compreender a resposta da circulação à diferentes padrões do campo de vento. Ambos os experimentos foram integrados para um período total de um ano (365 dias) de modo que os primeiros 30 dias representassem uma fase inicial de *spin-up*, para que o campo oceânico entrasse em equilíbrio dinâmico com as condições forçantes estabelecidas. Apesar dos campos forçantes e aqueles introduzidos pelos contornos serem realísticos, não representam a realidade em termos de sua variabilidade temporal uma vez que foram mantidos constantes durante todo o tempo de rodada do modelo. No entanto, tais experimentos são entendidos por semi-idealizados.

3.3.1 Experimento 1 (EXP1)

O primeiro experimento consiste de uma simulação controle. Foi forçado por um campo de vento do quadrante NE de magnitude constante (0.1 Pa) e espacialmente homogêneo conforme ilustrado na Figura 21. O campo foi criado utilizando o princípio de rampeamento, de forma que a intensidade absoluta aumentasse linearmente durante os primeiros 15 dias da rodada, do repouso à uma intensidade de tensão equivalente a 0.1 Pa. Tal valor representa ventos com velocidades próximas a 10 m/s, um padrão médio observado durante os meses de verão e que são comumente adotados em estudos idealizados de modelagem para a região (CASTELAO *et al.*, 2004; SOUTELINO e MIRANDA, 2013).

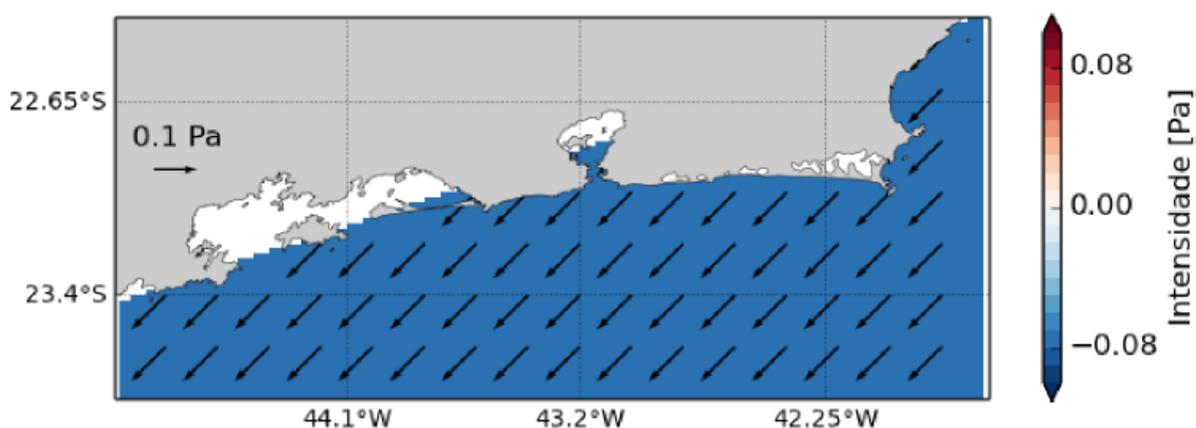


FIGURA 21: A FIGURA APRESENTA A MAGNITUDE DO CAMPO DA COMPONENTE ZONAL, PARALELA A COSTA, PARA O DOMÍNIO OCEÂNICO DE INTERESSE. A DIREÇÃO E INTENSIDADE ABSOLUTA DOS VENTOS SÃO ILUSTRADOS PELOS VETORES SOBREPOSTOS

Este experimento foi executado com a finalidade de forçar um processo maduro da ressurgência costeira e observar se as respostas hidrodinâmicas representadas pelo modelo estão em coerência com os modelos clássicos apresentados na literatura.

3.3.2 Experimento 2 (EXP2)

Esta simulação foi conduzida no propósito de testar a hipótese deste trabalho. Para tanto foi selecionado dentre os dados do conjunto CFSR um campo de vento cuja configuração representa um campo realístico, especialmente variável, e foi mantido constante ao longo do tempo de integração do modelo. Este campo apresenta condições favoráveis a ressurgência costeira na região de Cabo Frio, apresentando uma gradual transição à condições favoráveis a subsidência na porção a oeste do domínio, ilustrados pelos sinais positivos da intensidade da componente zonal do vento (FIGURA 22).

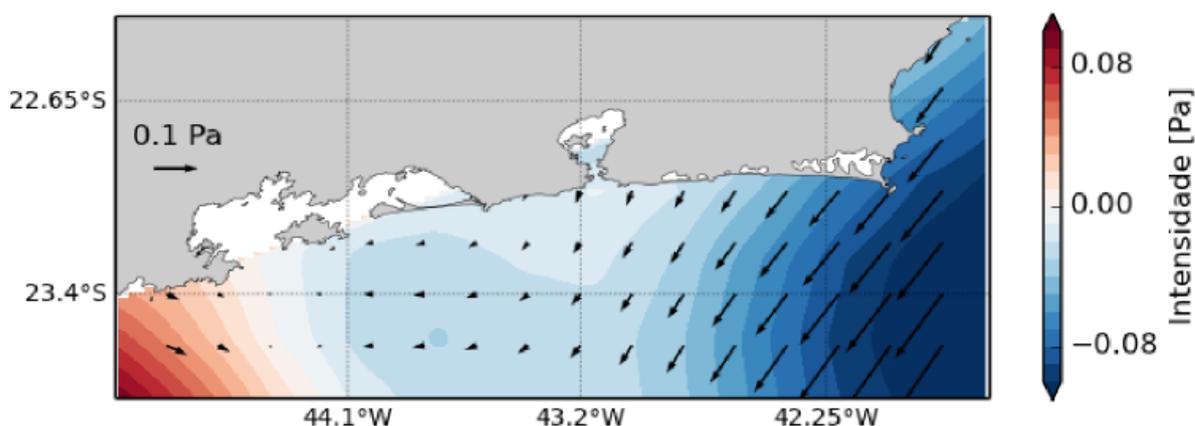


FIGURA 22: A FIGURA APRESENTA A MAGNITUDE DA COMPONENTE ZONAL, PARALELA A COSTA, PARA O DOMÍNIO OCEÂNICO DE INTERESSE. A DIREÇÃO E INTENSIDADE ABSOLUTA DOS VENTOS SÃO ILUSTRADOS PELOS VETORES SOBREPOSTOS

3.4 DADOS PARA VALIDAÇÃO

As soluções numéricas das simulações serão comparadas com dados de medidas *in situ* e remotas. Imagens de TSM do satélite NOAA-12 serão utilizadas para comparar as feições simuladas com aquelas observadas em distintos períodos, os quais não se restringem apenas ao período do evento de 2010.

Medições hidrográficas e atmosféricas de variáveis como a direção e intensidade das correntes e, direção e intensidade dos ventos serão utilizados para a análise da estrutura vertical da feição de interesse. Tais dados provêm de um fundeio localizado em 48.18°O e 22.99°S com diversos sensores disponibilizados em superfície e coluna de água até uma profundidade média de cinquenta metros a, aproximadamente, 5 km da costa (FIGURA 23). São amostrados em intervalos de uma hora e disponibilizados diariamente pelo *Sistema Integrado de Obtenção de Dados Ambientais para a Defesa* (SIODOC), projeto do *Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira* da Marinha do Brasil (IEAPM-MB) financiado pela *Financiadora de Estudos e Projetos* (FINEP).

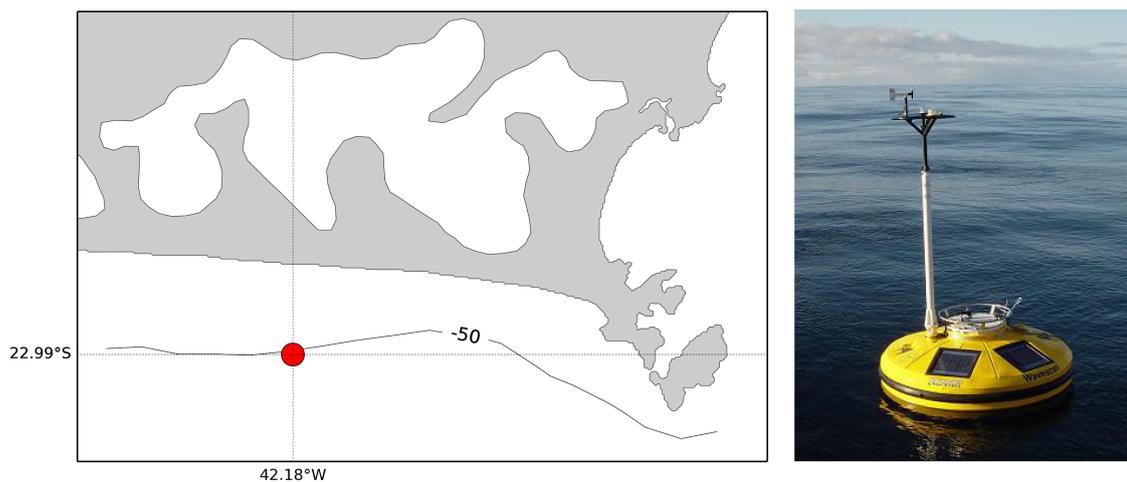


FIGURA 23: MAPA REPRESENTATIVO DA REGIÃO LITORÂNEA DE CABO FRIO E IMAGEM DA BÓIA METEOCEANOGRÁFICA DO PROJETO SIODOC. A ATUAL LOCALIZAÇÃO DO FUNDEIO ESTÁ INDICADO PELO PONTO VERMELHO NO MAPA JUNTO DA ISÓBATA LOCAL DE 50M. OS DADOS SÃO DISPONIBILIZADO EM TEMPO-REAL E PODEM SER ACESSADOS GRATUITAMENTE NO ENDEREÇO ELETRÔNICO: [HTTP://WWW.SIODOC.NET](http://www.siodoc.net).

4 RESULTADOS

Nesta seção avaliaremos alguns resultados obtidos de ambos os experimentos numéricos conduzidos. Decidimos apresentar campos uni e bidimensionais das variáveis: temperatura potencial, vetores de velocidade de corrente, elevação da superfície livre e os termos de balanço da componente meridional (perpendicular à linha de costa) da equação do movimento: a força do gradiente de pressão e a força de coriolis. Desta maneira, poderemos verificar a estrutura e comportamento das principais variáveis que controlam a dinâmica de circulação associada à ressurgência costeira, e os principais mecanismos que estabelecem o ajuste e o escoamento dos jatos geostroficados ao longo da plataforma continental.

Para fins práticos e eficiência das análises, utilizamos o índice térmico superior da ACAS (20°C) como indicador da ocorrência de um processo maduro de ressurgência costeira. Tal índice é uma aproximação sugerida por Castro e Miranda (1998), e que indica valores de temperatura para detecção da ACAS em plataforma intermediária e com propriedades levemente alterada por processos de mistura no domínio das águas de plataforma (AC + AT + ACAS).

4.1 EXPERIMENTO 1 (EXP1)

Pudemos observar que a ressurgência ocorreu ao longo de toda a costa e durante todo o período de integração do modelo. De acordo com a série temporal de temperatura analisada para dois níveis (superfície e fundo) sob a isóbata de 50 metros ao largo de Cabo Frio, nota-se que as temperaturas se mantiveram, no geral, entre 17°C e 18°C (FIGURA 24).

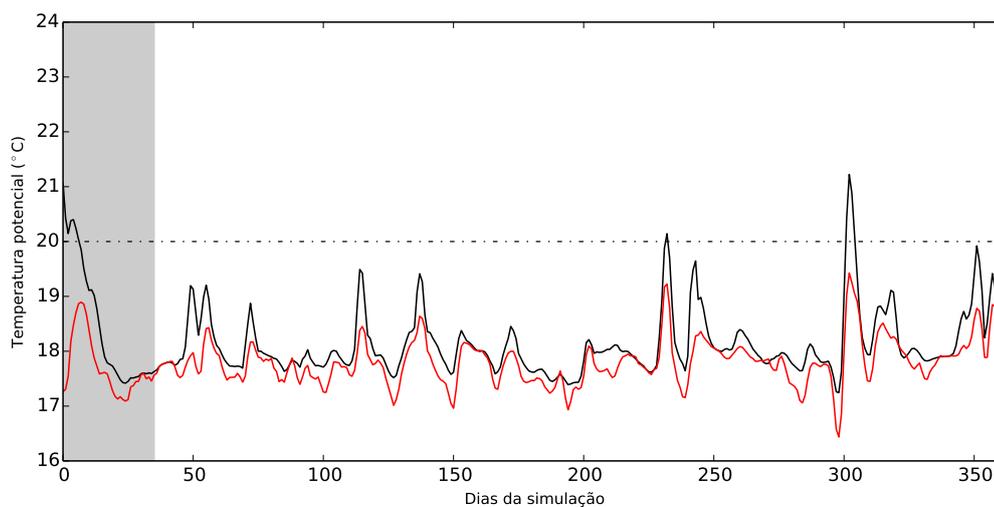


FIGURA 24: SÉRIE TEMPORAL DA TEMPERATURA POTENCIAL CALCULADA PELO ROMS SOBRE A ISÓBATA DE 30M, AO LARGO DE CABO FRIO. AS LINHAS EM PRETO REPRESENTAM VALORES PARA O NÍVEL DE SUPERFÍCIE E EM VERMELHO OS VALORES PARA O NÍVEL DE FUNDO. A LINHA TRACEJADA (EM 20°C) REPRESENTA O ÍNDICE SUPERIOR DE TEMPERATURA DA ACAS. A FAIXA CINZA NA FIGURA DELIMITA O PERÍODO DE *SPIN-UP* DA SIMULAÇÃO, OS QUAIS FORAM DESCONSIDERADOS DA ANÁLISE.

A Figura 25 representa o campo médio da TSM de toda a simulação e permite observar que a frente térmica da ressurgência (20°C) manteve-se entre as isóbatas de 50m e 100m, sendo que ao largo de Cabo Frio a frente se deslocou-se para além da isóbata de 100m. Observamos também o estabelecimento de gradientes de elevação de superfície do mar entre a costa e o largo, em resposta ao transporte de Ekman de superfície que causa divergência do escoamento junto à costa (FIGURA 26).

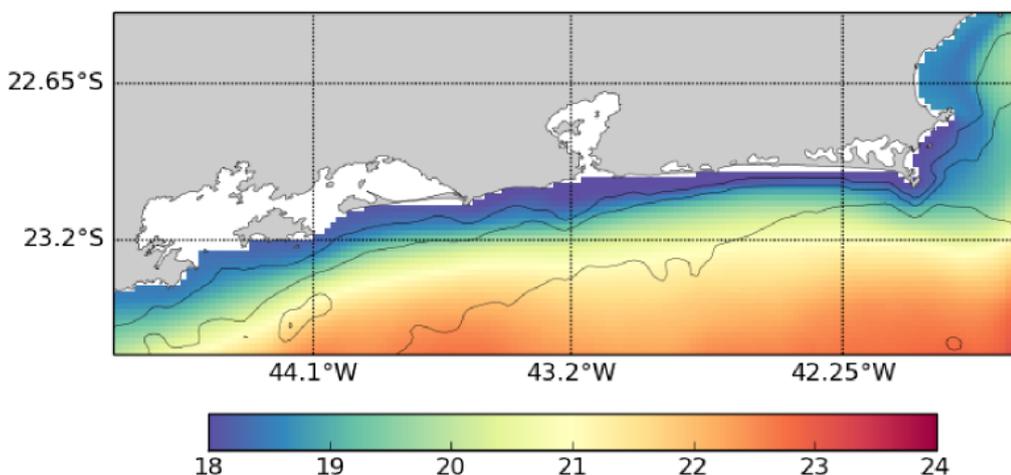


FIGURA 25: CAMPO MÉDIO DA TEMPERATURA POTENCIAL ($^{\circ}\text{C}$) EM SUPERFÍCIE PARA O EXP1. AS LINHAS PRETAS REPRESENTAM AS ISÓBATAS DE 30M, 50M E 100M.

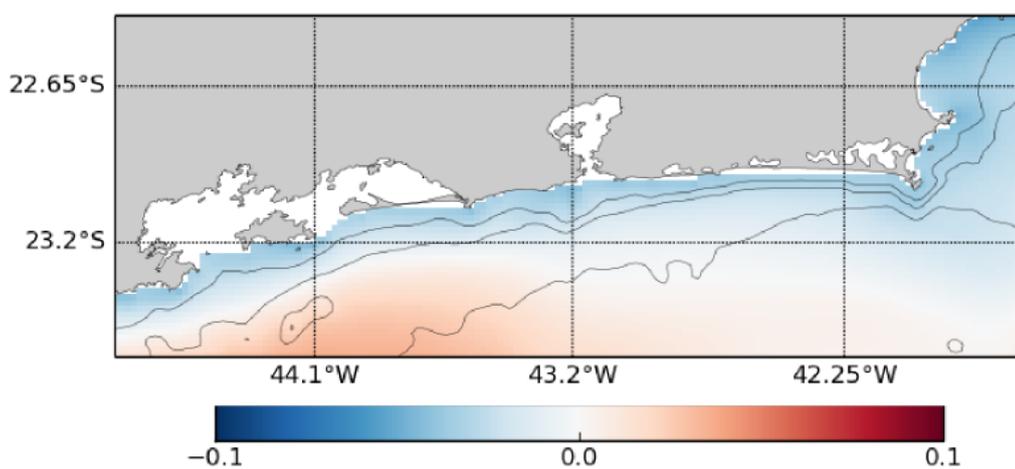


FIGURA 26: CAMPO MÉDIO DA ELEVAÇÃO DA SUPERFÍCIE LIVRE (M) DO MAR PARA O EXP1. AS LINHAS REPRESENTAM AS ISÓBATAS DE 30M, 50M E 100M.

Este arranjo no nível do mar promove uma circulação de natureza essencialmente geostrófica que pode ser observada em toda a coluna de água, conforme mostra o balanço entre os termos de coriolis e da força gradiente de pressão na Figura 27, e os vetores de correntes na Figura 28. Os vetores de corrente apontam fluxos paralelos a costa, confinados entre a costa e as isóbatas de 50m, fluindo para W-SW.

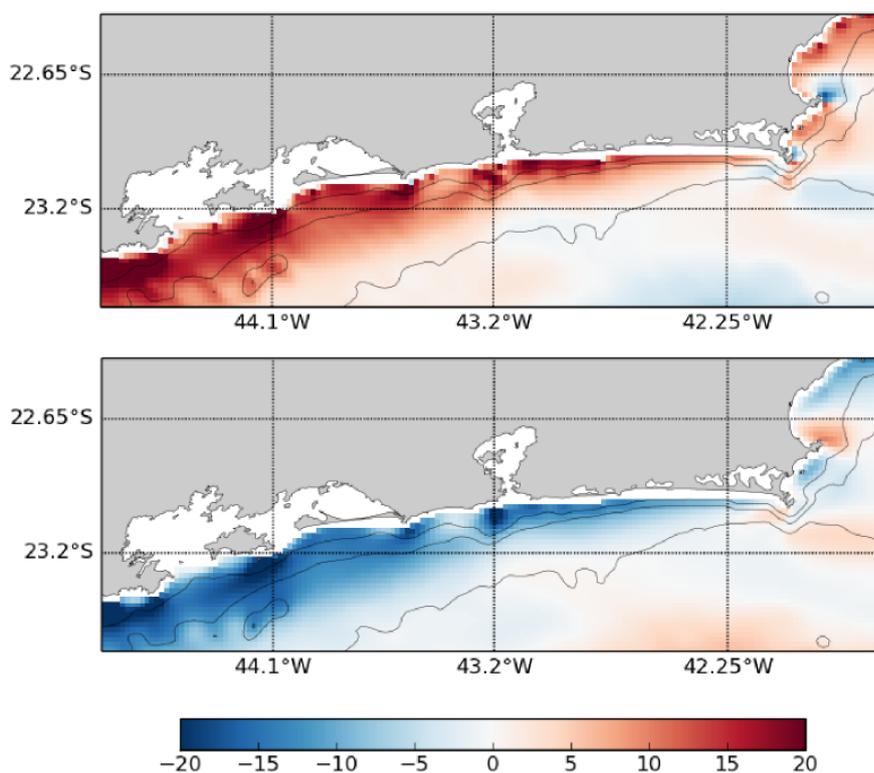


FIGURA 27: CAMPOS MÉDIOS DA FORÇA DO GRADIENTE DE PRESSÃO (PAINEL SUPERIOR) E CORIOLIS (PAINEL INFERIOR) DA COMPONENTE MERIDIONAL (Y) DA EQUAÇÃO DO *MOMENTUM* INTEGRADA VERTICALMENTE. A UNIDADE É EXPRESSA EM $\text{M/S}^{-2} \times 10^{-6}$. AS LINHAS PRETAS REPRESENTAM AS ISÓBATAS DE 30M, 50M E 100M.

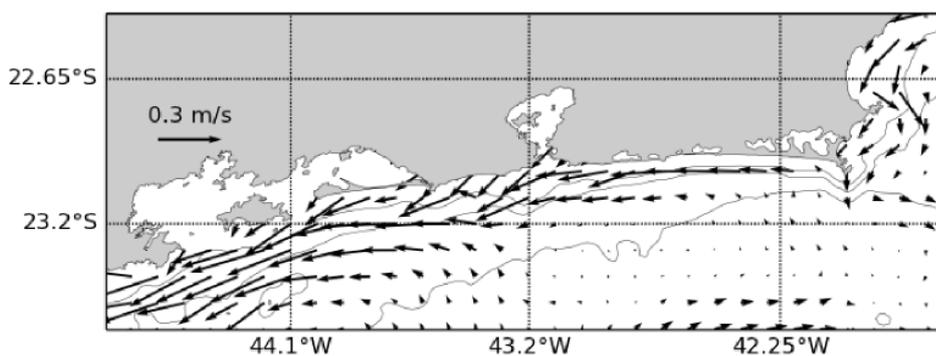


FIGURA 28: CAMPO MÉDIO DOS VETORES DE VELOCIDADE INTEGRADA VERTICALMENTE. A UNIDADE É EXPRESSA EM M/S SEGUNDO A ESCALA DO VETOR VELOCIDADE PLOTADO SOBRE O CONTINENTE. AS LINHAS PRETAS REPRESENTAM AS ISÓBATAS DE 30M, 50M E 100M.

A Figura 29 apresenta os vetores de corrente em três diferentes níveis da coluna de água. Em superfície vemos que o sentido e velocidade do escoamento são influenciados pelos ventos, com direções predominantes para SW e velocidades máximas de 0.58m/s entre a costa e a isóbata de 100m. Nos níveis intermediário e de fundo, os efeitos da tensão do vento são menores e, portanto, observamos uma circulação dominada pela força do gradiente de pressão e o ajuste geostrófico, com velocidades máximas de 0.45m/s (intermediária) e 0.32m/s (fundo), e direções variando entre W e SW em ambos níveis.

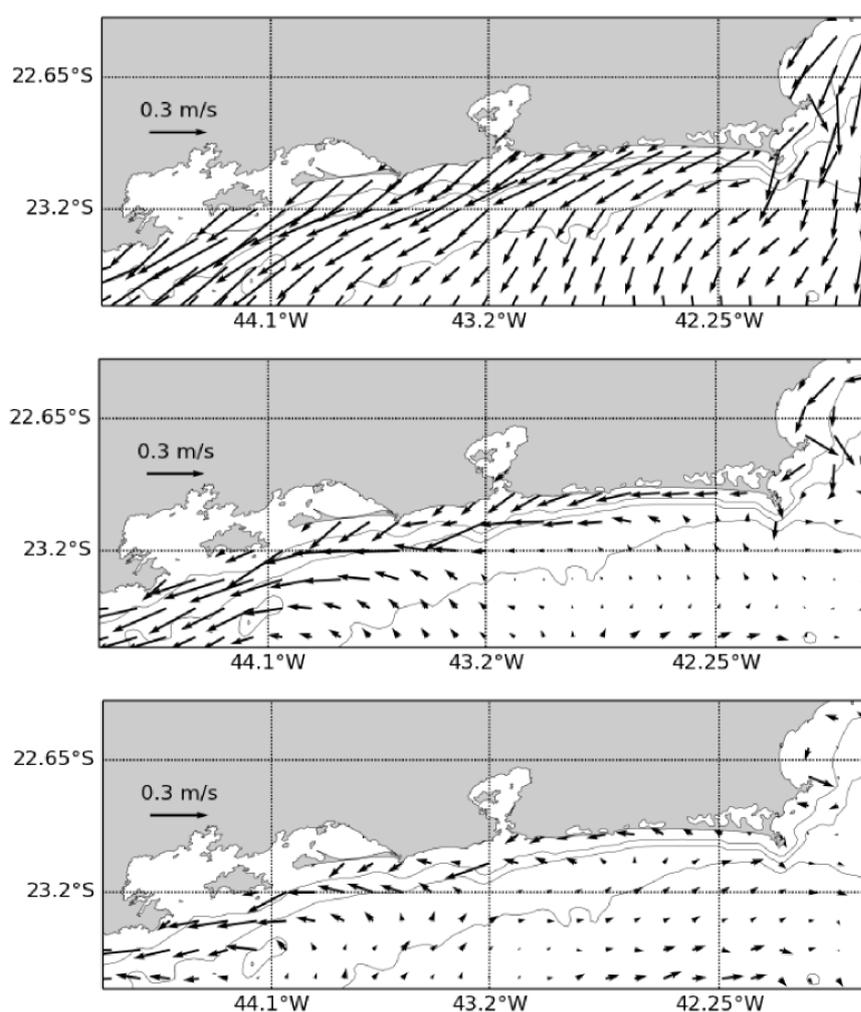


FIGURA 29: CAMPOS MÉDIOS DOS VETORES DE VELOCIDADE CALCULADOS PARA OS NÍVEIS DE SUPERFÍCIE (PAINEL SUPERIOR), INTERMEDIÁRIO (PAINEL INTERMEDIÁRIO) E DE FUNDO (PAINEL INFERIOR). A UNIDADE É EXPRESSA EM M/S SEGUNDO A ESCALA DO VETOR VELOCIDADE PLOTADO SOBRE O CONTINENTE. AS LINHAS PRETAS REPRESENTAM AS ISÓBATAS DE 30M, 50M E 100M.

4.2 EXPERIMENTO 2 (EXP2)

As Figuras 30, 31 e 32 apresentam séries temporais da temperatura em superfície e fundo ao largo de Cabo Frio, Macaé (ao norte) e Ilha Grande (a oeste), respectivamente. Podemos notar que os padrões de temperatura responderam diferentemente para cada uma das localidades e que a distribuição da ressurgência se limitou a determinados locais da costa, de acordo com as condições de vento prescritas para o experimento.

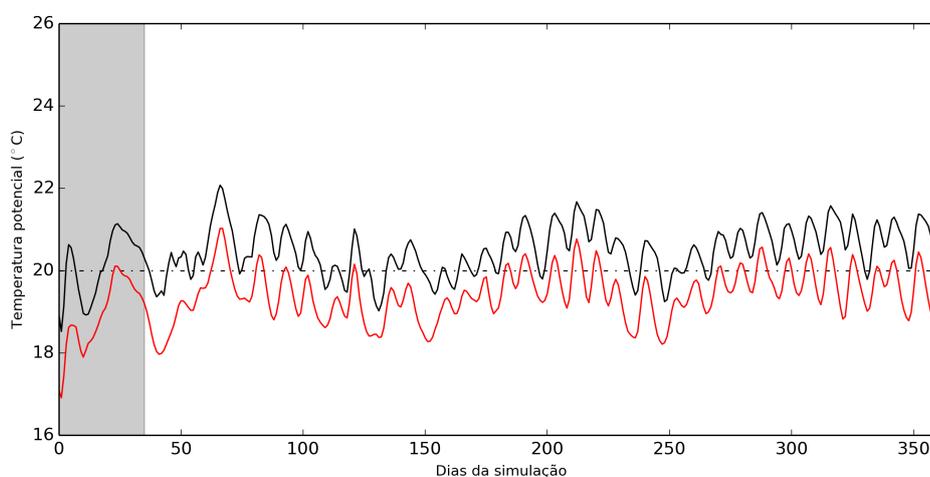


FIGURA 30: SÉRIE TEMPORAL DA TEMPERATURA POTENCIAL CALCULADA PELO ROMS SOBRE A ISÓBATA DE 30M, AO LARGO DE CABO FRIO, PARA O EXP2. AS LINHAS PRETAS REPRESENTAM VALORES PARA O NÍVEL DE SUPERFÍCIE; EM VERMELHO OS VALORES PARA O NÍVEL DE FUNDO. A LINHA TRACEJADA (EM 20°C) REPRESENTA O ÍNDICE SUPERIOR DE TEMPERATURA DA ACAS. A FAIXA CINZA NA FIGURA DELIMITA O PERÍODO DE *SPIN-UP* DA SIMULAÇÃO, OS QUAIS FORAM DESCONSIDERADOS DA ANÁLISE.

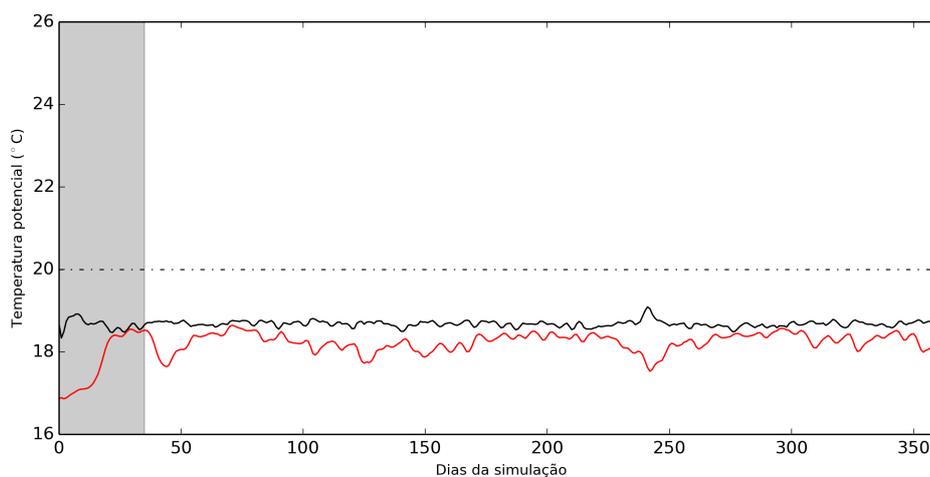


FIGURA 31: SÉRIE TEMPORAL DA TEMPERATURA POTENCIAL CALCULADA PELO ROMS SOBRE A ISÓBATA DE 30M, AO LARGO DE MACAÉ, PARA O EXP2. AS LINHAS EM PRETO REPRESENTAM VALORES PARA O NÍVEL DE SUPERFÍCIE; EM VERMELHO OS VALORES PARA O NÍVEL DE FUNDO. A LINHA TRACEJADA (EM 20°C) REPRESENTA O ÍNDICE SUPERIOR DE TEMPERATURA DA ACAS. A FAIXA CINZA NA FIGURA DELIMITA O PERÍODO DE *SPIN-UP* DA SIMULAÇÃO, OS QUAIS FORAM DESCONSIDERADOS DA ANÁLISE.

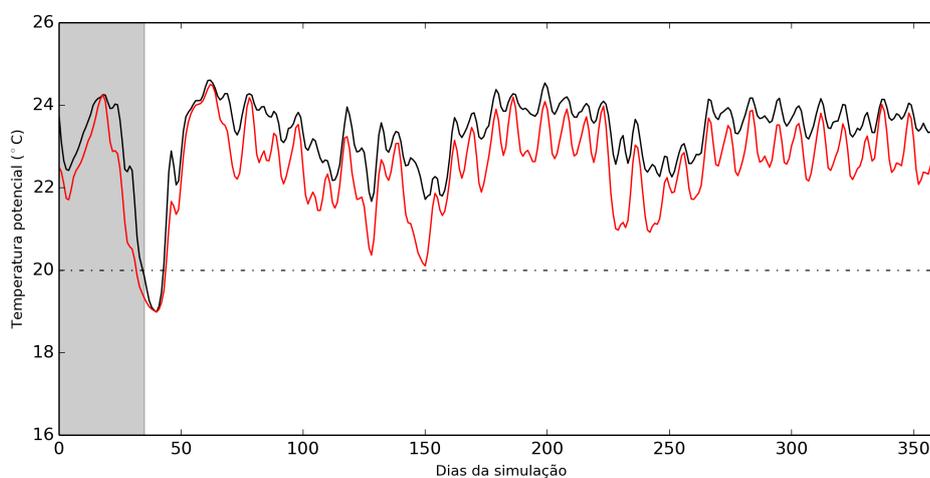


FIGURA 32: SÉRIE TEMPORAL DA TEMPERATURA POTENCIAL CALCULADA PELO ROMS SOBRE A ISÓBATA DE 30M, AO LARGO DE ILHA GRANDE, PARA O EXP2. AS LINHAS EM PRETO REPRESENTAM VALORES PARA O NÍVEL DE SUPERFÍCIE; EM VERMELHO OS VALORES PARA O NÍVEL DE FUNDO. A LINHA TRACEJADA (EM 20°C) REPRESENTA O ÍNDICE SUPERIOR DE TEMPERATURA DA ACAS. A FAIXA CINZA NA FIGURA DELIMITA O PERÍODO DE *SPIN-UP* DA SIMULAÇÃO, OS QUAIS FORAM DESCONSIDERADOS DA ANÁLISE.

Por toda a extensão da costa que vai de Cabo Frio a Macaé, a componente do vento paralela a costa (favorável a ressurgência) manteve-se constante e com valores intensos próximos daqueles utilizados no EXP1 (-0.8Pa), conforme prescrito. A resposta térmica do oceano, entretanto, revelou-se diferente entre ambos os locais. Ao largo de Macaé a ressurgência mostrou um comportamento estacionário, com mínimas variações no perfil de temperatura ao longo da simulação. Em Cabo Frio as temperaturas responderam com valores mais altos, tanto em superfície quanto no fundo. As temperaturas de fundo se mantiveram, no geral, abaixo do índice térmico indicativo da ressurgência, enquanto que em superfície, os valores se mantiveram entre 19°C e 21.5°C mostrando a ocorrência intermitente da ressurgência na localidade. Próximo a Ilha Grande, onde a componente paralela à costa favorecia a subsidência, as temperaturas mantiveram-se elevadas, com valores entre 22°C e 24°C.

Estas variações podem ser vistas para uma região específica do domínio de estudo, que se estende desde Ilha Grande (44.15°W) até Cabo Frio (42°W), conforme ilustra os gráficos da Figura 33. Ao longo da simulação, a variabilidade térmica ao largo de Cabo Frio esteve associada com a advecção periódica de águas relativamente quentes (22°C) de origem remota, provenientes das porções à oeste do domínio. Podemos observar no diagrama Hovmoller para os 364 dias, uma periodicidade entre o avanço das águas quentes ao longo da costa, e que estes se intercalam com eventos de ressurgência. O avanço de águas mais quentes (24°C) se limitou as porções centrais do domínio, nas proximidades da cidade do Rio de Janeiro. Destas porções até Cabo Frio, onde a ressurgência ocorreu com maior frequência, as temperaturas não alcançaram valores tão elevados, atingindo até 22°C.

No diagrama Hovmoller entre os dias 35 e 45 da simulação, podemos observar que os sinais da elevação da temperatura foram mais evidentes, havendo sinais intensos da ressurgência ao longo de aproximadamente toda a costa. Do dia 47 ao 75, como podemos observar, a ressurgência foi inibida em toda a extensão W-E em resposta à advecção de temperaturas de até 6°C mais quentes. Na sequência, a ressurgência se reestabelece em alguns locais e pode-se observar novamente a queda dos valores da temperatura.

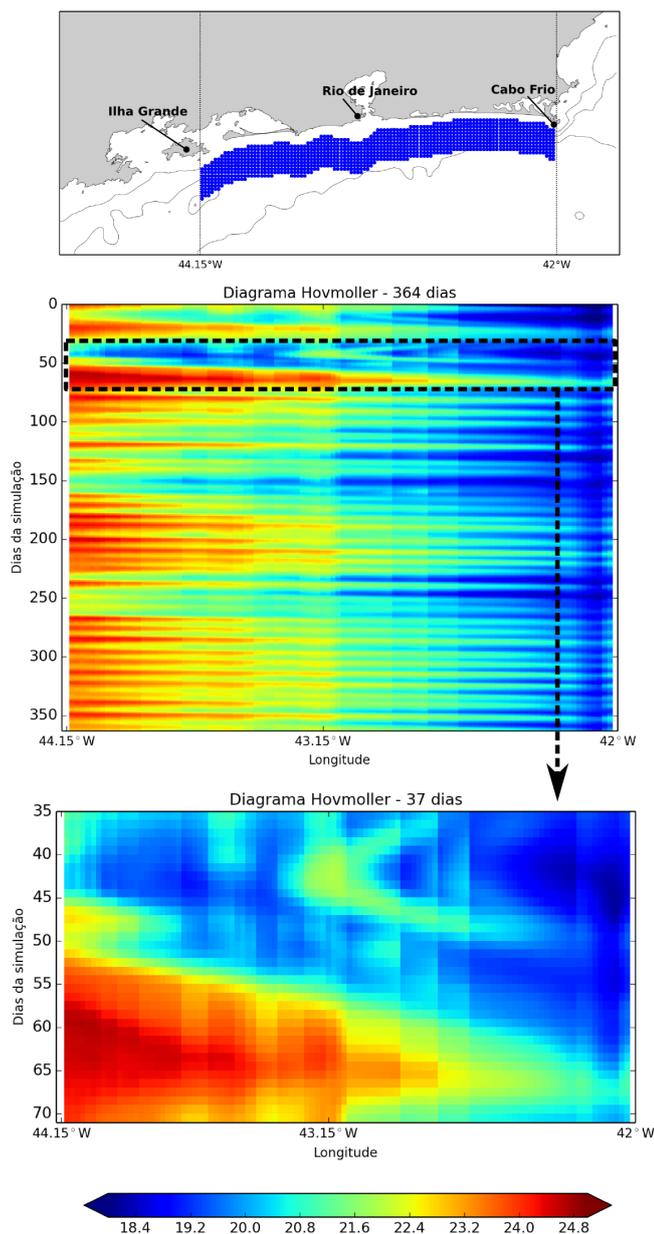


FIGURA 33: DIAGRAMA HOVMOLLER DE UMA LACUNA (DEMARCADADA EM AZUL NO PAINEL SUPERIOR) MÉDIA MERIDIONAL DE TEMPERATURA POTENCIAL. PAINEL SUPERIOR: SUBDOMÍNIO NOS ENTORNOS DA ISÓBATA DE 30M DE ONDE FOI CALCULADA A MÉDIA MERIDIONAL, EM UMA EXTENSÃO MERIDIONAL APROXIMADO AO RAIOS DE DEFORMAÇÃO MÉDIO NA DIREÇÃO *CROSS-SHORE*. PAINEL INTERMEDIÁRIO: O DIAGRAMA REPRESENTA A EVOLUÇÃO TEMPORAL DA TEMPERATURA POTENCIAL AO LONGO DE TODA A SIMULAÇÃO, CALCULADA AO LONGO DO DOMÍNIO ESTIPULADO. PAINEL INFERIOR: O DIAGRAMA APRESENTA A EVOLUÇÃO DA TSM ENTRE OS DIAS 35-70, MOSTRANDO EM MAIOR DETLHAMENTO A INIBIÇÃO DO SINAL TÉRMICO DA RESSURGÊNCIA APÓS A ADVECCÃO DE ÁGUAS MAIS QUENTES PELO DOMÍNIO. NOS EIXOS DA ABICISSA, OS VALORES DE LONGITUDE NA LEGENDA CORRESPONDEM AO POSICIONAMENTO GEOGRÁFICO DE ILHA GRANDE, RIO DE JANEIRO E CABO FRIO, RESPECTIVAMENTE.

Em função dos sinais mais intensos e evidentes da inibição da ressurgência entre os dias 35 e 70, adotamos esta janela de tempo para a realização de análises mais detalhadas dos processos observados. Daqui em diante, os comentários tecidos serão portanto relativos a este período específico.

Na Figura 34, podemos notar que tal cenário ocorreu em função da propagação e avanço do que parece ser uma “pluma quente” bem próxima à costa, nas porções mais rasas da plataforma. É importante notar, porém, que tais efeitos da elevação das temperaturas e inibição da ressurgência se restringem à porção W-E da costa, enquanto que os sinais da ressurgência nas parcelas ao norte da costa (Macaé, por exemplo), com temperaturas abaixo dos 19°C, não sofreram variações significativas.

Seções normais à costa ao largo das proximidades da Ilha Grande (S1) (FIGURA 35) e ao largo de Cabo Frio (S2) (FIGURA 36) permitem avaliar a estrutura térmica verticalmente, e observar que o transporte destas águas mais quentes parece ocorrer em toda a coluna de água até a isóbata de 40m. Na seção S1, entre os dias 38 e 53, podemos notar o rebaixamento da isoterma de 20°C seguido pela inibição total da ressurgência, resposta típica de eventos de subsidência costeira. A partir de então, se observa a formação de um núcleo de águas quentes (26°C), que avançam bem próximo a costa. Na seção S2 (FIGURA 36), a pluma é afastada para uma distância de aproximadamente 15km da costa, podendo ser evidenciada pelo núcleo relativamente mais quente (23°C) que as águas ao entorno. Ainda sim, a ressurgência é suavemente inibida após o recuo da isoterma de 20°C.

Podemos notar a resposta da elevação da superfície livre mostrada na Figura 37. A partir do dia 43 observamos valores positivos de elevação da superfície próximo a costa, a oeste do domínio. Tal resposta parece estar associada a convergência do transporte de Ekman de superfície junto a costa em função da ação da componente do vento favorável a subsidência nestas porções da costa. Após o dia 55 o nível do mar próximo à costa aumenta em até 0.05 m, e este padrão pode ser observado avançando em sentido a Cabo Frio até o dia 63. No dia 71, os níveis de superfície decaem ao longo da costa entre Cabo Frio e a cidade do Rio de Janeiro, atingindo

valores negativos. Estes dois padrões parecem se intercalar ao longo do EXP2, sugerindo uma resposta não estacionária ao regime de ventos espacialmente variável proposto.

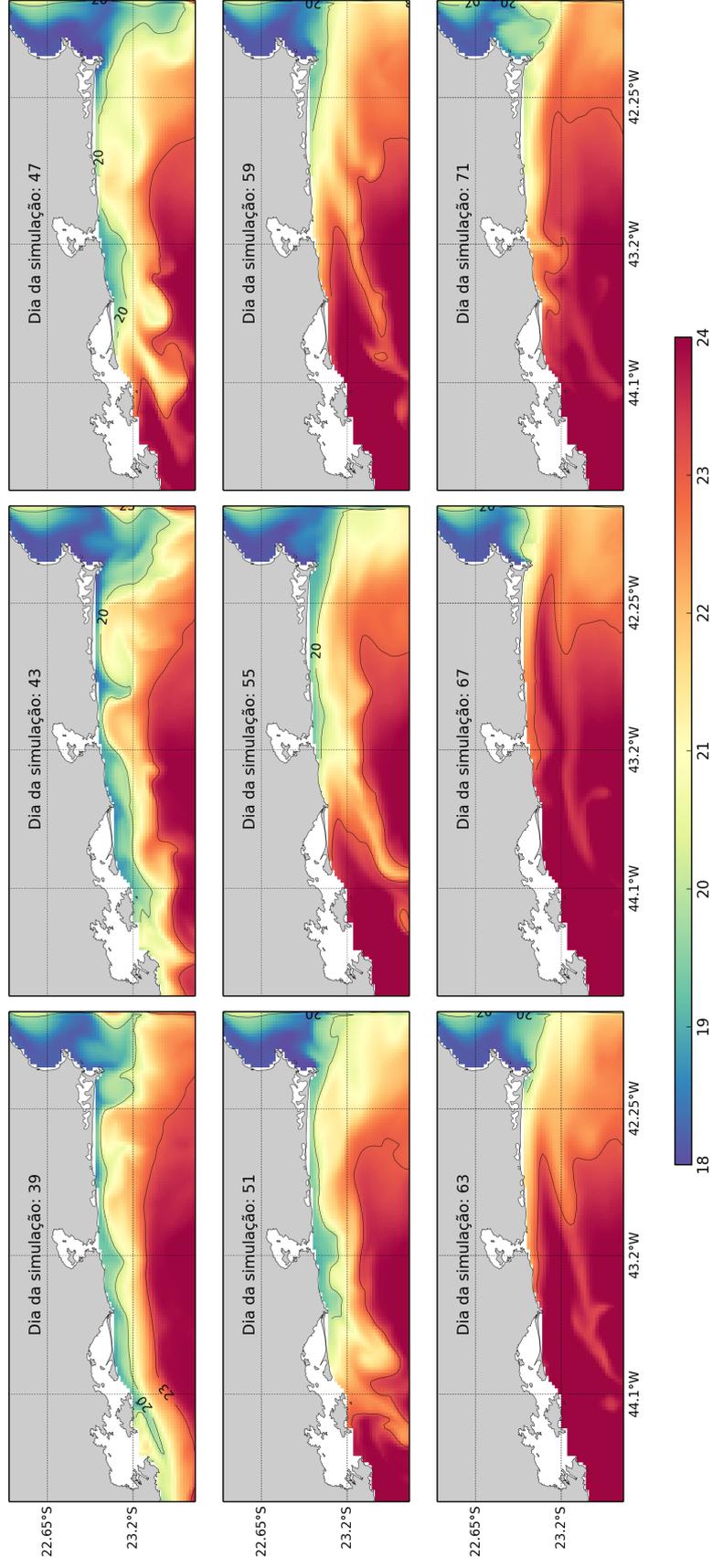


FIGURA 34: CAMPOS HORIZONTAIS DA TEMPERATURA POTENCIAL (°C) EM SUPERFÍCIE DURANTE OS DIAS 39-71 DO EXP2, APRESENTADOS EM INTERVALOS DE 4 DIAS. OS CAMPOS FORAM FILTRADOS ATRAVÉS DE MÉDIA MÓVEL COM JANELA DE 3 DIAS. AS LINHAS PRETAS REPRESENTAM AS ISÓBATAS DE 30M, 50M E 100M.

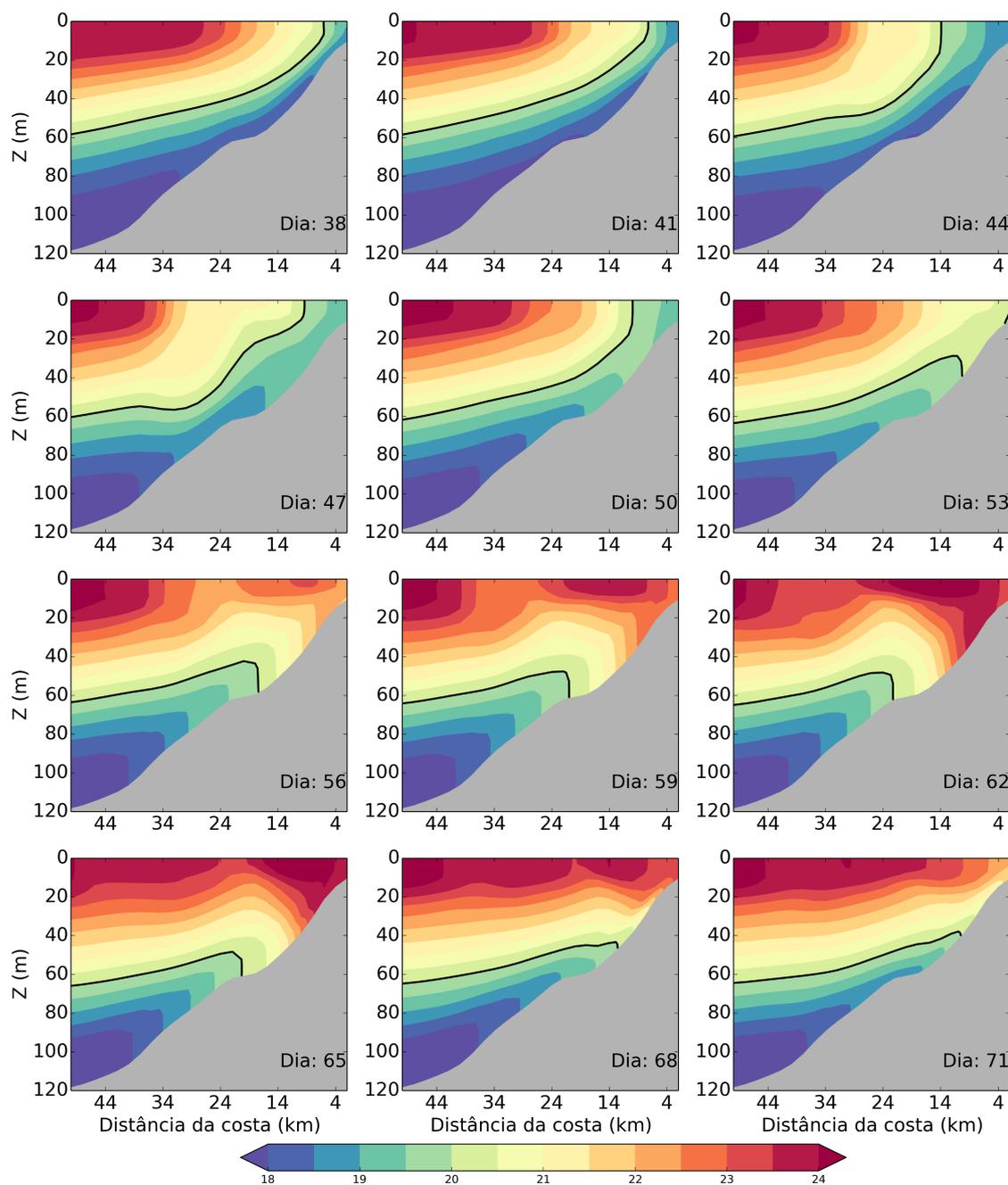


FIGURA 35: SEÇÕES VERTICAIS DE TEMPERATURA POTENCIAL ($^{\circ}\text{C}$) AO LARGO DA ILHA GRANDE, ATÉ OS LIMITES DA ISÓBATA DE 120M, DURANTE OS DIAS 39-71 DO EXP2. A LINHA PRETA REPRESENTA O ÍNDICE SUPERIOR DE TEMPERATURA DA ACAS (EM 20°C), UTILIZADA COMO TRAÇADORA DA RESSURGÊNCIA.

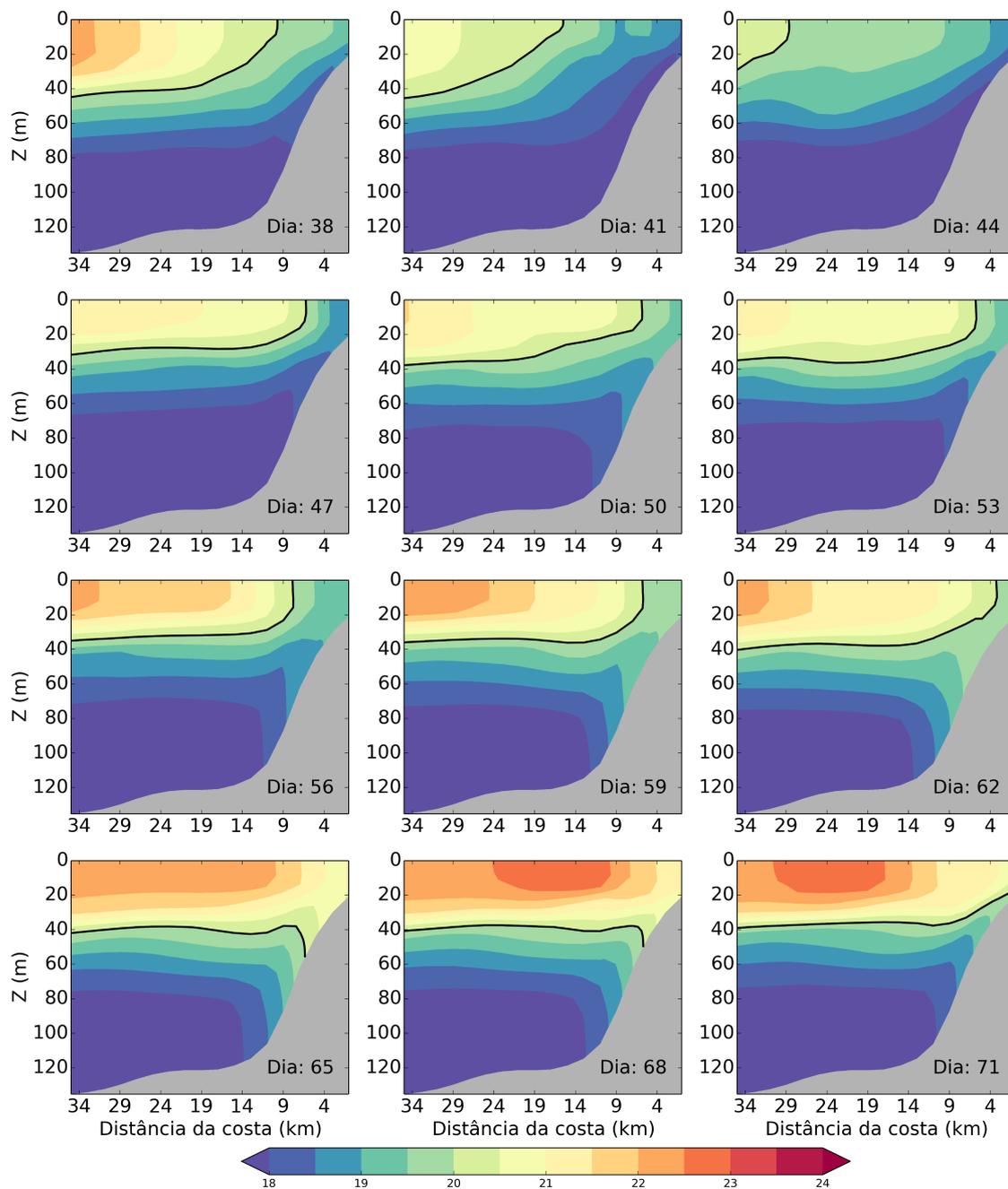


FIGURA 36: SEÇÕES VERTICAIS DE TEMPERATURA POTENCIAL ($^{\circ}\text{C}$) AO LARGO DE CABO FRIO, ATÉ OS LIMITES DA ISÓBATA DE 120M, DURANTE OS DIAS 39-71 DO EXP2. A LINHA PRETA REPRESENTA O ÍNDICE SUPERIOR DE TEMPERATURA DA ACAS (EM 20°C), UTILIZADA COMO TRAÇADORA DA RESSURGÊNCIA.

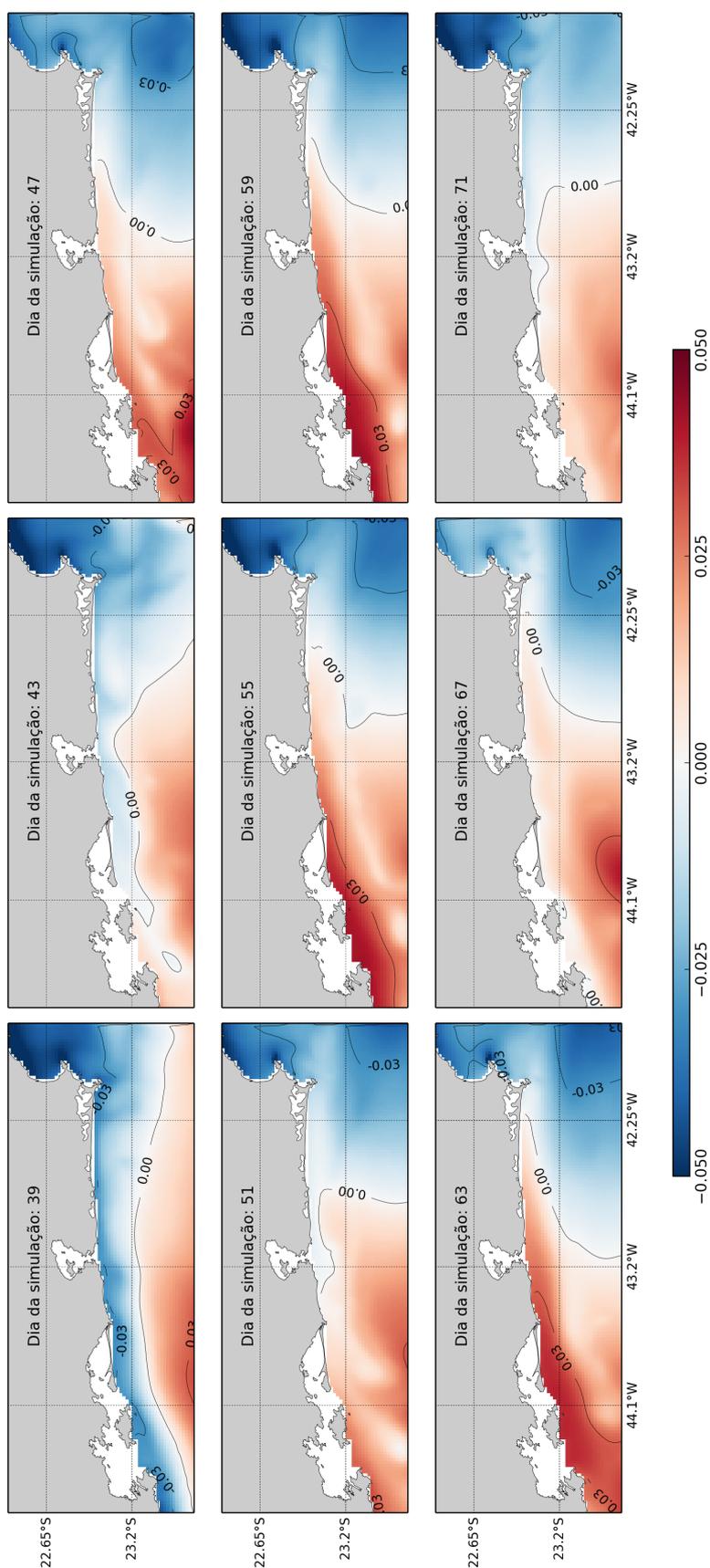


FIGURA 37: CAMPOS HORIZONTAIS DA ELEVAÇÃO DA SUPERFÍCIE LIVRE (M) DURANTE DURANTE OS DIAS 39-71 DO EXP2, APRESENTADOS EM INTERVALOS DE 4 DIAS. OS CAMPOS FORAM FILTRADOS ATRAVÉS DE MÉDIA MÓVEL COM JANELA DE 3 DIAS. SÃO APRESENTADAS NO GRÁFICO AS ISOLINHAS DE ELEVAÇÃO -0.03M, 0.0M E 0.03M.

O que chama maior atenção para os resultados obtidos no EXP2 é o comportamento anômalo das correntes. Próximas a Cabo Frio, principalmente nas porções mais rasas (30m-50m) da plataforma continental, pode ser observado a completa inversão no sentido do fluxo ao longo deste intervalo analisado, com correntes fluindo no sentido contrário ao dos ventos, o que seria contra-intuitivo a princípio.

Nos campos horizontais de velocidades verticalmente integradas apresentados na Figura 38, podemos observar que durante o dia 39, com a ressurgência bem madura ao longo da costa, o jato costeiro flui para W entre as isóbatas de 30m e 50m, em coerência com transporte de Ekman e o ajuste geostrófico. No entanto, podemos observar que o sentido da circulação inverte a partir do dia 43 nas porções mais rasas próximas a Ilha Grande até que após o dia 47, o fluxo em Cabo Frio se inverte completamente. Um jato costeiro passa a fluir para E, no sentido contrário a direção predominante dos ventos (NE) sobre a maior parte da plataforma, com velocidades máximas entre 0.24m/s e 0.38m/s. Após o dia 67 podemos notar o enfraquecimento das velocidades para E até que a inversão de direção das correntes para o estado anteriormente observado ocorre efetivamente. Nas Figuras 39, 40 e 41 pode ser visto em maiores detalhes o comportamento das correntes em três níveis da coluna de água: superfície, intermediário e fundo, respectivamente.

Afim de buscarmos uma potencial explicação para a episódica inversão do jato costeiro acima relatada, que vêm a causar a interrupção do processo de ressurgência nas imediações de Cabo Frio, analisaremos mais profundamente os *outputs* do EXP2, através da visualização do balanço de *momentum* na direção perpendicular à costa durante o período dos dias 39-71 do EXP2 (FIGURA 42 e 43). Mais especificamente, analisaremos a distribuição horizontal dos da força do gradiente de pressão e coriolis da componente meridional da equação do movimento, que são aqueles que forçam a ocorrência de jatos geostróficos.

Como notamos na Figura 42, no painel superior esquerdo, a porção W-E da plataforma continental é dominada por gradientes meridionais de pressão positivos (ou seja, em direção à costa). Este gradiente parece ser em primeira ordem balanceado pelo termo de coriolis (FIGURA 43, painel superior direito), que aponta para o

largo. Este seria o típico cenário de ressurgência costeira com jato costeiro para W. Ao longo do período, entretanto, notamos a inversão de ambos os termos (evidenciada principalmente entre os dias 47-63) coincidindo com a inversão de velocidades relatada acima. A partir do dia 63, notamos o enfraquecimento do equilíbrio geostrófico relacionado ao jato para E e o reestabelecimento do balanço típico da ressurgência costeira. Novamente, enfatizamos que este padrão parece se repetir ao longo de todo o EXP2, sugerindo que haja uma reposta oscilante do escoamento geostrófico da plataforma continental ao padrão espacial de ventos imposto.

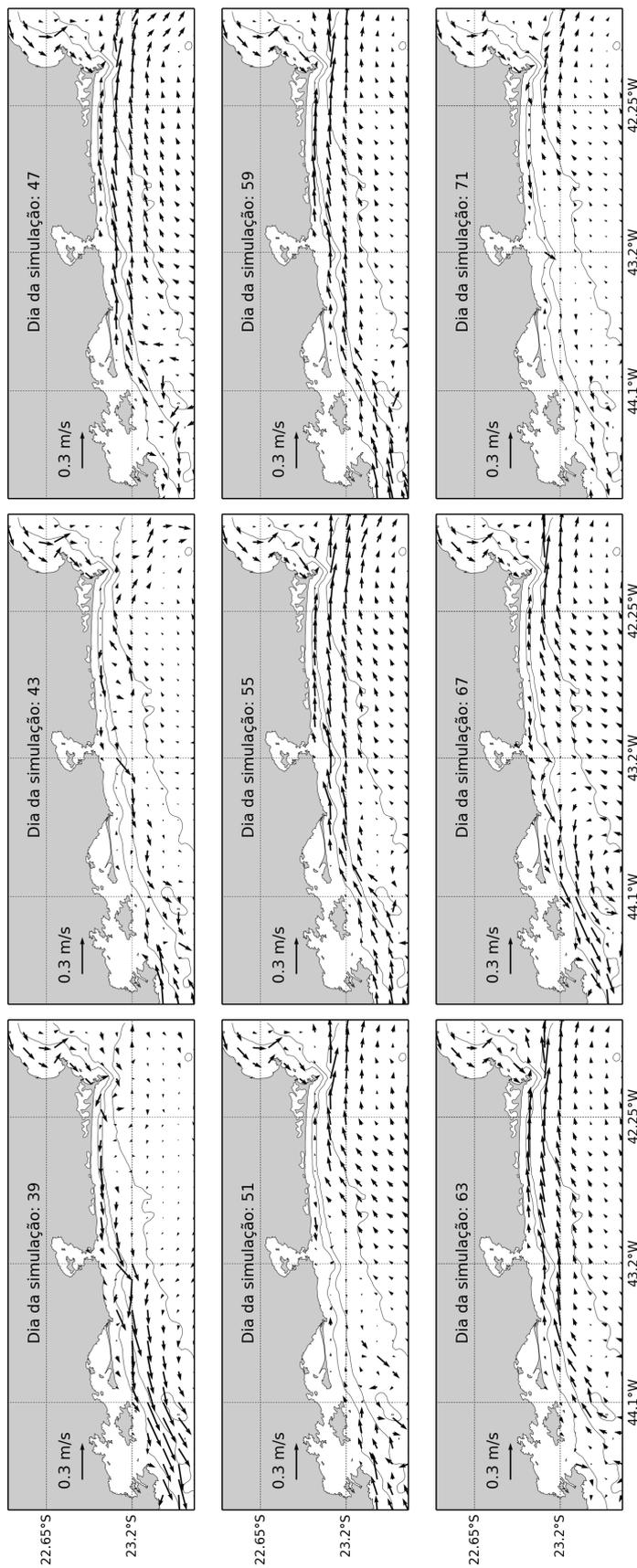


FIGURA 38: CAMPOS HORIZONTAIS DE VELOCIDADE INTEGRADA VERTICALMENTE DURANTE OS DIAS 39-71 DO EXP2, APRESENTADOS EM INTERVALOS DE 4 DIAS. OS CAMPOS FORAM FILTRADOS ATRAVÉS DE MÉDIA MÓVEL COM JANELA DE 3 DIAS. A UNIDADE É EXPRESSA EM M/S SEGUNDO A ESCALA DO VETOR VELOCIDADE PLOTADO SOBRE O CONTINENTE. AS LINHAS REPRESENTAM AS ISÓBATAS DE 30M, 50M E 100M.

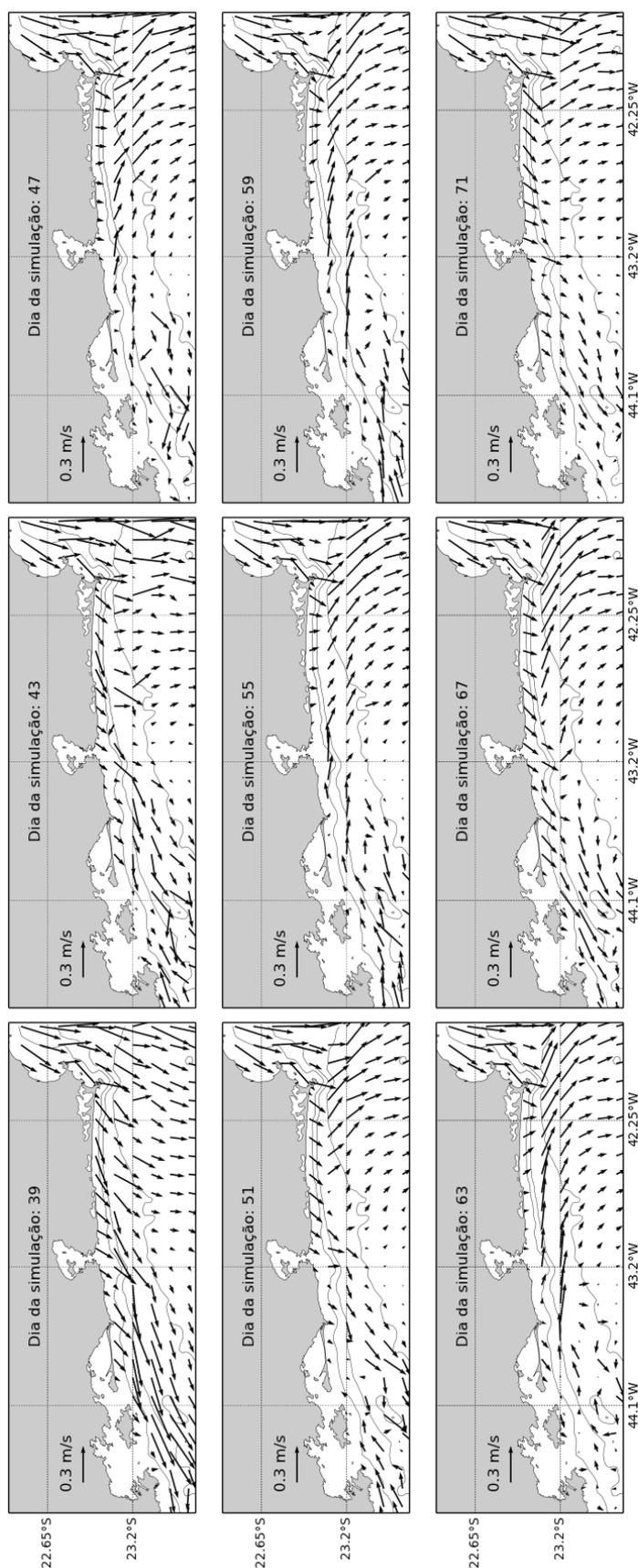


FIGURA 39: CAMPOS MÉDIOS DOS VETORES DE VELOCIDADE ABSOLUTA PARA O NÍVEL DE SUPERFÍCIE, DURANTE 32 DIAS DA SIMULAÇÃO, APRESENTADOS EM INTERVALOS DE 4 DIAS. OS CAMPOS FORAM FILTRADOS ATRAVÉS DE MÉDIA MOVEL COM JANELA DE 3 DIAS. A UNIDADE É EXPRESSA EM M/S SEGUNDO A ESCALA DO VETOR VELOCIDADE PLOTADO SOBRE O CONTINENTE. AS LINHAS REPRESENTAM AS ISÓBATAS DE 30M, 50M E 100M.

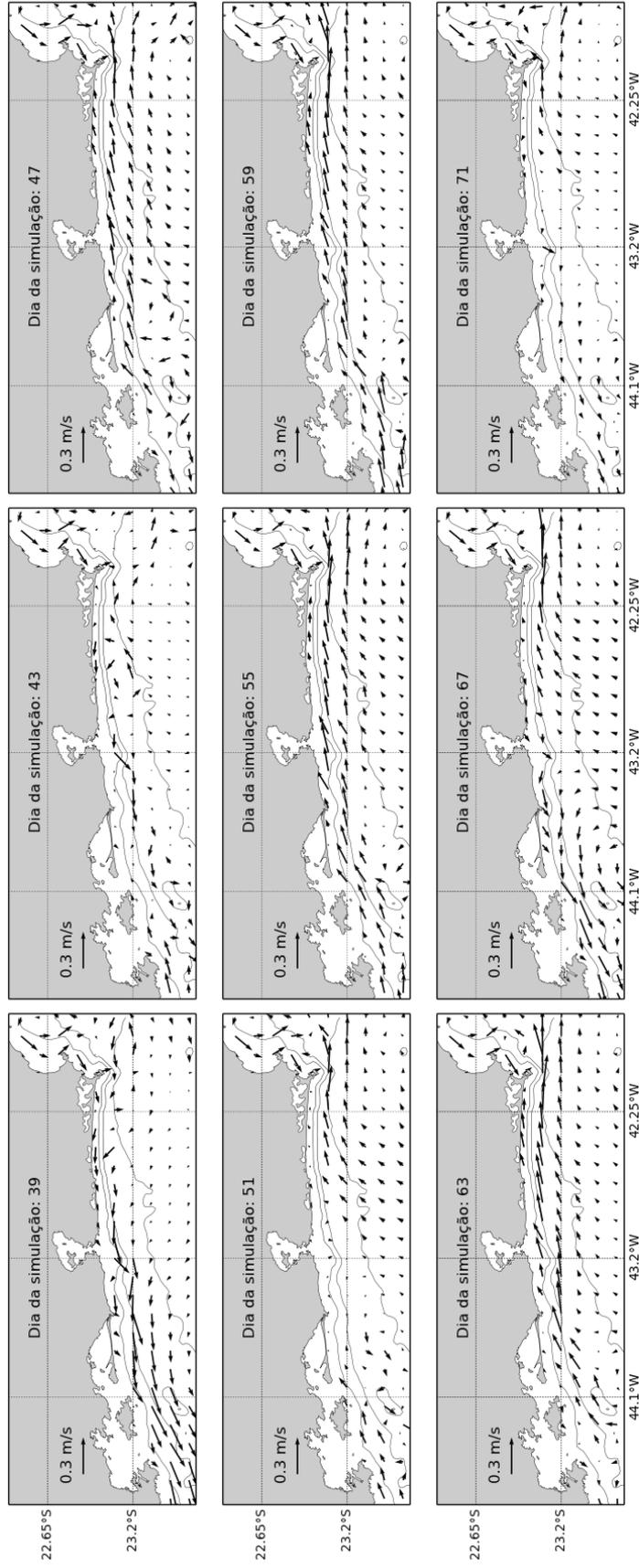


FIGURA 40: CAMPOS MÉDIOS DOS VETORES DE VELOCIDADE ABSOLUTA PARA O NÍVEL INTERMEDIÁRIO, DURANTE 32 DIAS DA SIMULAÇÃO, APRESENTADOS EM INTERVALOS DE 4 DIAS. OS CAMPOS FORAM FILTRADOS ATRAVÉS DE MÉDIA MOVEL COM JANELA DE 3 DIAS. A UNIDADE É EXPRESSA EM M/S SEGUNDO A ESCALA DO VETOR VELOCIDADE PLOTADO SOBRE O CONTINENTE. AS LINHAS REPRESENTAM AS ISÓBATAS DE 30M, 50M E 100M.

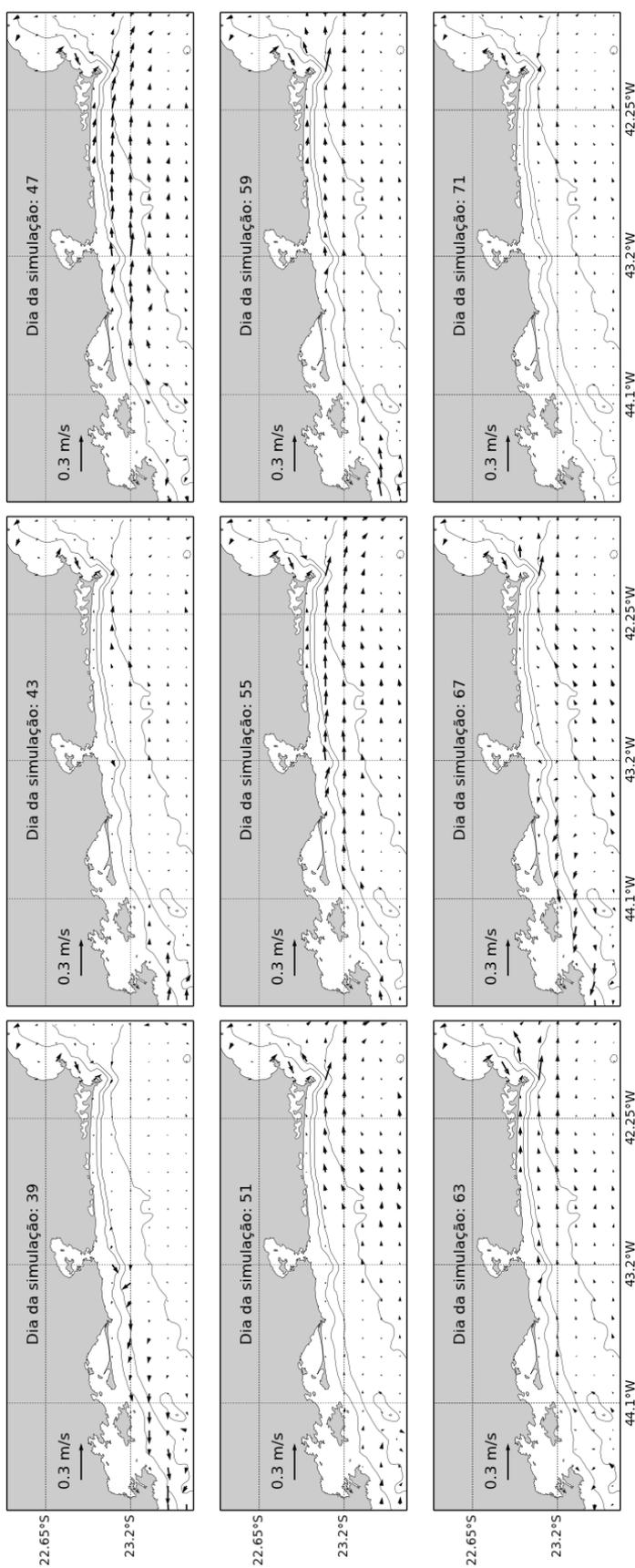


FIGURA 41: CAMPOS MÉDIOS DOS VETORES DE VELOCIDADE ABSOLUTA PARA O NÍVEL INTERMEDIÁRIO, DURANTE 32 DIAS DA SIMULAÇÃO, APRESENTADOS EM INTERVALOS DE 4 DIAS. OS CAMPOS FORAM FILTRADOS ATRAVÉS DE MÉDIA MÓVEL COM JANELA DE 3 DIAS. A UNIDADE É EXPRESSA EM M/S SEGUNDO A ESCALA DO VETOR VELOCIDADE PLOTADO SOBRE O CONTINENTE. AS LINHAS REPRESENTAM AS ISÓBATAS DE 30M, 50M E 100M.

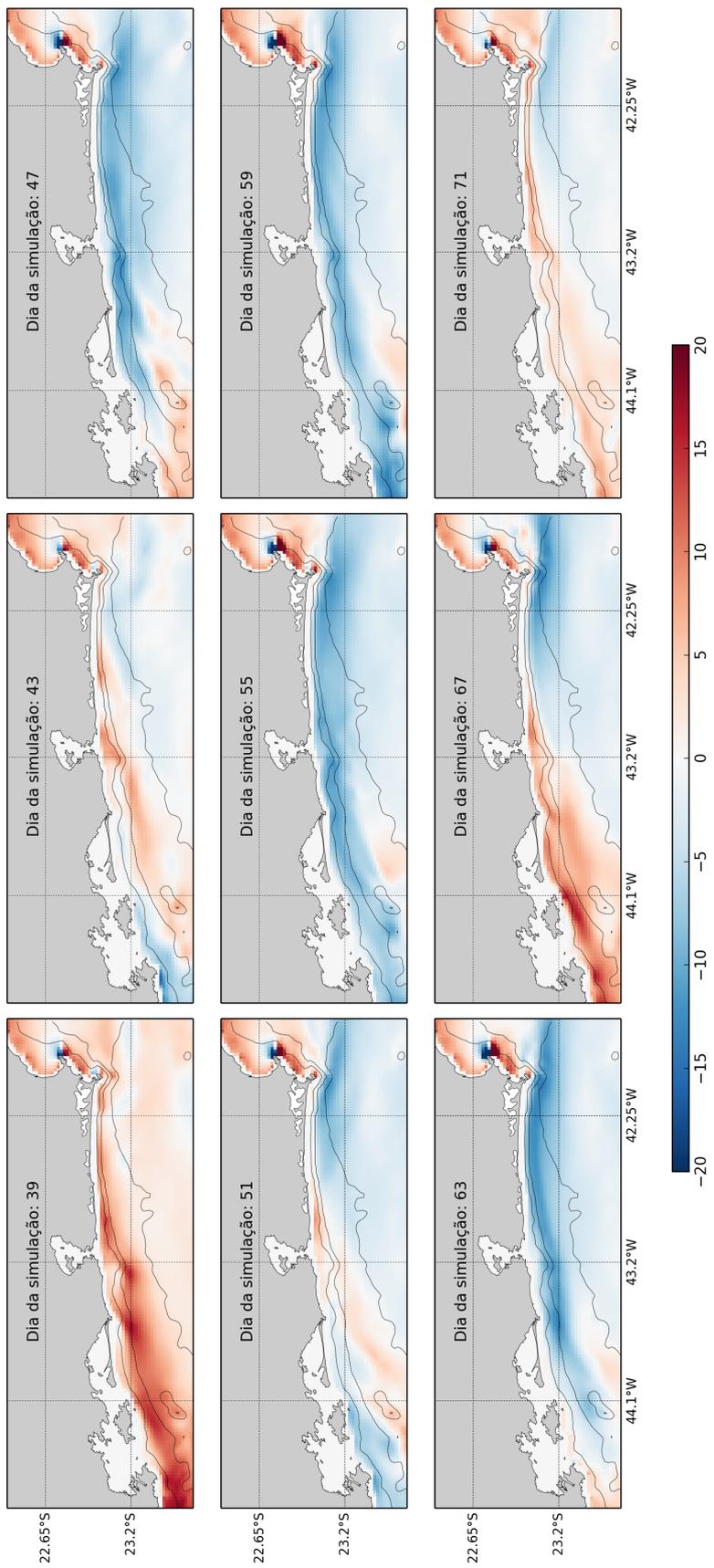


FIGURA 42: CAMPOS HORIZONTAIS DO DA FORÇA GRADIENTE MERIDIONAL DA EQUAÇÃO DO MOVIMENTO INTEGRADA VERTICALMENTE, DURANTE OS DIAS 39-71 DO EXP2, APRESENTADOS EM INTERVALOS DE 4 DIAS. OS CAMPOS FORAM FILTRADOS ATRAVÉS DE MÉDIA MÓVEL COM JANELA DE 3 DIAS. A UNIDADE É EXPRESSA EM $M/S^{-2} \times 10^{-6}$. AS LINHAS REPRESENTAM AS ISÓBATAS DE 30M, 50M E 100M.

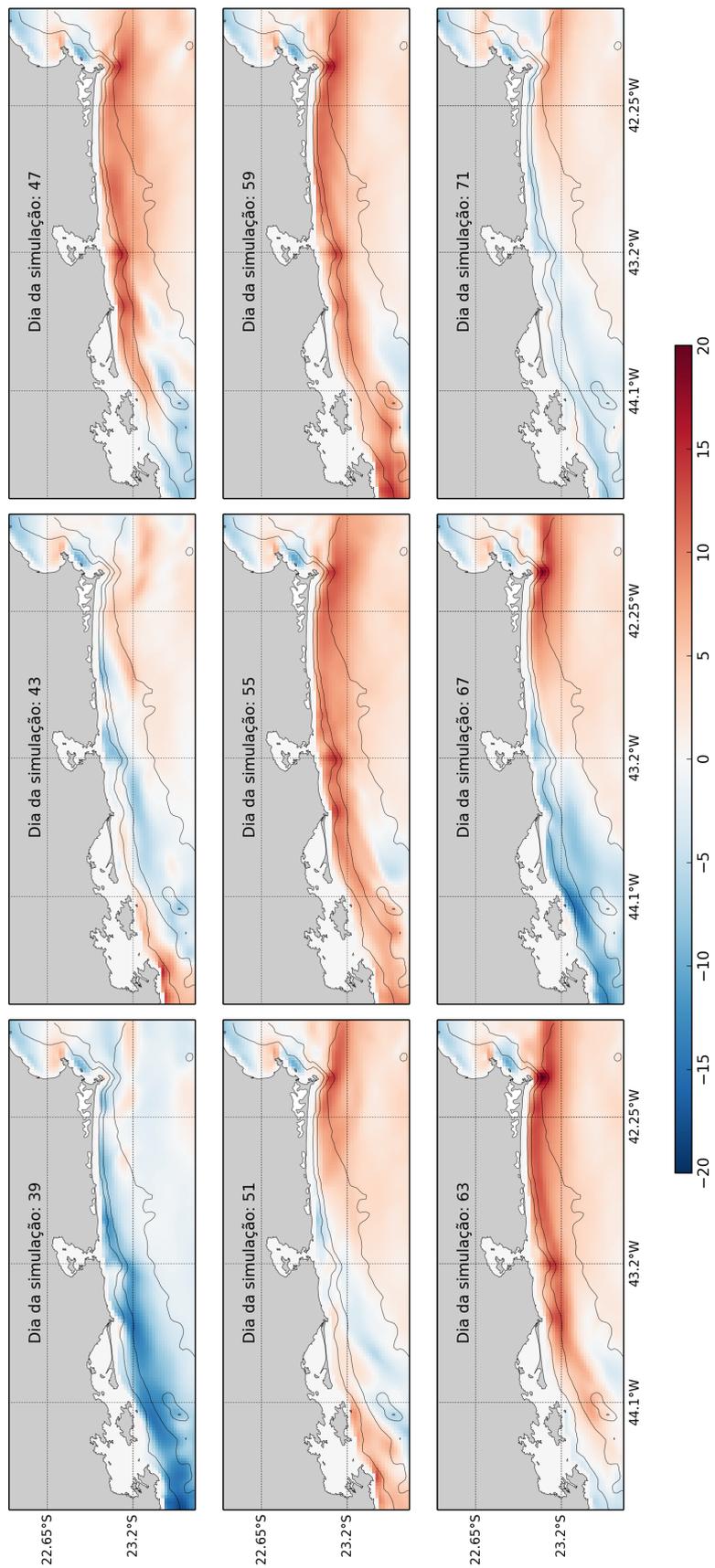


FIGURA 43: CAMPOS HORIZONTAIS DA FORÇA DE CORIOLIS DA COMPONENTE MERIDIONAL DA EQUAÇÃO DO MOVIMENTO INTEGRADA VERTICALMENTE, DURANTE OS DIAS 39-71 DO EXP2, APRESENTADOS EM INTERVALOS DE 4 DIAS. OS CAMPOS FORAM FILTRADOS ATRAVÉS DE MÉDIA MÓVEL COM JANELA DE 3 DIAS. A UNIDADE É EXPRESSA EM $M/S^{-2} \times 10^{-6}$. AS LINHAS REPRESENTAM AS ISÓBATAS DE 30M, 50M E 100M.

5 DISCUSSÃO

5.1 EXPERIMENTO 1

A resposta do oceano aos ventos de NE é similar ao exemplo clássico de ressurgência descrito por Allen (1980). O transporte de deriva *offshore* causado pelo vento paralelo à costa provocou a ressurgência de águas abaixo de 20°C e divergência da camada de Ekman de superfície rumo ao largo, gerando uma depressão do nível do mar. O estabelecimento deste gradiente meridional de pressão é balanceado pela força de Coriolis, resultando em uma corrente geostrófica, que flui para W paralela à costa, caracterizando o jato costeiro do regime de ressurgência. Similarmente ao experimento idealizado realizado por Castelao *et al.* (2004), também foi possível evidenciar no EXP1 a sobreposição da circulação geostrófica e circulação de Ekman próximas a costa. Em superfície as velocidades das correntes são mais intensas e são desviadas aproximadamente 45° à esquerda da direção do vento, enquanto que com o aumento da profundidade, as correntes fluem paralelamente a costa tendendo a velocidades nulas. Este experimento mostra a capacidade do modelo hidrodinâmico escolhido de reproduzir a dinâmica dominante das escalas subinerciais na plataforma continental do estado do Rio de Janeiro.

5.2 EXPERIMENTO 2

O campo espacialmente heterogêneo da tensão de cisalhamento do vento utilizado como forçante no EXP2 demonstrou grande influência nas respostas hidrodinâmicas, diferentemente daquelas observadas ao longo do EXP1. Sendo assim, dividimos o domínio de estudo em duas sub-regiões, W (oeste) e E (leste), para facilitar a análise do campo de tensão. As regiões apresentam como fronteira o meridiano de 44.1°W, onde se situa a Ilha Grande. De acordo com o arranjo de intensidade da componente paralela à costa, os valores negativos (favoráveis a ressurgência), típicos de ventos E-NE, predominam na porção E do domínio, com valores extremos de tensão próximos a 0.2 Pa. A magnitude da componente zonal da tensão de cisalha-

mento do vento diminui gradualmente em direção a porção W, aproximando-se de zero nos limites entre ambas as regiões. Na porção W a componente paralela à costa é positiva (favorável subsidência), padrão este típico na região, como mostram os campos sinóticos apresentados na Seção 1.4. Este cenário, apesar de mantido constante durante a simulação, representa fielmente um momento onde há a passagem de um sistema frontal na região, antes de alcançar a região de Cabo Frio.

Como resultado da distribuição do vento paralelo à costa imposta, um padrão oscilante na direção das correntes ao largo da Região dos Lagos do Rio de Janeiro pôde ser observado, sendo ora para W e ora para E. A resposta da circulação na PCSE à variabilidade espaço-temporal do vento foi modelada previamente por Castro (1985). Este autor observou que tanto para ventos NE como SW, a circulação resultante apresentou um fluxo paralelo a topografia tanto na PCI quanto na PCM e de natureza essencialmente geostrófica, explicada pelo balanço entre a força de Coriolis e a força do gradiente de pressão perpendiculares à costa. Tais características da circulação foram também verificadas por Mazzini (2009), Dottori e Castro (2009) e Cerda e Castro (2013) em diversas partes da PCSE. Dados de fundeio ao largo de Cabo Frio foram analisados por Santos (2009) durante os meses de verão e inverno. Após a análise dos campos de correntes em três níveis da coluna de água, corrobora-se tais afirmações apontando que as direções predominantes são essencialmente paralelas à batimetria e que a variabilidade subinercial domina os fluxos das correntes na região.

Os valores médios das velocidades de corrente obtidos pelas soluções numéricas se aproximam daquelas observadas por Castro e Miranda (1998). As correntes com sentido W-SW apresentaram valores médios entre 0,3 m/s e 0,4m/s enquanto que as observadas pelo autor encontraram-se na média de 0,4m/s e 0,5m/s. As correntes E-NE apresentaram valores entre 0.2m/s e 0.4m/s contra 0,3m/s e 0,4m/s apresentadas pelo autor e 0.2m/s conforme observado por Santos (2009) durante o inverno. Desta forma, constatamos que o modelo conseguiu representar suficientemente bem os campos de velocidade forçados pelo vento

Magliocca *et al.* (1979) analisou dados de cruzeiro oceanográfico conduzido

ao longo da costa do Rio de Janeiro, entre a Baía de Guanabara e Cabo Frio, durante condições de vento favoráveis a ressurgência (E-NE) no mês de fevereiro de 1971. O autor observou através dos dados coletados que houve advecção de águas mais quentes impulsionadas por correntes contrárias a direção do vento, causando a inibição da ressurgência que ocorria localmente e modificando a distribuição das temperaturas ao longo da costa, conforme pode ser visto na Figura 44.

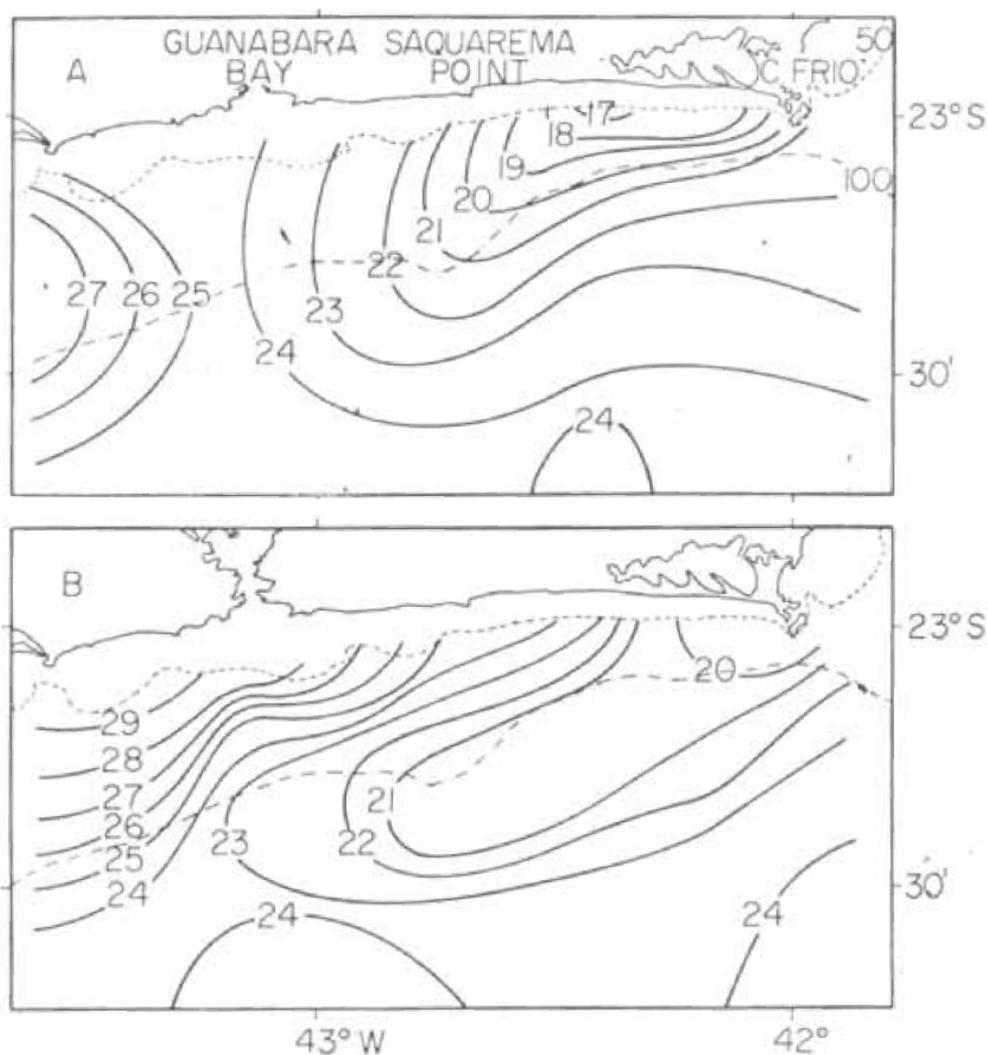


FIGURA 44: CAMPOS HORIZONTAIS DA TSM ($^{\circ}\text{C}$) MEDIDOS DURANTE OS CRUZEIROS OCEANOGRÁFICOS REALIZADOS AO LONGO DA COSTA DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO, ENTRE A BAÍA DE GUANABARA E CABO FRIO NO ANO DE 1971. PAINEL SUPERIOR: DISTRIBUIÇÃO DA TSM DURANTE O PRIMEIRO CRUZEIRO, REALIZADO ENTRE 4-6 DE FEVEREIRO. PAINEL INFERIOR: DISTRIBUIÇÃO DA TSM DURANTE O PRIMEIRO CRUZEIRO, REALIZADO ENTRE 10-13 DE FEVEREIRO. AS LINHAS TRACEJADAS REPRESENTAM AS ISÓBATAS DE 50M E 100M. FIGURA EXTRAÍDA DE MAGLIOCCA *ET AL.* (1979).

Através de um registro da TSM feito pelo satélite NOAA-12 podemos evidenciar claramente o avanço de uma pluma quente bem próxima a costa, se estendendo desde as proximidades da Baía de Guanabara para além de Cabo Frio (FIGURA 45). Ao analisar as condições de vento (FIGURA 46) e TSM em cenários anteriores e posteriores a data correspondente à imagem (23 de março), podemos deduzir que o avanço da pluma ocasionou a inibição da ressurgência que supostamente ocorria ao largo de Cabo Frio, constatada pela predominância dos ventos NE (favorável a ressurgência) e pelo gradiente térmico (6°C) formado entre a pluma ($\sim 26^{\circ}\text{C}$) e as águas ao seu entorno ($\sim 20^{\circ}\text{C}$). Tal pluma parece estar associada à passagem de uma frente fria (ventos SW-S) pela região que ocorreu entre os dias 21-22, ocasionando a inversão dos ventos (NE para SW-S) e a um fluxo que promoveu a advecção de águas mais quentes de W (Baía de Guanabara) para E (Cabo Frio). Stech e Lorenzetti (1992) usaram um modelo conceitual de frentes frias para forçar um modelo hidrodinâmico na PCSE e confirmaram observações de que as perturbações do vento sinótico durante a passagem de sistemas frontais podem causar uma completa inversão no sentido das correntes (de SW-W para NE-E) na PCI e PCM. Em experimentos de modelagem numérica, Coelho (2008) pôde observar que esta inversão na direção das correntes ocorre em cerca de 6 a 9 horas após a passagem destes sistemas frontais por cada região da PCSE.

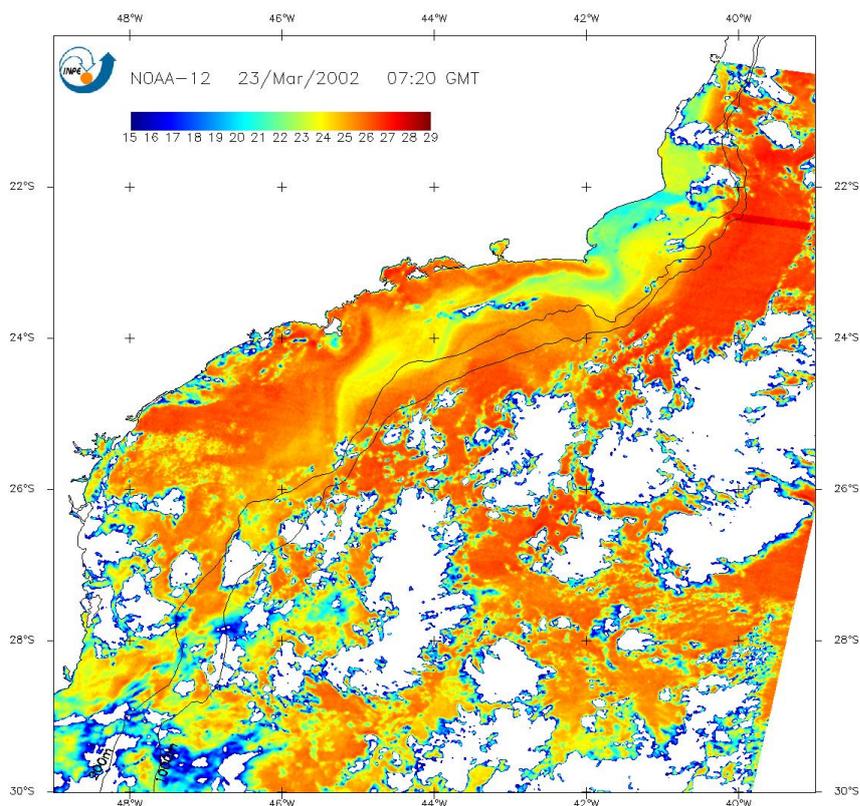


FIGURA 45: IMAGEM TSM DO SATÉLITE NOAA-12 PARA O DIA 23 DE MARÇO DE 2002. IMAGEM PROCESSADA APARTIR DE DADOS DO INPE.

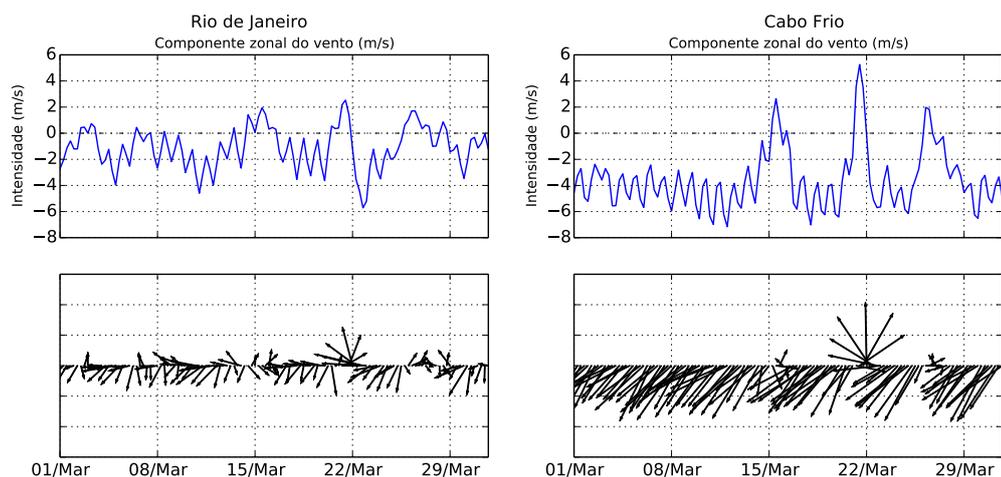


FIGURA 46: SÉRIES TEMPORAIS DA INTENSIDADE DA COMPONENTE ZONAL E DOS VETORES VELOCIDADE DO VENTO AO LARGO DA CIDADE DO RIO DE JANEIRO (PAINEL ESQUERDO) E CABO FRIO (PAINEL DIREITO) DURANTE O EVENTO DE MARÇO DE 2002 DESCRITO ACIMA. OS DADOS FORAM EXTRAÍDOS DO CONJUNTO REANALÍSES NCEP/CFSR.

Apesar das condições de vento impostas no EXP2 não representarem a variabilidade temporal evidenciada pela passagem de uma frente fria na região, a feição modelada parece representar bem as características observadas na imagem TSM do satélite NOAA. Na Figura 47 pode ser feita uma comparação visual entre a imagem TSM de satélite e o campo horizontal da temperatura em superfície do dia 67 da simulação. Tal feição se mostra confinada nas porções mais rasas da plataforma, estabelecendo um gradiente térmico na direção normal a costa ao longo do eixo W-E da costa do estado do Rio de Janeiro.

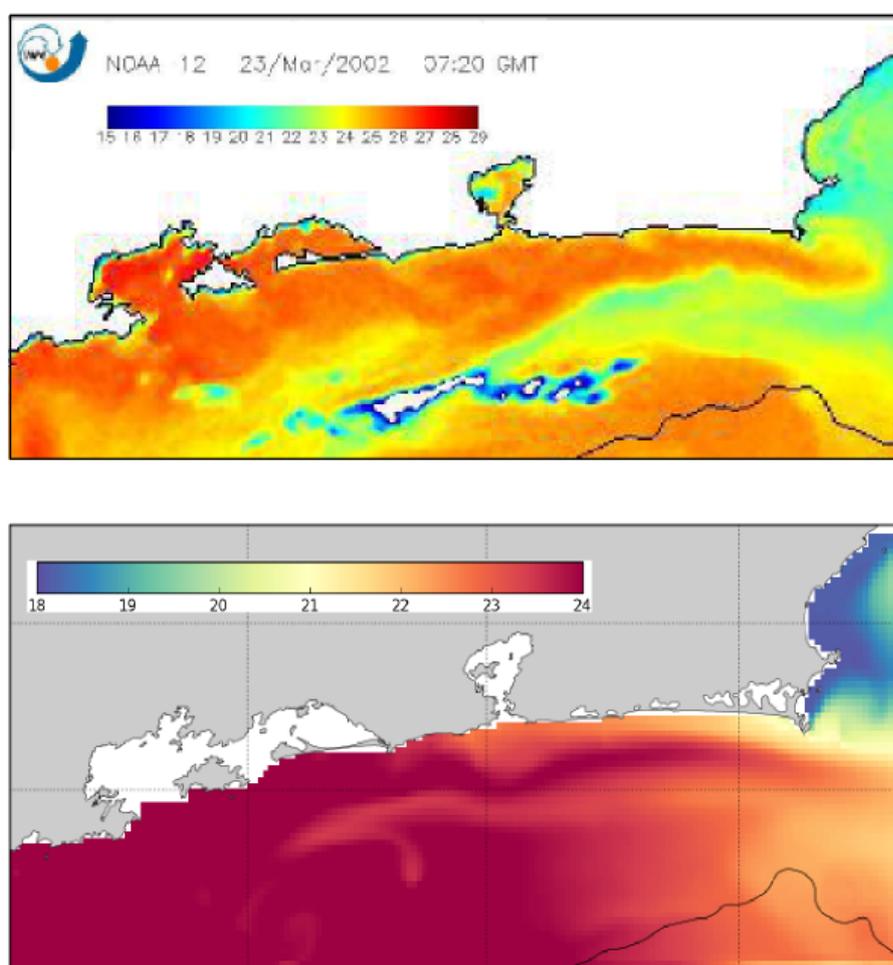


FIGURA 47: IMAGEM TSM DO SATÉLITE NOAA-12 PARA O DIA 23 DE MARÇO DE 2002. IMAGEM PROCESSADA APARTIR DE DADOS DO INPE E RECORTADA PARA OS LIMITES DO DOMÍNIO DE INTERESSE DESTE ESTUDO. A IMAGEM INFERIOR CORRESPONDE AO CAMPO HORIZONTAL DA TEMPERATURA EM SUPERFÍCIE OBTIDA PELA SOLUÇÃO DO MODELO DURANTE O DIA 67 DA SIMULAÇÃO. A ISÓBATA DE 200M É DESENHADA EM AMBAS AS IMAGENS.

Dados registrados por uma bóia meteoceanográfica ao largo de Cabo Frio, durante o mês de setembro de 2013, mostraram um cenário semelhante aos resultados aqui encontrados (FIGURA 48). Entre os dias 10 e 15, as condições do vento (E-NE) favoreceram a ocorrência da ressurgência com diminuição das temperaturas em superfície, que atingiram valores mínimos próximos a 15°C, e a uma circulação no sentido do vento (para W). Entre os dias 16 e 18, a direção das correntes em superfície inverteram para o sentido contrário (para E), apesar dos ventos continuarem atuando de E-NE. Esta inversão no escoamento foi rapidamente seguida pela elevação da TSM de 16°C para 21°C. Com a passagem de um rápido e brando sistema frontal pela região (17-18 de setembro), o sentido dos ventos mudaram de NE para S, seguido da intensificação da velocidade das correntes para E e aumentos da TSM. Na Figura 49, podemos analisar verticalmente o comportamento das temperaturas e da circulação em toda a coluna de água, segundo os dados observacionais do fundeio.

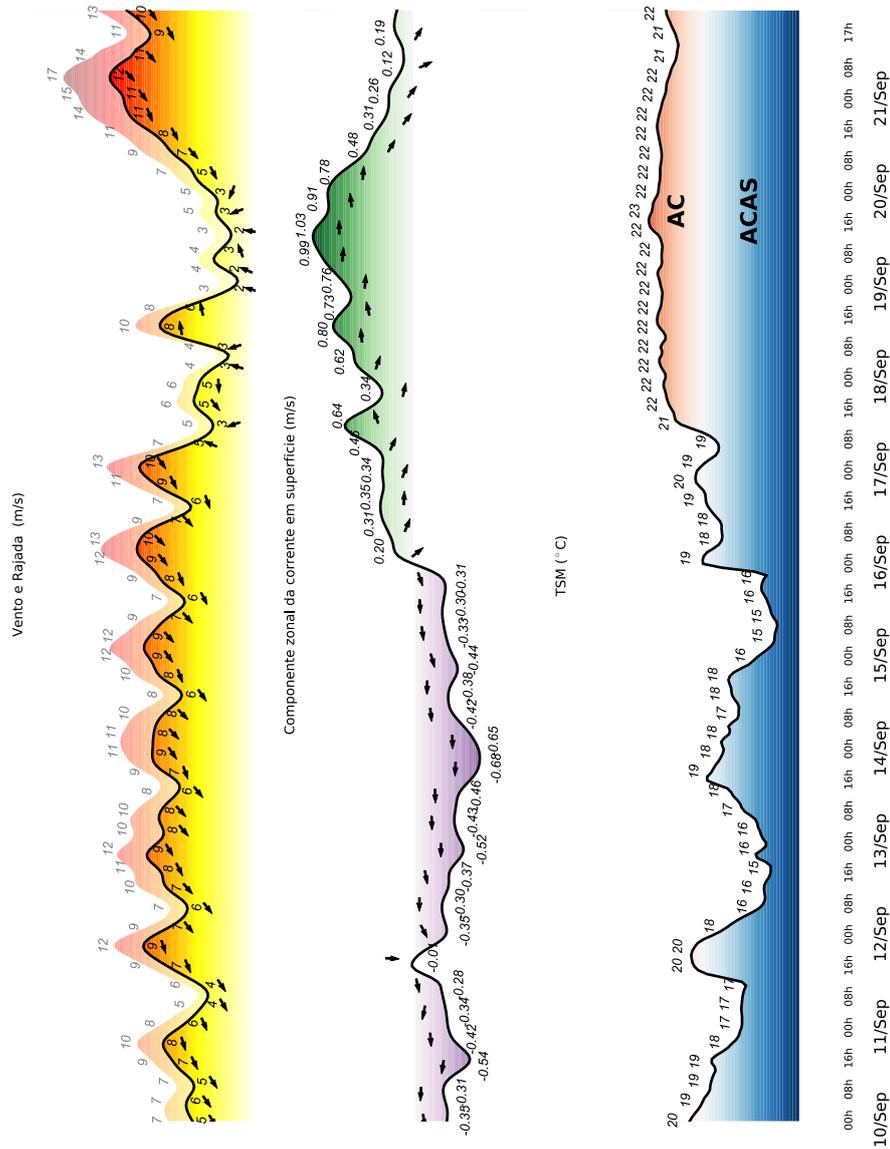


FIGURA 48: SÉRIES TEMPORAIS DOS DADOS DA BÓIA METEOCEANOGRÁFICA AO LARGO (ISÓBATA DE 50M) DE CABO FRIO, INCLUINDO VENTOS, CORRENTES EM SUPERFÍCIE E TSM. PAINEL SUPERIOR: INTENSIDADE (CORES) E DIREÇÃO (VETORES) DO VENTO MÉDIO (PRIMEIRO PLANO) E RAJADA (SEGUNDO PLANO). PAINEL INTERMEDIÁRIO: INTENSIDADE DA COMPONENTE ZONAL (CORES) E DIREÇÃO ABSOLUTA (VETORES) DAS CORRENTES EM SUPERFÍCIE; O ROXO DENOTA O SENTIDO TÍPICO DA CIRCULAÇÃO (PARA W) EM EVENTOS RESSURGÊNCIA E O VERDE DENOTA O SENTIDO TÍPICO DA CIRCULAÇÃO (PARA E) EM EVENTOS DE SUBSIDÊNCIA. PAINEL INFERIOR: EVOLUÇÃO DA TSM COM VALORES DESIGNADOS NO GRÁFICO; AS CORES REPRESENTAM OS ÍNDICES TÉRMICOS DA AT (20°C-VERMELHO) E DA ACAS (20°C-AZUL). OS DADOS DA SÃO DISPONIBILIZADOS EM TEMPO-REAL E PODEM SER ACESSADOS GRATUITAMENTE NO ENDEREÇO ELETRÔNICO: [HTTP://WWW.SIODOC.NET](http://www.siodoc.net).

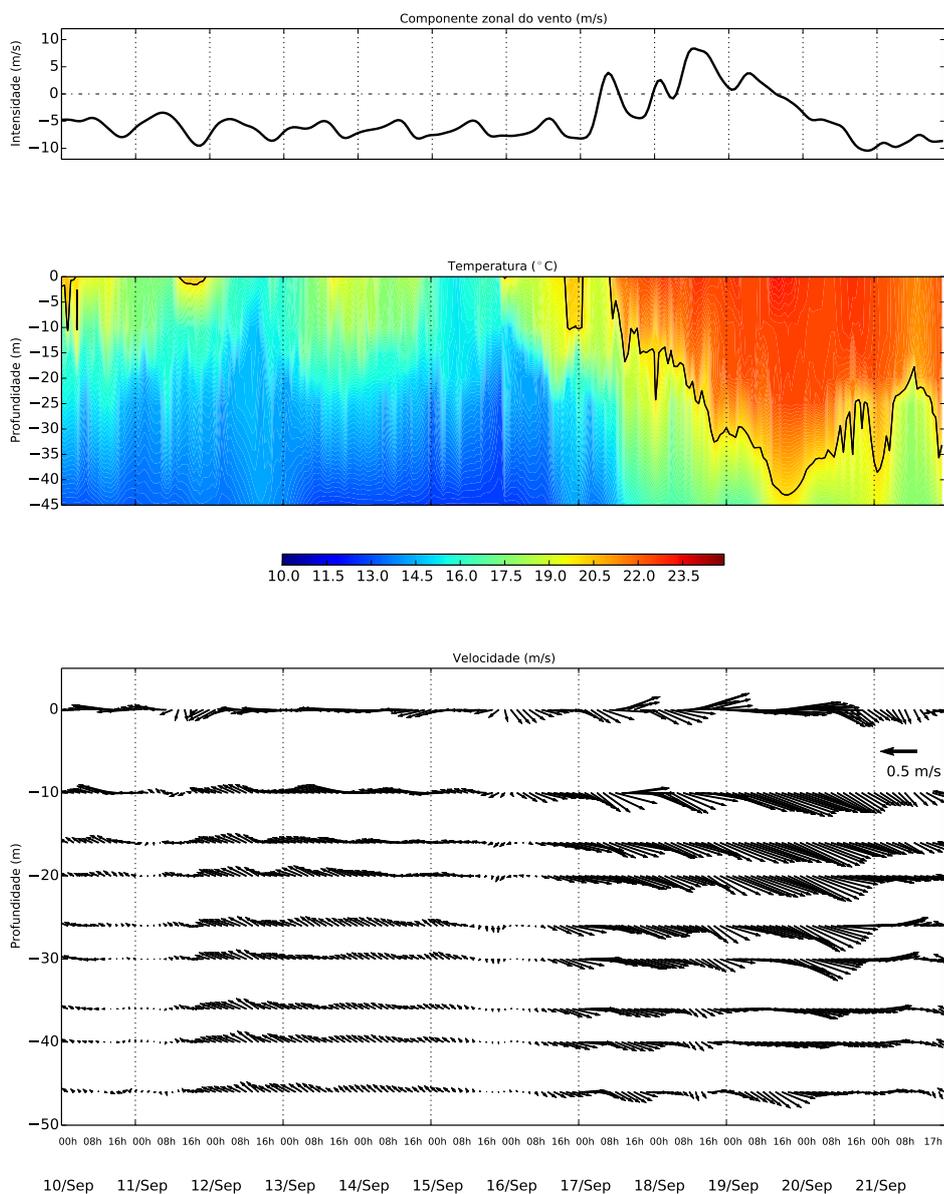


FIGURA 49: GRÁFICOS REPRESENTATIVOS DOS DADOS DA BÓIA METEOCEANOGRÁFICA AO LARGO (ISÓBATA DE 50M) DE CABO FRIO, INCLUINDO VENTOS, PERFIS DE CORRENTES E TEMPERATURA. PAINEL SUPERIOR: SÉRIE TEMPORAL DA INTENSIDADE DA COMPONENTE ZONAL DO VENTO. PAINEL INTERMEDIÁRIO: DIAGRAMA HOVMOLLER DA EVOLUÇÃO DO PERFIL DE TEMPERATURA, COM A O ÍNDICE TÉRMICO SUPERIOR DA ACAS (20°C) REPRESENTADA PELA LINHA PRETA NO GRÁFICO. PAINEL INFERIOR: DIAGRAMA HOVMOLLER DA EVOLUÇÃO DO PERFIL DOS VETORES VELOCIDADE DE CORRENTE, COM ESCALA DE INTENSIDADE 0,5M/S REPRESENTADA PELO VETOR EM NEGRITO NO GRÁFICO. OS DADOS DA BÓIA SÃO DISPONIBILIZADO EM TEMPO-REAL E PODEM SER ACESSADOS GRATUITAMENTE NO ENDEREÇO ELETRÔNICO: [HTTP://WWW.SIODOC.NET](http://www.siodoc.net).

Podemos observar de forma mais clara que do dia 10 ao 15 a ocorrência de uma ressurgência bem madura, com valores mínimos de temperatura próximos a 10°C (fundo) e 15°C (superfície). Como podemos notar, a direção das correntes durante este período apresenta as características de um jato costeiro bem desenvolvido, fluindo em um sentido aproximadamente paralelo a costa (W-NW) e com velocidades médias de 0.5m/s nos primeiros 15 metros da coluna de água e 0.2m/s no fundo. A homogeneidade do fluxo é claro em toda a coluna de água e evidencia as condições barotrópicas do movimento.

Nos dias 16 e 17, antes da inversão efetiva dos ventos de NE para S-SW (também podendo ser evidenciada pela inversão do sinal da componente zonal), observamos que as correntes inicialmente invertem o sentido apenas nos primeiros 10m da coluna de água enquanto que em profundidades maiores o fluxo sofre apenas uma redução das velocidades, até que 8 horas após este momento as correntes invertem a direção efetivamente, apresentando velocidades entorno de 0.6m/s. A resposta das temperaturas é então inicialmente evidenciada nos primeiros 15m da coluna de água, onde houve um salto de aproximadamente 6°C. Este comportamento observado durante a inversão dos vetores nas camadas mais superficiais sugere que o estado médio destas correntes parecem ser inicialmente forçadas por condições baroclínicas, apresentando num momento seguinte (após a inversão completa em toda a coluna de água) um cenário barotrópico.

Em um estudo sobre os padrões de correntes subinerciais na PCI ao largo do estado de São Paulo, Mazzini (2009) observou que o fato das correntes predominantes com sentido NE serem contrárias ao vento predominante (NE) revela que o estado médio dessas correntes é forçada pelas condições baroclínicas impostas pelos gradientes laterais de densidade, provavelmente devido à influência que o estuário de Santos exerce sobre as regiões mais rasas da plataforma ao redor, como pode ser observado nas climatologias de temperatura e salinidade apresentadas por Rezende (2003) (FIGURA 50).

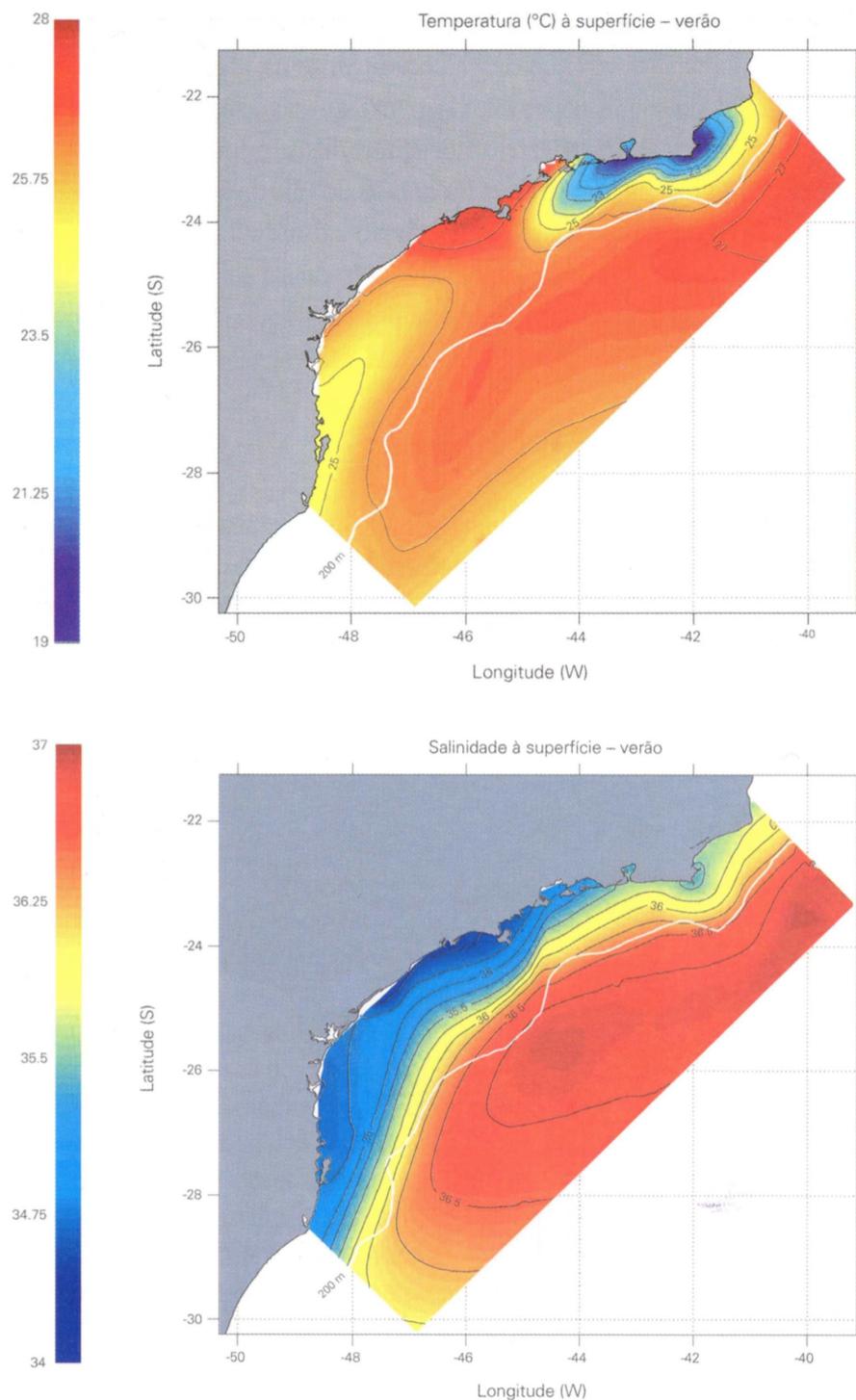


FIGURA 50: DISTRIBUIÇÃO SUPERFICIAL DE TEMPERATURA (PAINEL SUPERIOR) E SALINIDADE (PAINEL INFERIOR) CLIMATOLÓGICA DE VERÃO NA PCSE, OBTIDA COM DADOS HISTÓRICOS. NOTE O GRADIENTE TÉRMICO ($\sim 8^{\circ}\text{C}$) E SALINO (1 UNIDADE DE SALINIDADE) ENTRE A REGIÃO AO LARGO DE ILHA GRANDE (BAÍA DE SEPETIBA-ILHA GRANDE) E DA BAÍA DE GUANABARA. FIGURA EXTRAÍDA DE REZENDE (2003).

Ao longo da costa do estado do Rio de Janeiro, apesar do pequena contribuição exercida pelos estuários da Baía de Guanabara e Baía de Sepetiba-Ilha Grande, tal cenário pode também ser observado nas mesmas climatologias. Pode-se observar claramente o gradiente lateral termohalino gerado pela presença da ressurgência sazonal e as águas mais quentes no entorno, e o aporte continental de águas menos salinas provenientes destes estuários.

Após a inversão dos ventos de NE para S, um cenário típico de subsidência costeira, com o desenvolvimento do jato costeiro para E, pôde ser observado, demonstrando as condições barotrópicas do movimento evidenciadas pelo perfil dos vetores de velocidade e pela suposta advecção de águas mais quentes (23°C) em toda a coluna de água. Em superfície as correntes apresentaram velocidades médias de 0.5m/s com máximos em torno de 1m/s e no fundo, velocidades médias de 0.25m/s e máximos de 0.57m/s .

No grafico análogo apresentado na Figura 51 referentes às soluções obtidas pelo modelo, podemos observar características semelhantes nos perfis de correntes e temperatura. O sentido do jato costeiro (para W), gerado em resposta aos arranjos do nível do mar próximo a costa, provocado pela ressurgência madura que ocorria localmente, é completamente invertido a partir do dia 45 da simulação. A advecção de águas mais quentes ocorre até o dia 60 até que finalmente o sinal da ressurgência é atenuado pela chegada de águas mais quentes (22.5°C). As maiores velocidades de corrente são encontradas nos níveis intermediários da coluna de água, atingindo valores máximos de 0.3 m/s . Magliocca *et al.* (1979) estimou a velocidade da componente zonal da corrente responsável pela advecção das águas mais quentes observadas durante os cruzeiros realizados e obteve valor aproximado de $0,1\text{m/s}$. As velocidades em superfície registradas pela bóia apresentou valores próximos a 0.2m/s . No entanto, após a entrada dos ventos S e intensificação das correntes, pôde-se observar valores máximos de até 1.2 m/s . Já as velocidades em superfície calculadas pelo modelo se encontraram entre o calculado pelo último autor e os registros da bóia, apresentando valores próximos a 0.16m/s .

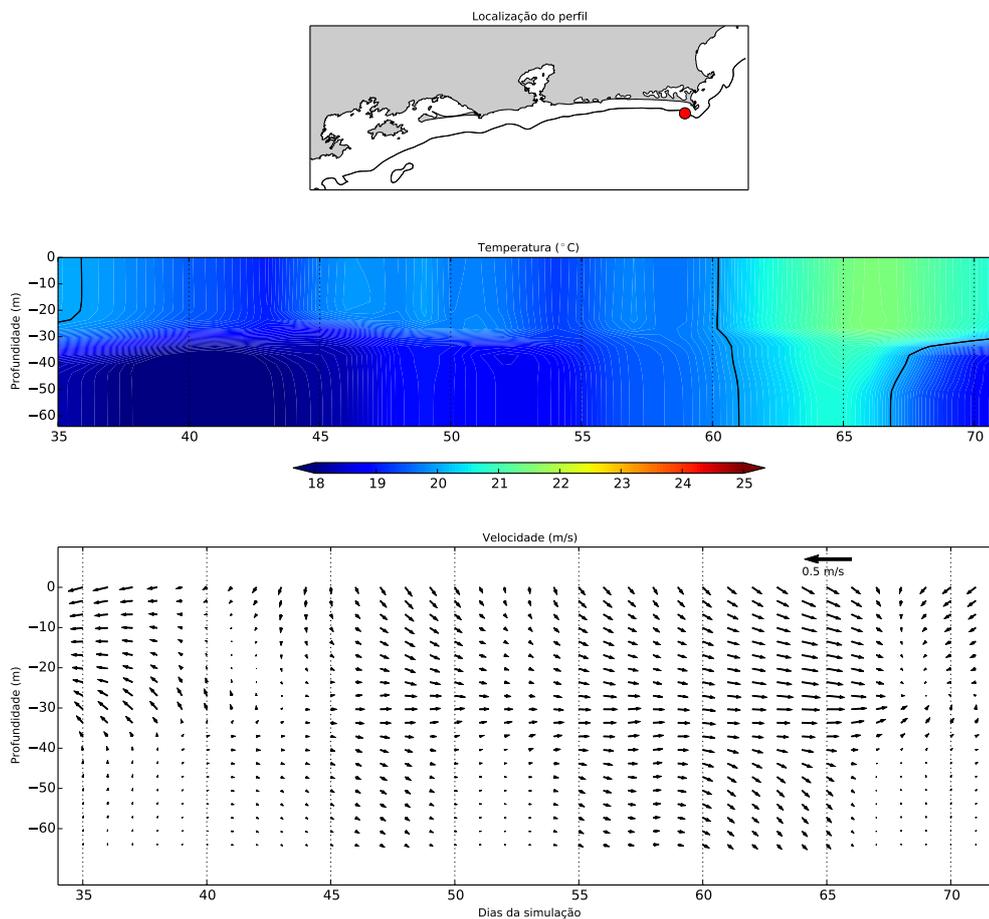


FIGURA 51: GRÁFICOS REPRESENTATIVOS DAS SOLUÇÕES NUMÉRICAS EM UMA ESTAÇÃO VIRTUAL AO LARGO (ISÓBATA DE 60M) DE CABO FRIO, INCLUINDO OS PERFIS DE CORRENTES E TEMPERATURA. PAINEL SUPERIOR: MAPA ILUSTRATIVO DO DOMÍNIO COMPUTACIONAL INDICANDO A LOCALIZAÇÃO DA ESTAÇÃO VIRTUAL ESCOLHIDA (ISÓBATA EM METROS). PAINEL INTERMEDIÁRIO: DIAGRAMA HOVMOLLER DA EVOLUÇÃO DO PERFIL DE TEMPERATURA, COM O ÍNDICE TÉRMICO SUPERIOR DA ACAS (20°C) REPRESENTADA PELA LINHA PRETA NO GRÁFICO. PAINEL INFERIOR: DIAGRAMA HOVMOLLER DA EVOLUÇÃO DO PERFIL DOS VETORES VELOCIDADE DE CORRENTE, COM ESCALA DE INTENSIDADE 0,5M/S REPRESENTADA PELO VETOR EM NEGRITO NO GRÁFICO.

6 CONCLUSÕES

Nesta etapa final faremos uma síntese dos conhecimentos a respeito dos processos dinâmicos inerentes ao sistema de ressurgência costeira em Cabo Frio, ajudando-nos a discorrer de forma sintética os principais resultados que nos ajudarão a responder as questões levantadas como objetivos deste trabalho, descritos na Seção 2.

O objetivo central consistia em investigar e apontar potenciais mecanismos capazes de inibir ou atenuar o sinal térmico da ressurgência ao largo de Cabo Frio, ainda que sob a ação de ventos favoráveis (NE) no local. Esta abordagem surgiu após a descrição de um evento anômalo ocorrido no mês de janeiro de 2010, onde registros apontaram temperaturas da superfície do mar anormalmente mais quentes e ausência de águas frias em superfície em cenários que se esperavam a ocorrência ressurgência ao largo de Cabo Frio.

Ao longo das Seções 1.1, 1.2.1 e 1.2.3 revisamos os principais mecanismos forçantes da ressurgência costeira e dos padrões de sua ocorrência em algumas localidades ao largo da costa do estado do Rio de Janeiro, e vimos que este processo é forçado essencialmente pela ação do ventos (NE-E) de larga-escala e que ocorre com maior intensidade e frequência durante os meses de verão e primavera. A direção predominante dos ventos NE-E podem, porém, ser interrompidas por perturbações sinóticas durante a passagem de sistemas frontais pela região (ventos de S-SW), inibindo a ocorrência da ressurgência e alimentando o processo de subsidência costeira. Ambos os processos são, portanto, responsáveis por alimentar um sistema de circulação que se dá num sentido paralelo à costa e cuja natureza é essencialmente geostrófica.

Neste sentido, fizemos uma análise pretérita das condições do vento local e em regiões remotas a Cabo Frio durante o evento de 2010. A partir de cálculos de anomalias e dos padrões de vento descritos na literatura para os meses de verão, podemos notar uma variabilidade espacial bem marcante no campo de vento, principalmente em direção paralela a costa. Tal arranjo pode ser evidenciado pelo gradiente

de intensidade dos ventos, sendo estes, no geral, caracterizado por ventos mais intensos e favoráveis a ressurgência nas porções E da costa (Cabo Frio a Macaé) e menos intensos com maior frequência dos ventos favoráveis a subsidência (frente frias) na porções a W (Ilha Grande ao litoral de São Paulo).

A partir de tais constatações e dos experimentos numéricos realizados, podemos analisar a resposta hidrodinâmica regional forçada por condições distintas do campo de vento.

As respostas hidrodinâmicas obtidas pela solução durante o primeiro experimento (EXP1), conduzido no intento de observar se o modelo reproduziria cenários hidrodinâmicos previstos pela ação do vento NE espacialmente homogêneo imposto, mostrou-se em coerência com os mecanismos e processos revisados na literatura, principalmente no que diz respeito ao estabelecimento de uma ressurgência madura ao longo da costa e aos padrões de correntes dominadas pela dinâmica de Ekman e pelo balanço geostrófico perpendicular a costa.

A partir do segundo experimento (EXP2) pudemos satisfazer a hipótese de que a alteração do padrão de correntes forçado por condições do vento em regiões remotas a Cabo Frio poderia potencialmente provocar a inibição da ressurgência através da intrusão de águas mais quentes oriundas de porções mais afastadas da costa. Os resultados do modelo mostraram momentos sequenciais da ressurgência sendo interrompida após a geração de um jato costeiro com sentido contrário a circulação típica da ressurgência, forçado pela inversão completa dos termos de balanço (coriolis e força do gradiente de pressão) da equação meridional do movimento. Apesar dos ventos favoráveis (NE) à ressurgência ao largo de Cabo Frio, uma pluma quente avançou pelas porções mais rasas da plataforma ao longo de toda a extensão W-E da costa. Tal comportamento apresentou um padrão oscilatório evidenciado pelos ciclos intermitentes de ocorrência da ressurgência e subsidência ao longo da costa, acompanhadas pelas mudanças periódicas no sentido do balanço geostrófico normal a costa e da direção dos jatos costeiros. Este padrão observado sugere um equilíbrio regulado pela sobreposição de um processo sobre o outro (ressurgência/subsidência), estimulado possivelmente pelo padrão espacial do vento imposto.

Apesar dos experimentos conduzidos terem sido orientados ao estudo de processos em cenários semi-idealizados, o fenômeno modelado se comparou bem com os dados de satélite e *in situ*, principalmente quando analisadas as características da pluma quente e os padrões de direção e velocidades das correntes calculadas.

Outro cenário decorrente da variabilidade espacial do vento na região também pode apresentar potencial capacidade de inverter o balanço geostrófico e gerar um escoamento contrário à direção do vento e causar advecção de águas mais quentes inibindo a ressurgência nas proximidades de Cabo Frio. Conforme apresentado no mapa esquemático da Figura 52, sugerimos que o seguinte cenário possa ocorrer: Devido aos ventos de NE mais intensos nas proximidades de Cabo Frio e bem fracos nas porções W da costa, o jato costeiro (para W) gerado após as escalas de ajuste de Ekman e do balanço geostrófico responderia com velocidades proporcionais à intensidade dos ventos, causando uma convergência substancial de águas nas porções onde o jato costeiro apresenta menores velocidades. A partir de então, a elevação próxima à costa em função da convergência induzida por diferenças de velocidade no escoamento, levaria ao desenvolvimento da força do gradiente de pressão em direção ao largo (e subsequente balanço com o termo de coriolis), gerando um jato costeiro com sentido oposto (para E) capaz de advectar águas quentes presentes nesta porções da costa diretamente para o largo de Cabo Frio, mesmo que as condições do vento sejam favoráveis a ressurgência.

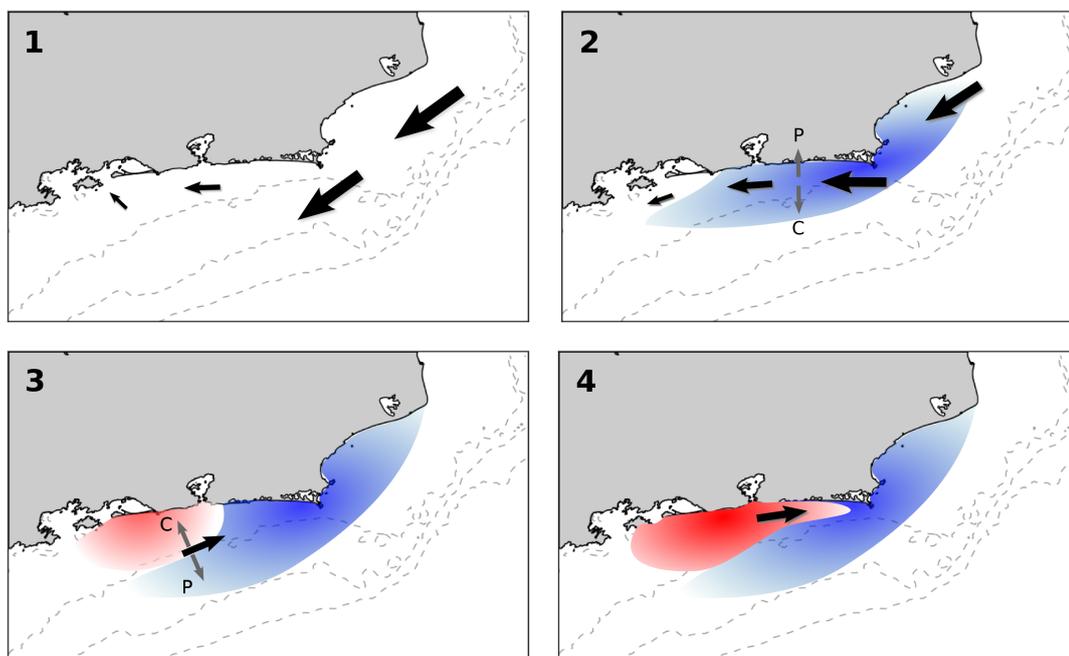


FIGURA 52: FIGURA ESQUEMÁTICA DE UM POTENCIAL MECANISMO SUGERIDO COMO FORÇANTE DA INVERSÃO DO JATO COSTEIRO. NO PAINEL 1, A ILUSTRAÇÃO DE VETORES DE VELOCIDADE DO VENTO (EM ESCALA) TÍPICOS DURANTE EVENTOS DE RESSURGÊNCIA COM DIREÇÕES PREDOMINANTES DE E-NE E EVIDENTE GRADIENTE DE INTENSIDADE AO LONGO DA COSTA. O PAINEL 2 REPRESENTA OS VETORES VELOCIDADE DE CORRENTE (JATO COSTEIRO; EM PRETO), AS COMPONENTES DOS TERMOS DE CORIOLIS E FORÇA DO GRADIENTE DE PRESSÃO (REPRESENTADOS PELOS VETORES DE COR CINZA E LEGENDAS “C” E “P”, RESPECTIVAMENTE) E A PLUMA DE RESSURGÊNCIA, REPRESENTADA PELO POLÍGONO EM AZUL NO MAPA (TONS MAIS FORTES REPRESENTAM TEMPERATURAS MAIS BAIXAS). O PAINEL 3 REPRESENTA O MOMENTO ONDE OCORRE A INVERSÃO DO BALANÇO GEOSTRÓFICO, DADO PELO GRADIENTE TÉRMICO NO SENTIDO *CROSS-SHORE* ESTABELECIDO PELA FRENTE DE RESSURGÊNCIA (EM VERMELHO A REPRESENTAÇÃO DA AC MAIS QUENTE E EM AZUL A ACAS MAIS FRIA). O PAINEL 4 MOSTRA O VETOR VELOCIDADE DE CORRENTE CORRESPONDENTE AO JATO COSTEIRO E ADVECÇÃO DE ÁGUAS MAIS QUENTES EM DIREÇÃO A CABO FRIO.

Semelhantes feições tem sido observadas e estudadas em outros locais de ocorrência da ressurgência costeira e foram descritas como contra-correntes que fluem no sentido contrário à direção dos ventos favoráveis a ressurgência. A ocorrência destas contra-correntes tem mostrado estar sempre associada a locais espacialmente e geomorfologicamente singulares como regiões onde há proeminência da linha de costa em direção ao oceano, como por exemplo a região de Cabo Frio. Apesar de ainda não haver explicações exatas sobre tais processos, vários autores sugeriram diversos mecanismos potencialmente contribuidores para a geração destas correntes, sendo os gradientes horizontais de pressão conhecidos como a principal forçante. Mecanismos baroclínicos devido ao aporte continental de águas de baixas salinidades e aos gradientes horizontais de densidade estabelecidos podem, por questões de geostrofia, se comportar como plumas e propagar confinadas à costa no sentido contrário dos ventos predominantes. Distúrbios causados na superfície oceânica por sistemas atmosféricos de baixa pressão, por exemplo, também podem se propagar por longas distâncias confinadas as porções mais rasas da plataforma, se comportando com ondas de Kelvin causando modificações na distribuição das temperatura próximas a costa; tais padrões já têm sido observados em alguns estudos realizados na PCSE. Outros mecanismos, incluindo o rotacional no campo de tensão do vento, interações do tipo corrente-topografia e as próprias variações das células de ressurgência ao longo da costa podem promover condições no campo de massa suficientes para causar alterações nos padrões e regimes de circulação.

As informações e resultados apresentados até então revelaram o potencial de fatores remotos em influenciar na dinâmica local do sistema de ressurgência costeira de Cabo Frio. Estas inter-relações mostram a importância dos processos remotos na dinâmica dos regimes de circulação em locais específicos da costa uma vez que são cada vez mais evidentes e discutidos em estudos sobre a dinâmica de processos oceânicos nos domínios da plataforma continental.

6.1 SUGESTÕES PARA FUTUROS TRABALHOS

Em função dos inúmeros mecanismos sugeridos na literatura que podem satisfazer a explicação da ocorrência destes fenômenos, é inevitável que muito esforço ainda há de ser feito para entendermos a complexidade e as principais causas dos padrões de inversões das correntes e suas implicações para a dinâmica da circulação de ressurgência ao largo de Cabo Frio. Desta forma, sugerimos aqui alguns pontos que entendemos serem cruciais para um inicial avanço neste conhecimento:

- Quantificar as periodicidades envolvidas no fenômeno afim de detectar possíveis ajustes a padrões ondulatórios conhecidos;
- Quantificar as contribuições barotrópicas e baroclínicas dos gradientes de pressão estabelecidos ao longo da costa;
- Realizar experimentos numéricos com grade computacional que englobe maiores extensões da plataforma continental afim de avaliar a importância de processos remotos com origens ao sul da PCSE;
- Realizar experimentos numéricos considerando a importância da variabilidade temporal do campo de tensão do vento nas respostas transientes do campo de massa oceânico;
- Por fim, realizar experimentos numéricos incluindo um arcabouço mais completo das forçantes oceânicas, tais como as forçantes atmosféricas previstas nos *bulk fluxes* (pressão atmosférica, umidade do ar, radiação solar, temperatura do ar e precipitação), bem como o aporte continental de água doce.

Assim encerramos este trabalho na esperança de contribuir com informações relevantes para um melhor entendimento do papel e interação de forçantes remotas na dinâmica da circulação da ressurgência na região de Cabo Frio. Pretendemos também fornecer subsídios e estimular novas investigações sob a perspectiva desta abordagem, ainda pouco empregada na região.

Referências

- ALLARD, P. Anomalies dans le temperature de l'eau de la mer observees au Cabo Frio au Bresil. **Bull. Inf. Com. Oceanogr. Etude Cotes**, v. 7, n. 2, p. 58-63, 1955.
- ALLEN, J. S. Models of wind-driven currents on the continental shelf. **Annual Reviews Fluid Mechanics** v. 12, n. 1, p. 389-433, 1980.
- BERGER, W. H.; WEFER, G. On the reconstruction of upwelling history: Namibia upwelling in context. **Marine Geology**, v. 180, p. 3-28, 2002.
- BRINK, K. H. The near surface dynamics of coastal upwelling. **Progress in Oceanography**, v. 12, n. 3, p. 223-257, 1983.
- BRINK, K. H.; HALPERN, D.; HUYER, A.; SMITH, R. L. The physical environment of the Peruvian upwelling system. **Progress in Oceanography** v. 12, n. 3, p. 285-305, 1983.
- AMANTE, C.; EAKINS B. W. **Etopo 1 1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis**. NOAA Technical Memorandum. Boulder, CO: National Geophysical Data Center, 2009.
- CALADO, L.; SILVEIRA, I. C. A.; Gangopadhyay, A.; Castro B. M. Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil). **Continental Shelf Research**, v. 30, n. 10, p.1181-1188, 2010.
- CARBONEL, C. A. A. H. Modelling of upwelling–downwelling cycles caused by variable wind in a very sensitive coastal system. **Continental Shelf Research**, v. 23, n. 16, p. 1559-1578, 2003.
- CASTELAO, R.; BARTH, J. Upwelling around Cabo Frio, Brazil: The importance of wind stress curl. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n.3, p. 1-4, 2006
- CASTELAO, 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 Coastal Research**, p. 662-671, 2004.
- CASTRO, B. M. **Correntes e Massas de Água da Plataforma Continental Norte de São Paulo**. 248 f. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.
- CASTRO, B. M.; MIRANDA, L. B. Physical oceanography of the western atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S. **The Sea**, v. 11, n. 1, P. 209-251, 1998.
- CASTRO, B. M. **Subtidal response to wind forcing in the south Brazil bight during winter**. 211 f. Tese de Doutorado, University of Miami, Florida, 1985
- CERDA, C.; CASTRO, B. M. Hydrographic climatology of South Brazil Bight shelf waters between Sao Sebastiao (24S) and Cabo Sao Tome (22S). No prelo.

CERDA-AMOR, C. **Intrusões da Água Central do Atlântico Sul sobre a Plataforma Continental situada entre a Ilha de São Sebastião (SP) e o Cabo de São Tomé(RJ)**. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil. 2004.

DOTTORI, M.; CASTRO, B. M. The response of the Sao Paulo Continental Shelf, Brazil, to synoptic winds. **Ocean dynamics**, v. 59, n.4, p. 603-614, 2009.

EKMANN, W. V. On the influence of earth's rotation on ocean-currents. **Arkive for Matematik, Astronomi och Fysik**, v. 2, n. 11, p. 1-53, 1905.

EMILSON, I. The shelf and coastal waters off Southern Brazil. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, v. 17, n. 2, p. 101-112, 1961.

FIGUEROA, D.; MOFFAT, C. On the influence of topography in the induction of coastal upwelling along the Chilean coast. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 23, p. 3905-3908, 2000.

GARVINE, R. W. A simple model of coastal upwelling. **Journal of Physical Oceanography**, v. 1, n. 3, p. 169-179, 1971

HUYER, A. Coastal Upwelling in the California Current System. **Progress in Oceanography** v. 12, n. 3, p. 259-284, 1983.

IKEDA, Y.; MIRANDA, L. B.; MINIUSI, I. C. Observations on stages of upwelling in the region of Cabo Frio (Brazil) as conducted by continuous surface temperature and salinity measurements. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, v. 23, p. 33-46, 1974.

LARGE, W.G.; POND, S. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. **Journal of Physical Oceanography**, v. 11, n. 3, p. 324-336, 1981.

LEVITUS, S. **Climatological atlas of the World Ocean**. NOAA/ERL GFDL Professional Paper, New Jersey, 1982.

LOCARNINI, R. A.; MISHONOV, A. V.; ANTONOV, J. I.; BOYER T. P.; GARCIA, H. E.; BARANOVA, O. K.; ZWENG, M. M.; JOHNSON, D. R. **World Ocean Atlas 2009: Temperature**. v. 1, NOAA Atlas NESDIS 68, 2010.

LORENZZETTI, A. J.; GAETA, S. A. **The Cape Frio Upwelling effect over the South Brazil Bight northern sector shelf waters: a study using AVHRR images**. Trabalho apresentado no XXXI International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, Part B7, p. 448-453. Vienna, 1996.

MAGLIOCCA, A.; MIRANDA, L. B.; SIGNORINI, S. R. Physical and chemical aspects of transient stages of upwelling at southwest of Cabo Frio (lat. 23°S - long. 42°W). **Boletim do Instituto Oceanográfico**, v. 28, n. 2, p. 37-46, 1979.

MARCHESIELLO, P.; MCWILLIAMS, J. C.; SHCHEPETKIN, A. Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. **Ocean modelling**, v. 3, n. 1, p. 1-20, 2001:

MAZZINI, P. L. F. **Correntes subinerciais na plataforma continental interna entre Peruíbe e São Sebastião: Observações**. 131 f. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

MCEWEN, G. The distribution of ocean temperatures along the west coast of North America deduced from Ekman's theory of the upwelling of cold water from the adjacent ocean depths. **Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie**, v. 5, n. 2-3, p. 243-285, 1912.

MIRANDA, L. B. Forma da correlação T-S de massas de água das regiões costeira e oceânica entre o Cabe de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP). **Boletim do Instituto Oceanográfico**, v. 33, n. 2, p. 105-119, 1985.

MITTELSTAEDT, E. The upwelling area off northwest Africa - A description of phenomena related to coastal upwelling. **Progress in Oceanography** v. 12, n. 3, p. 307-331, 1983.

MOOERS, C. N. K.; COLLINS, C. A.; SMITH, R. L. The Dynamic Structure of the Frontal Zone in the Coastal Upwelling Region off Oregon. **Journal of Physical Oceanography**, v. 6, n. 1, p. 3-21, 1976

ORLANSKI, I. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. **Journal of Computational Physics**, v. 21, n. 3, p. 251-269, 1976.

REZENDE, J. H. M. **Intrusões da Água Central do Atlântico Sul na Plataforma Continental Sudeste durante o verão**. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil, 2003

RIBEIRO, F. N. D.; SOARES, J.; OLIVEIRA, A. P. A coupled numerical model to investigate the air-sea interaction at the coastal upwelling area of Cabo Frio, Brazil. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 11, n. 6, p. 551-572, 2011:

RODRIGUES, E. **Upwelling at Cabo Frio (Brazil)**. 89 f. Dissertação de Mestrado, Naval Postgraduate School Monterey, California, 1973.

SANTOS, L. F. S. **Variabilidade subinercial das correntes na plataforma continental ao largo de Cabo Frio (RJ): Observações**. 172 f. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009:

SATURATO, L. **Estudo da variabilidade interanual da tsm no estado do rio de janeiro**. Trabalho de Graduação (Bacharelado em Oceanografia) - Centro de Tecnologia e Ciências, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2011.

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

SMITH, R. L. A description of current, wind, and sea level variations during coastal upwelling off the Oregon coast, July-August. **Journal of Geophysical Research** v. 79, n. 3, p. 435-443, 1972.

SMITH, R. L. Coastal upwelling in the modern ocean. **Geological Society Special Publications**, v. 64, n. 1, p. 9-28, 1992.

SOUTELINO, R. G.; MIRANDA, J. A. Um estudo semi-idealizado para avaliar o papel da topografia no processo de ressurgência costeira em Cabo Frio, RJ. **Boletim do Observatório Ambiental Alberto Ribeiro Lamago**, v. 7, n. 1, p. 101-114, 2013.

STECH, J.; LORENZZETTI, J. The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. **Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)**, v. 97, n. C6, p. 9507-9520, 1992.

TANAKA, K. **Análise de série temporal de 10 anos: Ressurgência em cabo frio**. 1986. Relatório Técnico

THORADE, H. Uber die Kalifornische Meeresstromung. **Ann. Hydrogr. Mar. Meteorol.**, v. 37, n. 1, p. 17-34, 1909.

TOMCZAK, M. A. multiparameter extension of temperatura/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing. **Progress in Oceanography**, v. 10, n. 3, p. 147-171, 1981.

WESSEL, P.; SMITH, W. H. F. A global, self-consistent, hierarchical, high-resolution shoreline database. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)** v. 101, n. B4, p. 8741-8743, 1996.

ZEMBRUSCKI, S. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: PROJETO REMAC. PETROBRAS. CENPES. DINTEP (Série REMAC no. 7), Rio de Janeiro, p. 129-177, 1979.