

# ESTUDO DA CIRCULAÇÃO OCEÂNICA SUPERFICIAL NA COSTA SUDESTE DO BRASIL ATRAVÉS DE MODELAGEM HIDRODINÂMICA

Felipe Lobo Mendes Soares

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil.

Orientador: Luiz Landau

Rio de Janeiro Março de 2014

# ESTUDO DA CIRCULAÇÃO OCEÂNICA SUPERFICIAL NA COSTA SUDESTE DO BRASIL ATRAVÉS DE MODELAGEM HIDRODINÂMICA

Felipe Lobo Mendes Soares

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE) DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Examinada por:

Prof. Luiz Landau, D.Sc.

Dr. Rogério Neder Candella, D.Sc.

Dr. Luiz Paulo de Freitas Assad, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL MARÇO DE 2014 Soares, Felipe Lobo Mendes

Estudo da Circulação Oceânica Superficial na Costa Sudeste do Brasil Através de Modelagem Hidrodinâmica / Felipe Lobo Mendes Soares. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2014.

XII, 62 p.: il.; 29,7 cm.

Orientador: Luiz Landau

Dissertação (mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2014.

Referências Bibliográficas: p. 55-62.

 Modelagem Hidrodinâmica. 2. Corrente do Brasil.
ROMS. I. Soares, Felipe Lobo Mendes. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

"A ciência, meu rapaz, é feita de erros, mas de erros benéficos, já que conduzem pouco a pouco à verdade"

Júlio Verne – Viagem ao Centro da Terra.

#### **AGRADECIMENTOS**

À PROOCEANO e toda sua equipe, por ter me formado como profissional, e pela confiança e incentivo que sempre me ofereceram ao longo dos anos, e no desenvolvimento deste trabalho.

Ao Landau, pela oportunidade de desenvolver o mestrado, e pelo suporte oferecido ao longo deste percurso.

Ao Mauricio, por sua orientação e paciência ao longo do meu caminho profissional, e durante esse estudo, sempre dando espaço e atenção às minhas opiniões.

Ao Gabriel, pela sua ajuda, opinião sempre bem vinda, e por compartilhar as dificuldades enfrentadas para conclusão deste estudo.

Ao Luiz Paulo, pela ajuda nas tentativas de ajuste das rodadas do modelo.

À minha família, especialmente minha mãe, por toda dedicação e apoio sem os quais eu não chegaria a lugar algum, e ao Guilherme, por me cobrar empenho mesmo estando distante.

À Beatriz, pelo incentivo, paciência e compreensão, que teve de ter nesse período final, e logicamente por me fazer feliz durante todos estes anos que estivemos juntos.

Aos amigos, que entenderam minha ausência nas confraternizações mais recentes.

Resumo da Dissertação apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

# ESTUDO DA CIRCULAÇÃO OCEÂNICA NA COSTA SUDESTE DO BRASIL ATRAVÉS DE MODELAGEM HIDRODINÂMICA

Felipe Lobo Mendes Soares

Março/2014

Orientador: Luiz Landau

Programa: Engenharia Civil

Um modelo numérico hidrodinâmico regional foi configurado para simular a dinâmica oceânica da costa sudeste do Brasil entre 18º S e 29º S. As simulações utilizaram o Regional Ocean Modeling System (ROMS), e foram conduzidas para o período entre julho de 1996 e junho de 2005 (9 anos), em uma rodada livre (sem assimilação de dados). As comparações realizadas indicaram que o modelo foi capaz de representar as principais feições observadas em superfície na região, entretanto, resultados indicaram que a estrutura termohalina vertical não foi bem representada, sendo assim considerados apenas os resultados da circulação superficial nas análises. A partir destes resultados, foram feitas análises acerca da variabilidade sazonal e interanual da geração dos principais vórtices ciclônicos descritos na literatura para a região de estudo (Vórtice de Vitória, Vórtice do Cabo de São Tomé e Vórtice de Cabo Frio). Os resultados demonstram que ao longo de todo o período foram gerados vórtices nestas três regiões, com o Vórtice de Vitória apresentando uma variação sazonal mais expressiva. A variabilidade interanual foi marcada por um evento de aumento expressivo da energia cinética do modelo, sendo apenas especulada uma possível influência do El Niño nestas perturbações.

Abstract of Dissertation presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

# STUDY OF THE OCEAN UPPER CIRCULATION IN THE SOUTHEAST BRAZIL COAST USING OCEAN MODELING

Felipe Lobo Mendes Soares

March/2014

Advisor: Luiz Landau

Department: Civil Engineering

A regional numerical hydrodynamic model was configured to simulate the ocean circulation at the southestern Brazilian coast between 18° S and 19° S. The ROMS model was used, and the simulations were conducted for the period from July 1996 to June 2005 (9 years), in a free run (without data assimilation). The comparisons made showed the model capability to represent the main features of the surface circulation. However, results indicated a poor representation of the thermohaline vertical structure, leading to the analysis only at the surface circulation. With the obtained results, analysis were conducted regarding the seasonal and interanual variability of the generation of the main cyclonic eddies described in the literature for the region of study, the Vitória Eddy, Cabo de São Tomé Eddy and Cabo Frio Eddy. Results demonstrates that eddies were generated in the entire period for the three regions, and the Vitória Eddy was the only one showing an expressive seasonal variability. The interanual variability was marked by an event with high model Kinect energy, with speculation of a possible El Niño event forcing these perturbations.

# Sumário

1 – Introdução	1		
2 – Área de Estudo	3		
2.1 – Fisiografia	4		
2.2 – Circulação Oceânica	5		
3 - Metodologia	15		
3.1 – Modelo Numérico Utilizado	15		
3.2 – Configuração do Modelo	18		
3.2.1 – Domínio do Modelo e Grade Numérica	19		
3.2.2 – Condição Inicial	21		
3.2.3 – Condição de Contorno de Fundo	22		
3.2.4 – Condições de Contorno Laterais	23		
3.2.4 – Condições de Contorno de Superfície			
4 – Resultados e Discussão	25		
4.1.1 – Temperatura e Salinidade	28		
4.1.2 – Altura da Superfície do Mar	37		
4.1.4 – Transporte de Volume	44		
4.3 – Variabilidade Sazonal e Interanual dos Vórtices Ciclônicos	46		
5 – Conclusões	53		
6 – Referências Bibliográficas	55		

# Lista de Figuras

Figura 1 – Área de estudo representada pelo polígono em vermelho 4
Figura 2 – Fisiografia da margem continental sudeste-sul brasileira. Fonte: Mello et al.
(1992) <i>apud</i> Silveira (2007) 5
Figura 3: Representação esquemática do giro subtropical do Atlântico Sul. Fonte:
Peterson & Stramma (1991) 6
Figura 4: Representação esquemática da circulação superficial no Oceano Atlântico
Sudoeste. Fonte: Silveira (2007) 7
Figura 5: Representação esquemática da circulação intermediária no Oceano Atlântico
Sudoeste. Fonte: Silveira (2007) 8
Figura 6: Representação esquemática da circulação profunda no Oceano Atlântico
Sudoeste. Fonte: Silveira <i>et al.</i> (2000) 9
Figura 7: Esquema do trem de ondas formado pelo meandramento da CB. Destaque
para o Vórtice de Vitória (VV), Vórtice do Cabo de São Tomé (VCST) e Vórtice
de Cabo Frio (VCF). A e B significam centros de alta e baixa pressão,
respectivamente. Fonte: Calado (2006) 10
Figura 8: Mapa de topografia dinâmica na região sudoeste do Atlântico Sul
evidenciando a ocorrência de um giro subtropical subdividido em duas células de
recirculação. Fonte: Adaptado de Vianna & Menezes (2005) 12
Figura 9: Representação esquemática da recirculação observada por Mattos (2006).
Fonte: Mattos (2006) 13
Figura 10: Representação esquemática do Sistema Corrente do Brasil, e dos principais
fenômenos envolvidos da região costa sudeste brasileira. Fonte: Godoi (2005) 14
Figura 11 – Grade numérica utilizada no modelo hidrodinâmico 19
Figura 12 – Resolução espacial da grade na direção zonal (painel superior) e meridional
(painel inferior) 20
Figura 13 – Batimetria utilizada como condição de contorno de fundo do modelo
hidrodinâmico 22
Figura 14 – Evolução temporal da energia cinética promediada no volume do modelo. O
período em vermelho (janeiro de 1995 a junho de 1996) foi descartado. A linha em
preta representa um ajuste polinomial à série de dados 26
Figura 15 – Campo climatológico de TSM obtido do WOA (painel superior) e do
ROMS (painel inferior) para o período de verão (janeiro a março) 30

Figura 16 – Campo climatológico de TSM obtido do WOA (painel superior) e do
ROMS (painel inferior) para o período de outono (abril a junho) 31
Figura 17 – Campo climatológico de TSM obtido do WOA (painel superior) e do
ROMS (painel inferior) para o período de inverno (julho a setembro) 32
Figura 18 – Campo climatológico de TSM obtido do WOA (painel superior) e do
ROMS (painel inferior) para o período de primavera (outubro a dezembro) 33
Figura 19 – Campo climatológico de salinidade em superfície obtido do WOA (painel
superior) e do ROMS (painel inferior) para o período de verão (janeiro a março).34
Figura 20 – Campo climatológico de salinidade em superfície obtido do WOA (painel
superior) e do ROMS (painel inferior) para o período de outono (abril a junho). 35
Figura 21 – Campo climatológico de salinidade em superfície obtido do WOA (painel
superior) e do ROMS (painel inferior) para o período de inverno (julho a
setembro) 36
Figura 22 – Campo climatológico de salinidade em superfície obtido do WOA (painel
superior) e do ROMS (painel inferior) para o período de primavera (outubro a
dezembro) 37
Figura 23 – Campo climatológico de ASM obtido do AVISO (painel superior) e do
ROMS (painel inferior) para o todo o período analisado 39
Figura 24: Campo médio de intensidades de correntes superficiais entre os dados do
GDP (painel superior) e do ROMS (painel inferior) para o período de
primavera/verão. As linhas pretas representam as isóbatas de 200 m e 2000 m $\_~41$
Figura 25: Campo médio de intensidades de correntes superficiais entre os dados do
GDP (painel superior) e do ROMS (painel inferior) para o período de
outono/inverno. As linhas pretas representam as isóbatas de 200 m e 2000 m 42
Figura 26: Campo médio de velocidades de corrente em 50 m de profundidade para
todo período analisado. O sinal da CCST-AS é destacado pela elipse em laranja. 43
Figura 27: Campo de velocidades de corrente em 50 m de profundidade para o dia 9 de
janeiro de 1999. As linhas pretas representam as isóbatas de 200 m e 2000 m. $\_~44$
Figura 28: Localização das seções verticais escolhidas para o cálculo do transporte
médio (linhas vermelhas). As isobatimétricas de 200 m e 2000 m são representadas
pelas linhas brancas 45
Figura 29: Áreas determinadas para extração da vorticidade na região do Vórtice de
Vitória (VV) do Vórtice de São Tomé (VST) e do Vórtice de Cabo Frio 47

Figura 30: Série temporal de vorticidade relativa média por área determinada para	
avaliação dos vórtices de Vitória (painel superior) de São Tomé (painel do meio) e	e
de Cabo Frio (painel inferior) 4	18
Figura 31: Médias mensais de vorticidade relativa para a região do Vórtice de Vitória.	
As barras verticais representam o desvio padrão 4	19
Figura 32: Médias mensais de vorticidade relativa para a região do Vórtice de Cabo de	
São Tomé. As barras verticais representam o desvio padrão 5	50
Figura 33: Médias mensais de vorticidade relativa para a região do Vórtice de Cabo	
Frio. As barras verticais representam o desvio padrão 5	50
Figura 34: Médias anuais de vorticidade relativa para a região do Vórtice do Cabo de	
São Tomé. As barras verticais representam o desvio padrão 5	51
Figura 35: Médias anuais de vorticidade relativa para a região do Vórtice do Cabo de	
São Tomé. As barras verticais representam o desvio padrão 5	52
Figura 36: Médias anuais de vorticidade relativa para a região do Vórtice de Cabo Frio.	•
As barras verticais representam o desvio padrão 5	52

# Lista de Tabelas

Tabela 1: Estimativas de transporte de volume e da velocidade máxima da Corrente do
Brasil entre 20°S e 28°S. Os sinais negativos denotam direção para sul-sudoeste.
Fonte: Adaptado de Silveira <i>et al.</i> (2000) e Silveira (2007) 1
Tabela 2: Comparação entre os valores de transporte obtidos do ROMS e da literatura

de acordo com Silveira *et al*, (2000) e Silveira (2007).46Tabela 3: Limites das áreas consideradas para análise dos vórtices ciclônicos.47

xii

### 1 – Introdução

A costa sudeste brasileira é uma região de intensa atividade econômica, concentrando nas bacias de Campos, Santos e Espírito Santo, grande parte da atividade petrolífera do Brasil. A intensa atividade econômica, bem como o crescente interesse na região oceânica, com a recente descoberta das reservas de petróleo do pré-sal, fazem com que o conhecimento da circulação oceânica da região seja de suma importância para o planejamento das atividades, e na tomada de decisões em situações emergenciais, como por exemplo, em vazamentos de óleo no mar.

Ao largo da costa sudeste brasileira é observada intensa atividade de mesoescala, com a formação de meandros e vórtices da Corrente do Brasil (CB). Essas feições oceanográficas representam um desafio à previsão oceânica, uma vez que sua variabilidade espaço-temporal acrescenta um alto grau de variabilidade na circulação, contribuindo para uma menor precisão das previsões de curto e médio período (FRAGOSO, 2004).

A compreensão do estado médio dos oceanos, bem como sua variabilidade e estabilidade representam um papel fundamental da oceanografia física e das ciências climáticas (GRIFFIES, 2004).

Com o crescente aumento da capacidade computacional, e a possibilidade de se estudar, com alta resolução espacial e temporal, áreas bastante abrangentes, e de cobertura inviável por meio de métodos tradicionais de medições, o uso de resultados de modelos numéricos tem sido de grande importância para o entendimento dos fenômenos envolvidos na circulação oceânica (CIRANO *et al.*, 2006).

Historicamente, modelos de circulação oceânica têm sido desenvolvidos para aplicações distintas (modelagem climatológicas, circulação costeira, etc.) incorporando características específicas e adaptadas para estas aplicações, como o tratamento das coordenadas verticais e horizontais da grade numérica (HEIDVOGEL; BECKMAN, 1999 *apud* HEIDVOGEL *et al.*, 2008).

Recentemente, diversas classes de modelos oceânicos têm optado pelo desenvolvimento de algoritmos mais genéricos para permitir sua utilização em uma ampla gama de aplicações (HEIDVOGEL *et al.*, 2008). O *Regional Ocean Modeling System* (ROMS) pode ser considerado um desses modelos. O ROMS representa o estado

da arte em modelagem hidrodinâmica, podendo ser configurado para qualquer região do oceano, desde a escala local a escala de bacia (MOORE *et al.*, 2004).

Neste contexto, foi desenvolvida uma modelagem numérica da circulação oceânica da costa sudeste brasileira, utilizando o *Regional Ocean Modeling System* (ROMS). Esta modelagem visa representar de forma adequada os padrões médios, ciclos sazonais, e variabilidade da atividade de meso-escala da região. Sendo assim, a modelagem numérica desenvolvida foi configurada para simular a dinâmica oceânica da costa sudeste brasileira pelo período compreendido entre julho de 1996 a junho de 2005, sendo nove anos de resultados analisados.

Embora a simulação seja datada, e utilize forçantes oceânicas e atmosféricas sinóticas, não objetiva que as feições oceânicas sejam representadas exatamente no mesmo tempo e espaço, quando verificadas a partir de observações. Espera-se que o modelo represente o estado médio observado pelos dados, a partir da composição dos fenômenos recorrentemente descritos para a região de estudo, e que seja estável por um longo período de tempo.

A partir desta simulação de longa duração, pretende-se avaliar as variações sazonais e interanuais associadas à geração de feições de meso-escala da Corrente do Brasil na área de estudo.

O estudo representa parte dos esforços empregados no Projeto Azul – Projeto Sistema de Observação Oceânica para a Bacia de Santos, financiado pela BG Brasil, e desenvolvido pela COPPE-UFRJ em parceria com a PROOCEANO (AZUL, 2013). O projeto tem como principal objetivo o desenvolvimento de um sistema de observação oceânica (SOO) para a região da Bacia de Santos. O SOO consiste na aplicação de técnicas de modelagem computacional oceânica, aquisição de dados oceanográficos em tempo real, de forma contínua e sistemática, e assimilação de dados. O Projeto teve início em julho de 2012, com uma grande quantidade de dados coletados por *gliders*, derivadores de superfície e subsuperfície.

Utilizando essa grande quantidade de informações aliada ao uso de técnicas de assimilação de dados em modelagem numérica do oceano, podem-se alcançar resultados mais realistas em modelagens e previsões oceânicas para a região. Entretanto, para que um modelo oceânico obtenha as vantagens das técnicas de assimilação de dados, faz-se necessário o desenvolvimento de uma modelagem hidrodinâmica consistente, que represente os principais fenômenos oceanográficos da região, e que seja estável por um longo período de tempo. Esse tipo de modelagem pode gerar informações necessárias

para a aplicação da técnica de assimilação de dados 4DVAR usada no ROMS (MOORE *et al.*, 2011), e servir de alicerce para o sistema de assimilação de dados.

O objetivo do presente estudo é verificar a variabilidade sazonal e interanual dos vórtices ciclônicos de Vitória, Cabo de São Tomé e Cabo Frio. Como objetivo específico, desenvolver uma modelagem hidrodinâmica de longa duração, com alta resolução espacial e temporal, que represente adequadamente os padrões médios, ciclos sazonais, e variabilidade de atividade de meso-escala na costa sudeste brasileira.

A estrutura textual está apresentada da seguinte forma: no Capítulo 2 são abordados os principais aspectos oceanográficos da área de estudo. A descrição do modelo numérico utilizado e as configurações utilizadas são apresentadas no Capítulo 3. Nos Capítulos 4 e 5 são apresentados os resultados obtidos e as conclusões, respectivamente.

# 2 – Área de Estudo

O primeiro passo para o desenvolvimento de um modelo numérico que represente adequadamente a circulação de uma região, consiste no entendimento das principais variáveis ambientais que caracterizam a área de estudo (FRAGOSO, 2004).

A área de estudo engloba a região costeira e oceânica localizada entre 18° S e 29°S e 30°W e 49°W. Esta região compreende os litorais dos estados do Espírito Santo, Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, além das bacias sedimentares do Espírito Santo, Campos e Santos.

Neste capítulo, serão apresentados os fenômenos de circulação oceânica mais relevantes na área de estudo.



Figura 1 – Área de estudo representada pelo polígono em vermelho.

## 2.1 – Fisiografia

Ao norte da área de estudo, entre aproximadamente 17°S e 19°S encontra-se o banco de Abrolhos, onde a Plataforma continental apresenta grande extensão, de aproximadamente 200 km. Próximo a 20°S há uma redução abrupta na largura da Plataforma Continental, que passa ser de aproximadamente 40 km. Nesta latitude destaca-se a presença da Cadeia Vitória-Trindade.

A Cadeia Vitória-Trindade é constituída por uma sequência de aproximadamente 30 montes submarinos que se situam na região oceânica, apresentando direção leste-oeste, com cerca de 950 km de comprimento. Dentre os montes que formam a cadeia, 17 têm altura relativa maior que 2500 m. No extremo leste da Cadeia, ocorrem Ilhas de Trindade e Martim Vaz (MOTOKI *et al.*, 2012).

Esta formação possui gradientes de profundidade bastante elevados, e ao interagir com o fluxo da CB, gera feições como vórtices e meandros (SCHIMID *et al.*, 1995, FRAGOSO, 2004; CALADO, 2006).

Ao sul da Cadeia Vitória-Trindade, a transição entre o talude e o sopé continental é caracterizada pela presença do Platô de São Paulo (Figura 2), que se situa entre a base do talude e as profundidades de 3200 e 3600 m (ZEMBRUSKI, 1979 *apud* SILVEIRA, 2007).

A plataforma continental, mais estreita na costa do estado do Espírito Santo, se alarga em regiões mais ao sul, no estado do Rio de Janeiro, atingindo quase 100 km de largura em aproximadamente 22° S, região do Cabo de São Tomé. Em 23° S próximo ao Cabo Frio, há uma mudança na orientação da linha de costa, que de norte-sul passa a ser de leste-oeste.

Entre o Cabo Frio (23° S) e o Cabo de Santa Marta (28° 40' S) está localizada a Plataforma Continental Sudeste Brasileira, e o embaiamento de Santos, constituindo uma das principais feições da plataforma continental brasileira (GODOI, 2005).



Figura 2 – Fisiografia da margem continental sudeste-sul brasileira. Fonte: Mello *et al.* (1992) *apud* Silveira (2007).

### 2.2 – Circulação Oceânica

A área de estudo encontra-se na borda oeste do giro subtropical do Atlântico Sul (Figura 3), que faz parte da circulação de grande escala que ocorre nas bacias dos oceanos mundiais (PETERSON; STRAMMA, 1991).



Figura 3: Representação esquemática do giro subtropical do Atlântico Sul. Fonte: Peterson & Stramma (1991).

Entre a superfície e aproximadamente 400 m, predomina o fluxo da Corrente do Brasil (CB), que tem origem a partir da Corrente Sul Equatorial, que se bifurca entre aproximadamente 10°S e 15° S (RODRIGUES *et al.*, 2007; SOUTELINO, 2008), originando os fluxos da Subcorrente Norte do Brasil (SNB), que flui para norte, e da CB, que flui para sul.

A CB caracteriza-se por ser uma corrente que flui para sul ao longo da área de estudo (Figura 4), transportando Água Tropical (AT) entre a superfície e 200 m e Água central do Atlântico Sul (ACAS) entre 200 e 400 m (SILVEIRA *et al.*, 2000).



Figura 4: Representação esquemática da circulação superficial no Oceano Atlântico Sudoeste. Fonte: Silveira (2007).

Abaixo deste nível, há um cisalhamento do fluxo e, inversão para norte entre aproximadamente 500 m e 1200 m (Figura 5), associado à Corrente de Contorno Intermediária (CCI), responsável pelo transporte da Água Intermediária Antártica (AIA) ao longo da costa sudeste brasileira (STRAMMA; ENGLAND, 1999).



Figura 5: Representação esquemática da circulação intermediária no Oceano Atlântico Sudoeste. Fonte: Silveira (2007).

Sob a CCI, a Corrente de Contorno Profunda (CCP) (Figura 6) transporta a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), e tem sua circulação descrita na literatura como um escoamento organizado para sul ao longo do contorno oeste até a latitude de 32º S (SILVEIRA, 2007).



Figura 6: Representação esquemática da circulação profunda no Oceano Atlântico Sudoeste. Fonte: Silveira *et al.* (2000).

Os fenômenos transientes da Corrente do Brasil (vórtices e meandros) também são fatores bastante relevantes de sua dinâmica, sendo os primeiros observados no final da década de 1950 (DHN, 1969, *apud* FRAGOSO, 2004).

Ao largo da região sudeste, há uma intensa atividade de meso-escala, com meandros e vórtices sendo observados, principalmente entre Vitória (20° S) e o Cabo de Santa Marta (28° S), com destaque na recorrente formação de meandros e vórtices em Vitória, Cabo de São Tomé e Cabo Frio (CALADO, 2006; SILVEIRA, 2007).

Mascarenhas *et al.* (1971) foram os primeiros a descrever os meandramentos e vórtices da CB ao largo do sudeste brasileiro. Os autores descreveram estruturas ciclônicas e anticiclônicas na região ao largo de Cabo Frio, a partir de mapas de topografia dinâmica.

Campos *et al.* (1995), indicaram que a formação de vórtices na região de Cabo Frio (23° S), seria ocasionada pela mudança abrupta da orientação da linha de costa e ao gradiente batimétrico da região. Segundo o autor, a CB ao se deslocar para sul ao longo da quebra da plataforma, ao chegar à região de Cabo Frio, onde a orientação da linha de costa muda para o eixo leste-oeste, seguiria por inércia rumo ao sul, para regiões mais profundas, se estirando, e adquirindo vorticidade ciclônica, e inflexionando-se de volta a plataforma continental. Este processo desencadearia uma onda de vorticidade ao longo da Bacia de Santos.

Segundo Calado (2006), a presença dos vórtices de Vitória e do Cabo de São Tomé sugerem que esta onda de vorticidade gerada ao longo da costa sudeste brasileira pode ser originada mais ao norte, em 19° S, onde a CB meandraria para contornar o Banco de Abrolhos, passando posteriormente pela cadeia Vitória-Trindade. Este processo poderia favorecer o desencadeamento da formação dos vórtices de Vitória (VV), do Cabo de São Tomé (VCST), e de Cabo Frio (VCF), como exemplificado na Figura 7.



Figura 7: Esquema do trem de ondas formado pelo meandramento da CB. Destaque para o Vórtice de Vitória (VV), Vórtice do Cabo de São Tomé (VCST) e Vórtice de Cabo Frio (VCF). A e B significam centros de alta e baixa pressão, respectivamente. Fonte: Calado (2006).

Em relação aos transportes de volume, Silveira (2007) aponta que é pequena a quantidade de estimativas de transporte calculado para a CB na região da costa sudeste brasileira. Dentre estas, a maioria é proveniente de cálculos geostróficos.

A Tabela 1 apresenta um resumo das estimativas de transporte obtidas ao largo da costa sudeste brasileira entre 20° S e 28° S.

Tabela 1: Estimativas de transporte de volume e da velocidade máxima da Corrente do Brasil entre 20°S e 28°S. Os sinais negativos denotam direção para sul-sudoeste. Fonte: Adaptado de Silveira *et al.* (2000) e Silveira (2007).

Latitude	Prof. Referência	Transporte (Sv)	Referência
20° 3' S	590-630	-1,6	Stramma <i>et al.</i> (1990)
21° S	600	-9,4	Schimid <i>et al.</i> (1995)
21° S	numérico	-6,7	Silveira et al. (2005)
21° S	numérico	-7,9	Silveira et al. (2005)
21° 40' S	500	-4,4	Evans <i>et al.</i> (1983)
22° S	600	-5,2	Signorini (1978)
22° S	medições de correntes	-5,5±2,6	Lima (1997)
22° S	numérico	-7,1	Lima (1997)
22° S	numérico	-5,1±3,2	Fragoso (2004)
23° S	600	-6	Signorini (1978)
23° S	550	-2,2/2,7	Miranda & Castro Filho (1979)
23° S	medições de correntes	-11	Evans & Signorini (1985)
23° S	medições de correntes	-6	Garfield (1990)
23° S	600/1300	-10,1/10,9	Stramma (1989)
23° S	medições de correntes	-1,3	Muller <i>et al</i> . (1998)
23° 30' S	600	-9,4	Signorini (1978)
24° S	1300	-7,5	Evans <i>et al.</i> (1983)
24° S	600/1300	-9,4/-10,1	Stramma (1989)
24° S	750/900	-7,3/-8,8	Campos <i>et al</i> (1995)
24° S	600/1300	-9,4/-10,1	Stramma (1989)
25° S	750	-7,3	Campos <i>et al</i> (1995)
28° S	medições de correntes	-11,4	Muller <i>et al</i> . (1998)

A existência de células de recirculação associadas às correntes de contorno oeste poderia explicar as variações do transporte de volume ao longo de seu percurso (MATTOS, 2006).

Mapas de topografia dinâmica como o elaborado por Vianna & Menezes (2005) demonstram a ocorrência de uma subdivisão do Giro Subtropical do Atlântico Sul em duas células de circulação, centradas em aproximadamente 23° S e 30° S, apresentando movimento anticiclônico.



Figura 8: Mapa de topografia dinâmica na região sudoeste do Atlântico Sul evidenciando a ocorrência de um giro subtropical subdividido em duas células de recirculação. Fonte: Adaptado de Vianna & Menezes (2005).

Mattos (2006) destaca que próximo a 27°S, parte do fluxo da CB se separa do contorno oeste, caracterizando a Contra-corrente Subtropical do Atlântico Sul (CCST-AS), como o ramo sul da célula de recirculação localizada mais ao norte. Uma representação do sistema de recirculação verificado pelo autor a partir de dados hidrográficos pode se observado na Figura 9.



Figura 9: Representação esquemática da recirculação observada por Mattos (2006). Fonte: Mattos (2006).

Na região da plataforma continental sudeste brasileira, é observado o movimento de uma pluma de água fria que flui em direção ao norte. Souza & Robinson (2004), denominaram esse fenômeno de Corrente Costeira do Brasil (CCB), e indicaram que a pluma sobe a plataforma continental entre abril e agosto, atingindo a latitude de 24°S.

A ressurgência nas regiões de Arraial do Cabo – RJ é outro fenômeno a ser destacado na área de estudo. Este fenômeno ocorre na região costeira devido à divergência gerada pela presença da costa e, devido ao rotacional do campo de vento em oceano aberto, que pode causar divergências ou convergências horizontais na camada de Ekman (CALIL ELIAS, 2009).

Os ventos predominantes de nordeste, formados pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), e a mudança de orientação da linha de costa de norte-sul para leste-oeste, a partir de Cabo Frio e Arraial do Cabo – RJ contribuem para a ocorrência da ressurgência na região (MASCARENHAS *et al.*, 1971; VALENTIN *et al.* 1987; ODA, 1997; RODRIGUES & LORENZZETTI, 2001). Assim, o transporte de Ekman,

que se dá à esquerda da direção do vento, força as águas superficiais em direção ao oceano. Estas águas são então substituídas por águas de maior profundidade.

No caso de Arraial do Cabo a ACAS aflora em superfície, e a disponibilidade dessa massa d'água em camadas mais rasas da plataforma continental ao largo de Cabo Frio é outro fator importante para que o mecanismo de ressurgência possa ocorrer na região (TORRES JR., 1995 *apud* FRAGOSO, 2004).

Em estudo sobre a variabilidade interanual da ressurgência, Calil Elias (2009) verificou que o fenômeno na região apresentou uma resposta efetiva à persistência do vento local e em maior escala. Entretanto o autor concluiu que o vento não foi capaz de explicar toda a variabilidade encontrada, sugerindo uma possível influência de outros forçantes no fenômeno.

Na Figura 10 é apresentada uma representação esquemática dos principais fenômenos descritos para a região de estudo, o Sistema Corrente do Brasil, e a ressurgência costeira. Denomina-se como Sistema Corrente do Brasil, o sistema formado pelas feições oceanográficas geradas pela própria CB, seus meandros e vórtices e pela subjacente Corrente de Contorno Intermediária (GODOI, 2005).



Figura 10: Representação esquemática do Sistema Corrente do Brasil, e dos principais fenômenos envolvidos da região costa sudeste brasileira. Fonte: Godoi (2005).

Assim, para que um sistema de modelagem numérica do oceano possa ser considerado eficiente para essa região, o mesmo deve reproduzir de forma consistente, toda essa gama de fenômenos com suas escalas temporais e espaciais associadas (FRAGOSO, 2004).

## 3 - Metodologia

#### 3.1 – Modelo Numérico Utilizado

O ROMS é um modelo oceânico de superfície livre, coordenadas seguidoras de terreno e equações primitivas, amplamente utilizado pela comunidade científica em uma vasta gama de aplicações (por exemplo, HAIDVOGEL *et al.*, 2000; MARCHESIELLO *et al.*, 2003; PELIZ *et al.*, 2003; MASON *et al.*, 2010; REZENDE *et al.*, 2011).

As equações primitivas são resolvidas utilizando um passo de tempo explícito, dividido em modos barotrópico (bidimensional) e baroclínico (tridimensional) acoplados. Um número finito de passos de tempo barotrópicos é efetuado em cada passo de tempo baroclínico para resolver as equações de superfície livre e quantidade de movimento verticalmente integrada. Para evitar erros associados a frequências resolvidas no modo barotrópico, mas não no baroclínico, são realizadas médias temporais nos campos barotrópicos antes de serem trocadas as informações com os valores obtidos no passo baroclínico, de maior duração (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005).

Adicionalmente, o passo de tempo separado é forçado a manter a conservação de volume e a preservação de consistência, propriedades que são necessárias para as equações de traçadores (p.ex. temperatura e salinidade) (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005).

As equações primitivas são discretizadas na vertical utilizando sistema de coordenadas seguidoras de terreno "estiradas" (SONG; HAIDVOGEL, 1994). As coordenadas estiradas permitem o aumento da resolução em áreas de interesse, como na termoclina e nas camadas limites de fundo. A grade padrão utiliza diferenças finitas de segunda ordem, centradas em uma grade vertical irregular (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005).

15

Modelos de coordenadas sigma apresentam grande sensibilidade à topografia de fundo, resultando em erros do gradiente de pressão (HANEY, 1991). O algoritmo numérico no ROMS é desenvolvido para minimizar tais erros (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2003).

Na horizontal, as equações primitivas são calculadas usando coordenadas ortogonais curvilíneas ajustadas ao contorno em uma grade irregular do tipo C de Arakawa. A formulação geral das coordenadas curvilíneas inclui as coordenadas cartesianas e as esféricas. Contornos de costa também podem ser especificados através de uma máscara de terra. Assim como na vertical, a grade horizontal utiliza diferenças finitas centradas de segunda ordem.

Existem várias opções para esquemas de advecção: diferenças centradas de segunda e quarta ordens; e terceira ordem. Este último esquema, padrão do modelo, apresenta uma dissipação hiper-difusa dependente da velocidade como erro dominante de truncamento (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 1998). Estes esquemas são estáveis para a metodologia de previsão e correção do modelo. Ressalta-se que na configuração empregada neste estudo foi utilizado um esquema de advecção centrado de segunda ordem para *momentum* e de terceira ordem para advecção de traçadores.

Várias parametrizações de escala de sub-grade estão presentes no ROMS. A mistura vertical de *momentum* e de traçadores pode ocorrer nos níveis verticais, superfícies geopotenciais (profundidade constante), ou superfícies isopicnais (densidade constante).

A parametrização vertical de mistura no ROMS pode ser tanto por esquemas de fechamento locais, como não-locais. Os esquemas de fechamento locais são baseados nas equações de energia cinética turbulenta de nível 2,5 de Mellor & Yamada (1982) e na parametrização *Generic Length Scale* (UMLAUF; BUCHARD, 2003). O esquema de fechamento não-local é baseado na formulação da camada limite, perfil-K, definida por Large *et al.* (1994).

A camada limite de interação ar-mar utilizada no ROMS, baseia-se na parametrização de Fairall *et al.* (1996). Esta foi adaptada do algoritmo do COARE (*Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment*) para o cálculo de fluxos de momentum de superfície, calor sensível, e calor latente através do uso da opção BULK\_FLUXES.

O conjunto de equações governantes do ROMS é formado pelas equações primitivas do movimento, fazendo uso das aproximações de Boussinesq e hidrostática.

16

Referenciando-se a um sistema de coordenadas cartesianas ortogonais, com valores positivos de x, no sentido leste, e de y, no sentido norte, e realizando a transformação para coordenada sigma, tem-se o conjunto de equações básicas utilizadas pelo ROMS.

Equação da continuidade:

$$\frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DV}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0$$
(1)

Equação da conservação da quantidade de movimento na direção zonal:

$$\frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} + \frac{\partial U\omega}{\partial \sigma} - fVD + gD\frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gD^2}{\rho_o} \int_{\sigma}^{0} \left[\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D}\frac{\partial D}{\partial x}\frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'}\right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D}\frac{\partial U}{\partial \sigma}\right] + F_x \quad (2)$$

Equação da conservação da quantidade de movimento na direção meridional:

$$\frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial V\omega}{\partial \sigma} + fUD + gD\frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gD^2}{\rho_o} \int_{\sigma}^{o} \left[ \frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] + F_y$$
(3)

Equação da conservação de calor:

$$\frac{\partial\theta D}{\partial t} + \frac{\partial\theta UD}{\partial x} + \frac{\partial\theta VD}{\partial y} + \frac{\partial\theta\omega}{\partial\sigma} = \frac{\partial}{\partial\sigma} \left[ \frac{K_H}{D} \frac{\partial\theta}{\partial\sigma} \right] + F_{\theta} - \frac{\partial R}{\partial z}$$
(4)

Equação da conservação de sal:

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_s$$
(5)

Equação de estado da água do mar:

$$\rho = \rho(S, \theta, P) \tag{6}$$

Nestas equações  $D = H + \eta$  representa a altura da coluna d'água,  $U \in V$  são os componentes zonal e meridional da velocidade, respectivamente,  $f \notin o$  parâmetro de

Coriolis, g é a aceleração da gravidade,  $\rho$  é a densidade,  $\rho_o$  é a densidade de referência,  $\rho'$  é a anomalia de densidade,  $\theta$  é a temperatura potencial, S é a salinidade, KM é o coeficiente de viscosidade cinemática vertical, KH é o coeficiente de difusão de calor vertical,  $\partial R / \partial z$  é o termo de fluxo de calor radiativo e  $\omega$  é a velocidade vertical transformada, correspondente à componente de velocidade normal às superfícies sigma. Essa transformação se dá segundo:

$$W = \omega + U \left( \sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + V \left( \sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + \sigma \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial t}$$
(7)

### 3.2 – Configuração do Modelo

O ROMS foi configurado para simular a dinâmica da região por longo período com resolução espacial suficiente para resolver fenômenos de meso-escala, mantendo um desempenho computacional compatível.

O modelo foi forçado na interface oceano/atmosfera por resultados de uma reanálise atmosférica e teve suas condições iniciais e de contorno obtidas dos resultados de um modelo oceânico global.

Optou-se por não fazer uma restrição dos resultados a fontes de dados externas no interior do domínio. Através das condições iniciais, foram passadas as únicas informações para o modelo nas suas 3 dimensões. Esta estratégia visou não restringir os resultados para outras soluções, objetivando uma rodada "livre", na qual ao longo do tempo, apenas as informações nos contornos laterais e as trocas ar/mar eram atualizadas.

O modelo foi configurado, considerando sua aplicação em um PC simples, sem o uso de múltiplos processadores. Sendo assim, o desempenho computacional foi fator limitante na escolha das resoluções espaciais, e consequentemente dos passos de tempo (720 s para o modo externo e 15 s para o modo interno). A integração do modelo com as configurações adotadas levou aproximadamente 2 meses.

### 3.2.1 – Domínio do Modelo e Grade Numérica

Para simular a circulação oceânica da região de estudo com a resolução espacial desejada e, ao mesmo tempo, ter um desempenho computacional compatível, foi gerada uma grade curvilínea, com resolução espacial variável (Figura 11).

A grade possui 250x360x20 pontos nas direções zonal, meridional e na vertical, respectivamente. Os pontos de grade foram adensados na região próxima à costa e das regiões das bacias de Campos e Santos, buscando maior resolução nessas áreas de interesse, e menor resolução nas áreas próximas aos contornos abertos.

Para evitar efeitos indesejáveis nas proximidades das fronteiras abertas do modelo, estas foram posicionadas em regiões bem afastadas da área de interesse. Na região costeira, o domínio se estende desde 35° S (sul do Uruguai) a aproximadamente 14° S (região central do estado da Bahia).



Figura 11 – Grade numérica utilizada no modelo hidrodinâmico.

A resolução espacial da grade varia entre aproximadamente 5 km e 25 km na direção zonal, e entre 5 km e 16 km na direção meridional (Figura 12).

Grande parte da área de interesse possui resolução inferior a 8 km. Este valor está abaixo do limiar de 0,1° considerado para um modelo se capaz de resolver vórtices, como descrito em Bryan & Smith (1998) e Smith *et al.* (2000).



Figura 12 – Resolução espacial da grade na direção zonal (painel superior) e meridional (painel inferior).

#### 3.2.2 – Condição Inicial

A imposição adequada das condições iniciais é um fator primordial na aplicação de um modelo hidrodinâmico. Na escolha dos campos iniciais do modelo, em geral opta-se por utilizar dados medidos e climatológicos para a região (FRAGOSO, 2004), ou pela utilização de resultados de modelos de maior escala.

A situação ideal seria obterem-se dados de temperatura, salinidade, altura da superfície do mar (ASM), e correntes em cada ponto de grade (nas três dimensões), observados simultaneamente, o que é inviável do ponto de vista prático.

No presente estudo foram utilizados como condição inicial e de contorno do modelo hidrodinâmico os resultados de uma simulação global com assimilação de dados Projeto ECCO (*Estimating the Circulation & Climate of the Ocean*).

O modelo numérico utilizado no ECCO é o MITgcm (*Massachusetts Institute of Technology General Circulation Model*), configurado para melhor resolver a circulação superficial nos trópicos. O domínio do modelo cobre toda a região situada entre 80° S e 80° N, com resolução de 1°, passando para 1/3 ° na região entre 20° S e 20 ° N. O modelo tem 46 níveis de profundidade, dos quais 15 encontram-se acima de 150 m de profundidade, com resolução vertical de 10 m (ECCO, 2013).

Os resultados do ECCO são disponibilizados para o período entre 1993 até atualmente, com resolução temporal de 10 dias. Para a simulação em questão, foram utilizados os dados da base – Assimilation (Kalman Filter) 1993 to present (ECCO, 2012).

A inicialização do modelo foi realizada a partir dos campos de correntes, temperatura, salinidade e altura da superfície do mar obtidos dos resultados da simulação do ECCO para o dia 1º de janeiro de 1995. Estes campos foram interpolados, através de interpolação cúbica, para a resolução espacial (vertical e horizontal) da grade usada no ROMS.

21

### 3.2.3 – Condição de Contorno de Fundo

A batimetria utilizada como condição de contorno de fundo do modelo hidrodinâmico foi obtida através da base de dados ETOPO1 (AMANTE; EAKINS, 2009). O ETOPO 1 é um modelo global do relevo da superfície terrestre, com resolução espacial de 1 minuto de arco, que integra topografia e batimetria do oceano.

Para aplicação no modelo hidrodinâmico, os dados do ETOPO1 foram interpolados para a grade do ROMS através de interpolação cúbica.

Para minimizar os erros associados ao gradiente de pressão em coordenadas sigma, a batimetria foi alisada com um fator de declive máximo r = 0,25, onde r pode ser determinado por  $\Delta h/(h1 + h2)$ ,  $\Delta h$  é a variação de profundidade entre dois pontos de grade, e h1 e h2 são as profundidades nos respectivos pontos (HAIDVOGEL *et al.*, 2000).



Figura 13 – Batimetria utilizada como condição de contorno de fundo do modelo hidrodinâmico.

Para minimizar diferenças entre a batimetria utilizada no ROMS e a batimetria da do modelo usado no ECCO, que possuem resoluções diferentes, foi aplicado o procedimento descrito por (PENVEN *et al.*, 2006):

$$h^{a} = \alpha h^{a} + (1 - \alpha) h^{b}, \qquad (8)$$

Onde  $h^a$  é a batimetria do modelo de maior resolução , neste caso o ROMS,  $h^b$  a batimetria do modelo de menor resolução (ECCO) interpolada para a grade de maior resolução, e  $\alpha$  é um parâmetro que varia de 0 no contorno até 1, em uma determinada distância dos contornos abertos, tipicamente 10% do domínio de modelagem (MASON *et al.*, 2010).

A batimetria do modelo global, de menor resolução e a do modelo regional podem apresentar diferenças significativas na região de contato, dificultando a imposição da conservação de volume (MASON *et al.*, 2010).

### 3.2.4 – Condições de Contorno Laterais

A definição de contornos artificiais é uma necessidade em qualquer modelo de circulação oceânica ou atmosférica de área limitada, como o caso do ROMS (BLAYO; DEBREU, 2004).

A grade do modelo hidrodinâmico em questão possui três fronteiras abertas; norte, sul e leste. Nestes contornos abertos, foram impostos, assim como nas condições iniciais, os resultados da simulação global do oceano do ECCO, também utilizados como condição inicial do modelo. Os campos de correntes, temperatura, salinidade, e altura da superfície do mar foram interpolados para as seções verticais localizadas nas bordas da grade do ROMS.

As condições de contorno são necessárias para forçar a solução interna do modelo com variáveis externas, que em geral são obtidas de observações ou de modelos de maior escala, sob algumas condições de entrada. Ao mesmo tempo devem permitir que ondas irradiem para fora ou que massas d'água deixem o domínio de modelagem, sem reflexões espúrias (MARSALEIX *et al.*, 2006).

Para resolver estas duas questões, Marchesiello *et al.* (2001) propuseram uma combinação de uma condição de contorno radiacional (ORLANSKI, 1976), aplicada a cada contorno individualmente, juntamente com uma relaxação newtoniana (*nudging*) para dados externos. Esta condição de contorno foi utilizada para a componente tridimensional das velocidades de correntes (M3) e para os fluxos de temperatura e salinidade.

O usuário deve fornecer as escalas de tempo relativas ao *nudging*, e em geral, usa-se uma restrição mais forte para os fluxos que entram no domínio do modelo, e mais fraca para o fluxo de saída. No modelo hidrodinâmico da costa sudeste foram usados 3 dias e 360 dias, para os fluxos de entrada e saída, respectivamente.

A propagação da elevação da superfície do mar e da componente barotrópica das velocidades de corrente foi feita utilizando-se a combinação de condições de contorno do tipo Flather (FLATHER, 1976) para as velocidades barotrópicas e Chapman (CHAPMAN, 1985) para a elevação.

### 3.2.4 – Condições de Contorno de Superfície

No ROMS, os fluxos na interface oceano/atmosfera necessários para forçar o modelo podem ser obtidos através da parametrização das trocas ar/mar descrita por Liu *et al.* (1979) e calculada pela rotina bulk\_flux.F, que foi adaptada do código do COARE, descrito em Fairall *et al.* (1996). Os fluxos turbulentos de vento, calor e mistura são calculados usando a teoria de similaridade Monin-Obukhov (LIU *et al.*, 1979)

Se a opção *BULK FLUXES* é ativada, como neste caso, é necessário informar os seguintes campos atmosféricos superficiais:

- Componente zonal do vento;
- Componente meridional do vento;
- Temperatura do ar;
- Pressão atmosférica;
- Umidade relativa do ar;
- Taxa de precipitação;
- Radiação de onda Curta;
- Radiação de onda longa;

Estes campos foram obtidos através da Reanálise II do NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*), com informações a cada 6 horas, para todo período de modelagem (janeiro de 1995 a junho de 2005).

O projeto Reanálise II (*NCEP - DOE AMIP-II Reanalysis*), trata-se de uma série global atualizada, de 1979 até 2008, que corrige os erros de processamento da
Reanálise, utilizando um modelo de previsão e um sistema de assimilação de dados mais robustos. Assim, é gerada uma reanálise mais consistente e recomendada para usuários que eram afetados por alguns erros presentes anteriormente. Dentre estes erros, podemos citar as análises de transientes no Hemisfério Sul; o uso de temperaturas próximas à superfície e cobertura de neve sobre os continentes no Hemisfério Norte durante o inverno; análise da umidade dos solos; análises do balanço de neve; e sensibilidade das análises às mudanças no modelo de assimilação (KANAMITSU *et al.*, 2002).

#### 4 – Resultados e Discussão

O modelo foi integrado a partir de 1º de janeiro de 1995, sendo inicializado a partir dos resultados do ECCO. Sua estabilidade foi avaliada através da evolução temporal da energia cinética média integrada no volume da grade (Figura 14).

A simulação levou aproximadamente 520 dias para atingir um padrão médio assintótico (*spin-up*) por um longo período de tempo. Desta forma, foram descartados os primeiro 547 dias (1,5 ano) de simulação, sendo utilizados apenas os resultados de 1º de julho de 1996 em diante.



# Figura 14 – Evolução temporal da energia cinética promediada no volume do modelo. O período em vermelho (janeiro de 1995 a junho de 1996) foi descartado. A linha em preta representa um ajuste polinomial à série de dados.

A partir do ano de 2001, foi verificado um aumento abrupto da energia cinética, atingindo, entre os anos de 2002 e 2003, valores médios quase duas vezes maiores que os verificados anteriormente.

Uma possível causa para este aumento da energia cinética do modelo foi a ocorrência do fenômeno El Niño nos anos de 2002 e 2003.

Segundo MacPhaden (2004), o primeiro El Niño do século 21 foi observado nos anos de 2002/03, sendo considerado um evento de magnitude comparável aos El Niños de 1986/87 e 1991/92.

O evento de El Niño anterior, ocorrido em 1997/98 foi seguido por um longo período de condições La Niña desde meados de 1998 até o início de 2001 (MCPHADEN, 2004).

Assad (2006) realizou dois experimentos com o *Modular Ocean Model* 4.0 (MOM4) para avaliar a influência de oscilações ENSO (El Niño–*Southern Oscillation*) na dinâmica da Bacia do Atlântico Sul. O primeiro experimento foi realizado com a

aplicação de contornos climatológicos na interface oceano/atmosfera, e no segundo, foram impostas anomalias do tipo ENSO associadas ao campo de pseudotensão de cisalhamento do vento. O autor observou no segundo experimento uma aceleração do transporte de volume associado ao giro subtropical do Atlântico Sul, e um aumento da energia cinética de aproximadamente 40% para o volume integrado de todo o oceano.

Embora haja possibilidade da ocorrência do El Ninõ de 2002/03 ter provocado alterações no fluxos gerados pelo modelo, e consequentemente na energia cinética, deve ser ressaltado que em 1997/98 houve um evento de El Niño com magnitudes superiores às verificadas em 2002/03, sem que fosse verificada variação semelhante na energia cinética.

O fluxo da CCI não foi representado de forma adequada pelo modelo, havendo deriva nos valores de temperatura e salinidade associados a este fluxo. Desta forma, apenas os resultados da circulação superficial, associada ao fluxo da CB, onde as comparações apresentaram resultados satisfatórios.

#### 4.1 – Avaliação do modelo

A avaliação do comportamento de modelos numéricos em comparação com dados medidos é um importante pré-requisito para qualquer simulação quantitativa do oceano (KARA *et al.*, 2006).

Para avaliar os resultados do modelo hidrodinâmico foram feitas comparações qualitativas usando dados medidos de diversas fontes, bem como referências bibliográficas.

## 4.1.1 – Temperatura e Salinidade

A avaliação dos padrões sazonais climatológicos de temperatura da superfície do mar (TSM) e de salinidade em superfície pode ser um bom indicativo da estabilidade e da representação da sazonalidade em um modelo integrado por um longo período de tempo.

Para comparação dos campos climatológicos de temperatura e salinidade, foram utilizados os dados da climatologia sazonal WOA13 (*World Ocean Atlas* 2013) do *National Oceanographic Data Center* (NODC/NOAA).

Os campos que compõem a base de dados da climatologia WOA13 consistem da análise objetiva dos dados históricos armazenados no NODC, coletados por diversas campanhas e equipamentos, em navios de pesquisa e de oportunidade. Esta análise utiliza dados irregularmente espaçados, gerando uma grade global com resolução espacial de 1/4°. Estes campos são tridimensionais e os dados são interpolados em 33 profundidades padrão desde a superfície até 5.500 m de profundidade. Temporalmente, esta climatologia consiste na média climatológica realizada para o período compreendido entre os anos de 1955 e 2012.

Maiores informações sobre as climatologias de temperatura e salinidade podem ser obtidas em Locarnini *et al.*, (2013) e Zweng *et al.*, (2013).

As comparações entre os campos climatológicos de temperatura e salinidade obtidos do modelo para todo o período analisado e a climatologia WOA13 (Figura 15 e Figura 22) demonstram que o modelo representou bem os campos de temperatura e salinidade superficiais e sua variabilidade sazonal. Estas comparações foram realizadas para as quatro estações do ano, verão (janeiro a março), outono (abril a junho), inverno

(julho a setembro) e primavera (outubro a dezembro), de acordo com o adotado pelo WOA13.

Na maioria dos casos, as isotermas e isohalinas associadas à frente da CB apresentaram-se um pouco mais ao sul do que o verificado nos dados do WOA13.

No período de verão assim como verificado nos dados do WOA13 foi possível observar um núcleo de baixas temperaturas nas proximidades da região de Cabo Frio e do Cabo São Tomé. Estas temperaturas mais baixas na região ocorrem devido à ocorrência do fenômeno da ressurgência na região. Ao contrário do esperado, este processo de *upwelling* parece ter sido mais forte ao longo do litoral do Espírito Santo. A presença de águas superficiais mais frias na região do banco de Abrolhos representada no ROMS também não é verificada no WOA13.

Uma possível superestimação do processo de *upwelling* em algumas regiões costeiras da plataforma continental parece ser responsável por esta região apresentar valores de temperatura mais baixos que os da climatologia, pois as águas mais frias que chegam à superfície nessas regiões são transportadas por advecção para outras áreas da plataforma continental. Este padrão é ressaltado pelo posicionamento da isoterma de 26 °C ao longo da plataforma continental, observada nos resultados do ROMS, no período de verão.

No período de inverno e primavera, as águas mais frias presentes na plataforma continental são oriundas de regiões mais ao sul e foram transportadas, provavelmente, pela Corrente Costeira do Brasil. Embora esse fenômeno tenha sido representado, as salinidades mais baixas, também transportadas ao longo da costa pela Corrente Costeira do Brasil, e verificadas nos dados do WOA13 não foram representadas pelo modelo.



Figura 15 – Campo climatológico de TSM obtido do WOA (painel superior) e do ROMS (painel inferior) para o período de verão (janeiro a março).



Figura 16 – Campo climatológico de TSM obtido do WOA (painel superior) e do ROMS (painel inferior) para o período de outono (abril a junho).



Figura 17 – Campo climatológico de TSM obtido do WOA (painel superior) e do ROMS (painel inferior) para o período de inverno (julho a setembro).



Figura 18 – Campo climatológico de TSM obtido do WOA (painel superior) e do ROMS (painel inferior) para o período de primavera (outubro a dezembro).



Figura 19 – Campo climatológico de salinidade em superfície obtido do WOA (painel superior) e do ROMS (painel inferior) para o período de verão (janeiro a março).



Figura 20 – Campo climatológico de salinidade em superfície obtido do WOA (painel superior) e do ROMS (painel inferior) para o período de outono (abril a junho).



Figura 21 – Campo climatológico de salinidade em superfície obtido do WOA (painel superior) e do ROMS (painel inferior) para o período de inverno (julho a setembro).



Figura 22 – Campo climatológico de salinidade em superfície obtido do WOA (painel superior) e do ROMS (painel inferior) para o período de primavera (outubro a dezembro).

# 4.1.2 – Altura da Superfície do Mar

A comparação dos dados de ASM pode indicar se o modelo representa as principais estruturas da circulação média.

Para comparação da ASM foram obtidos dados de topografia dinâmica do AVISO (*Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data*) para o mesmo período de análise do modelo. Os dados do possuem resolução temporal diária, desde 1992 até os dias atuais, e são distribuídos em um mapa global com resolução espacial de 1/3 °, sendo resultantes de uma análise objetiva entre as medidas obtidas por diversos satélites altimétricos (Ssalto/Duacs User Handbook, 2013).

Na Figura 23, os campos climatológicos de ASM obtidos do ROMS e do AVISO, embora apresentem mínimos bem distintos, evidenciam um padrão de circulação semelhante. Nos dois mapas, são observados dois núcleos de alturas máximas (giros anticiclônicos), um entre 22° S e 26° S, e outro ao sul de 28° S. Apesar dos resultados do ROMS apresentarem alturas menores nas regiões mais rasas, ressaltase que a posição da CB, localizada nas regiões de maior gradiente de ASM, se apresentou próxima ao verificado nos dados do AVISO, e que os erros associados às medidas de altimetria por satélites sobre a plataforma continental diminuem sua confiabilidade (VOLKOV *et al.*, 2007).

Em ambos os campos climatológicos de ASM, há a assinatura de um giro subtropical dividido em duas células de recirculação, como indicado por Vianna & Menezes (2005), embora essa assinatura seja mais evidente nos resultados do ROMS.



Figura 23 – Campo climatológico de ASM obtido do AVISO (painel superior) e do ROMS (painel inferior) para o todo o período analisado.

#### 4.1.3 – Correntes Superficiais

Para comparar o comportamento médio da circulação superficial foram usados dados de 568 derivadores oceânicos rastreados por satélite, que passaram pela área de estudo entre 1993 e 2012. Estes dados encontram-se disponíveis no *Global Drifter Program* (GDP -http://www.aoml.noaa.gov/phod/dac).

Os derivadores usados são do tipo SVP-WOCE (*Surface Velocity Programme - World Ocean Circulation Experiment*), e foram desenvolvidos para minimizar o efeito do vento em suas trajetórias seguindo o desenho proposto por Sybrandy & Niller (1992).

Para as estimativas de velocidade, recorreu-se a uma técnica muito utilizada em análises lagrangeanas, que consiste em agrupar os dados gerados em caixas geográficas (ASSIREU, 2003; OLIVEIRA, 2008; CERRONE, 2010).

O tratamento dos dados foi conduzido de forma semelhante ao apresentado por Cerrone (2010), com a separação em caixas de 0,5° x 0,5°, descartando informações das caixas onde o número de derivadores foi menor do que dois, e onde o tempo de permanência dos derivadores foi menor do que 5 dias.

A comparação dos campos de intensidade média de corrente para os períodos de primavera/verão (outubro a março) e outono/inverno (abril a setembro) indicam que a posição média e das regiões de maior intensidade da CB foi representada adequadamente pelo modelo (Figura 24 e Figura 25). Em ambas as bases de dados é possível verificar o fluxo principal da CB entre as isóbatas de 200 m e 2000 m, com maiores intensidades médias, de aproximadamente 0,7 m/s, ocorrendo na região entre o Cabo de São Tomé e Cabo Frio. Tanto nos dados de derivadores quanto nos resultados do ROMS, em geral, são verificadas correntes mais intensas no período de primavera/verão.

40



Figura 24: Campo médio de intensidades de correntes superficiais entre os dados do GDP (painel superior) e do ROMS (painel inferior) para o período de primavera/verão. As linhas pretas representam as isóbatas de 200 m e 2000 m



Figura 25: Campo médio de intensidades de correntes superficiais entre os dados do GDP (painel superior) e do ROMS (painel inferior) para o período de outono/inverno. As linhas pretas representam as isóbatas de 200 m e 2000 m

Analisando os campos médios de velocidade obtidos do ROMS para o nível de 50 m de profundidade, é possível observar a CB bem demarcada, fluindo para S/SW ao largo de toda a costa sudeste brasileira (Figura 26). Na porção norte, a CB apresenta velocidades médias baixas, de aproximadamente 0,3 m/s e ao passar pela Cadeia Vitória-Trindade bifurca-se. As maiores velocidades médias da CB, ocorrem na região entre os Cabos de São Tomé e Frio, onde podem atingir médias de até 0,7 m/s. Após passar pela região próxima de Cabo Frio a CB tem sua intensidade diminuída, e flui ao longo do embaiamento de Santos com velocidades médias de aproximadamente 0,4 m/s.

No campo climatológico de velocidades pode ser observada uma feição semelhante à CCST-AS fluindo para E/NE, como indicada por Mattos (2006).



Figura 26: Campo médio de velocidades de corrente em 50 m de profundidade para todo período analisado. O sinal da CCST-AS é destacado pela elipse em laranja.

Os resultados do modelo indicam que este escoamento clássico da CB é formado pela composição de escoamentos instantâneos turbulentos, onde diversos vórtices ciclônicos e anticiclônicos se sobrepõem ao longo do tempo. Um exemplo deste fluxo instantâneo pode ser observado através do campo de velocidade para o dia 9 de janeiro de 1999 (Figura 27).

Neste campo, são observadas algumas estruturas ciclônicas e anticiclônicas, marcadas por núcleos de vorticidade negativa e positiva, respectivamente. Destacandose a presença dos vórtices de Cabo de São Tomé e de Cabo Frio.



Figura 27: Campo de velocidades de corrente em 50 m de profundidade para o dia 9 de janeiro de 1999. As linhas pretas representam as isóbatas de 200 m e 2000 m.

#### 4.1.4 – Transporte de Volume

Os valores de transporte da CB obtidos do modelo foram calculados para que se pudesse fazer uma comparação com valores obtidos da bibliografia. Para o cálculo de transporte de volume foram extraídas seções verticais de correntes, aproximadamente perpendiculares as isóbatas de 200 m e 2000 m, onde o escoamento médio da CB encontra-se confinado. As seções foram retiradas de 1 em 1º de latitude, desde 20º S até 27º S (Figura 28).

Segundo Silveira (2007) a maior parte das informações sobre transporte da CB envolve cálculos geostróficos, que em geral utilizam níveis de referência entre 500 e 600 m, correspondentes à interface aproximada ACAS/AIA na região de estudo. Assim, os cálculos de transporte obtidos do ROMS foram feitos considerando o nível de referência de 600 m para fins comparativos.



Figura 28: Localização das seções verticais escolhidas para o cálculo do transporte médio (linhas vermelhas). As isobatimétricas de 200 m e 2000 m são representadas pelas linhas brancas.

A Tabela 2 apresenta os valores de transporte de volume obtidos do modelo hidrodinâmico, e os transportes mínimos e máximos descritos na literatura, conforme apresentado anteriormente na Tabela 1.

Na maioria dos casos os valores de transporte obtidos do modelo hidrodinâmico estiveram dentro da faixa descrita pela literatura. Ressalta-se que os diferentes métodos empregados para o cálculo de transporte de volume obtidos da literatura, bem como a alta variabilidade existente entre as informações dificultam maiores comparações.

Latitude	Transp. Médio (Sv) ROMS	Transp. Mín. (Sv) Literatura	Transp. Máx. (Sv)* Literatura	
20° S	-0,83±2,28	-1,6 (20,3°S)*		
21° S	-6,80±2,80	-6,7	-9,4	
22° S	-4,35±1,69	-5,1±3,2	-7,1	
23° S	-6,33±3,25	-1,3	-11	
24° S	-7,78±4,96	-7,3	-10,1	
25° S	-8,66±5,45	-7,	3*	
26° S	-9,18±5,43	-	-	
27° S	-9,45±5,11	-11,4 (1	28° S)*	

Tabela 2: Comparação entre os valores de transporte obtidos do ROMS e daliteratura de acordo com Silveira *et al*, (2000) e Silveira (2007).

## 4.3 - Variabilidade Sazonal e Interanual dos Vórtices Ciclônicos

Uma avaliação da variabilidade na geração de feições de meso-escala da CB foi feita através do cálculo da vorticidade relativa média em áreas onde o modelo periodicamente gerou vórtices ciclônicos (Vitória, Cabo de São Tomé e Cabo Frio) com frequência. Essas áreas são as mesmas reportadas na literatura como as principais áreas de geração dessas feições (SILVEIRA, 2007).

A vorticidade relativa foi calculada através da fórmula expressa na equação 9.

$$Vr = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y},\tag{9}$$

Onde Vr é a vorticidade relativa,  $\frac{\partial v}{\partial x}$  representa a variação da componente meridional da velocidade ao longo do eixo zonal, e  $\frac{\partial u}{\partial y}$  a variação da componente zonal da velocidade ao longo do eixo meridional.

As áreas escolhidas possuem 1° x 1° de extensão, o que corresponde a aproximadamente 100 km na região de estudo, sendo compatível com a dimensão destes vórtices (Figura 29). A Tabela 3 apresenta os limites de latitude e longitude das áreas analisadas.



Figura 29: Áreas determinadas para extração da vorticidade na região do Vórtice de Vitória (VV) do Vórtice de São Tomé (VST) e do Vórtice de Cabo Frio.

Área Analisada	Long. Mín.	Long. Máx.	Lat. Mín.	Lat Máx.
V. de Vitória	39,75° W	38,75° W	20,75° S	19,75° S
V. de São Tomé	40,50° W	39,50° W	23,00°S	22,00° S
V. de Cabo Frio	42,75° W	41,75° W	24,75° S	23,75° S

Tabela 3: Limites das áreas consideradas para análise dos vórtices ciclônicos.

As séries temporais de vorticidade relativa extraídas para as três áreas (Figura 30) demonstram que essas feições foram potencialmente geradas ao longo de todo período analisado.

A região do Vórtice de Vitória apresentou maior amplitude de vorticidade relativa, com períodos de vorticidade negativa intercalados a períodos de vorticidade média positiva. Isso indica que há uma alternância entre períodos favoráveis para a formação do Vórtice de Vitória, ou seja, este é intermitente. Como as vorticidades positivas apresentam magnitudes próximas das negativas, há a possibilidade de vórtices anticiclônicos também serem formados na região.

Os vórtices de Cabo de São Tomé e de Cabo Frio tiveram valores de vorticidade próximos, e negativos na maior parte do tempo, indicando uma potencialidade para

formação de vórtices ciclônicos durante quase todo o período analisado, embora com vorticidades negativas menos intensas quando comparadas a região do Vórtice de Vitória.



Figura 30: Série temporal de vorticidade relativa média por área determinada para avaliação dos vórtices de Vitória (painel superior) de São Tomé (painel do meio) e de Cabo Frio (painel inferior).

Através do cálculo das médias mensais de vorticidade pode-se verificar possíveis variabilidades sazonais na formação de vórtices ciclônicos nas três áreas (Figura 31 a Figura 33).

A região do Vórtice de Vitória apresenta uma sazonalidade bem marcada nas médias de vorticidade. Observam-se mínimos no período de verão e outono, indicando que este período seria mais propenso a formação do Vórtice de Vitória. No inverno e na primavera as médias de vorticidade foram mais elevadas, sendo inclusive positivas nos meses de junho e agosto. Esses resultados são próximos aos obtidos por Costa (2007) em análise de campos climatológicos de massa e velocidade geostrófica para a área do

vórtice. Em Costa (2007), foi observada a assinatura climatológica do vórtice nos meses de fevereiro, março e abril, e concluiu que uma feição recorrente no embaiamento de Tubarão com modulação de formação no final do verão e início do outono. Embora haja uma sazonalidade bem marcada para o Vórtice de Vitória, a análise da série temporal de vorticidade indica que este vórtice pode ser gerado ao longo de todo o ano, como indicado por Pimentel (2012) em análise de resultados de simulação numérica, entretanto, a autora verificou uma predominância de ocorrência entre outubro e março.

Para a região dos vórtices de Cabo de São Tomé e de Cabo Frio não foi verificada uma variabilidade sazonal tão expressiva, porém, as médias de vorticidade com sinal mais negativo ocorreram durante o inverno e a primavera.



Figura 31: Médias mensais de vorticidade relativa para a região do Vórtice de Vitória. As barras verticais representam o desvio padrão.



Figura 32: Médias mensais de vorticidade relativa para a região do Vórtice de Cabo de São Tomé. As barras verticais representam o desvio padrão.



Figura 33: Médias mensais de vorticidade relativa para a região do Vórtice de Cabo Frio. As barras verticais representam o desvio padrão.

Para avaliar a variabilidade interanual na geração dos vórtices, foi calculada a média anual da vorticidade, entre os anos de 1997 e 2004, para cada uma das áreas definidas.

A variabilidade interanual da vorticidade relativa apresentou padrão semelhante nas três áreas definidas (Figura 34 a Figura 36). A variação mais expressiva seguiu o comportamento verificado na energia cinética, com picos de vorticidade negativa no período que vai de 2001 a 2003. Esse aumento nas magnitudes de vorticidade negativa era esperado, uma vez que maiores velocidades associadas à CB gerariam maior atrito no contorno, aumentando a tendência a giros ciclônicos da CB.

Embora tenha sido discutida uma possível influência do El Niño em relação ao aumento da energia cinética, o que também poderia influenciar a vorticidade relativa, deve ser ressaltado que não foram feitas análises a respeito, e que tanto o aumento da energia cinética, quanto a diminuição da vorticidade podem ser decorrentes de outras causas.



Figura 34: Médias anuais de vorticidade relativa para a região do Vórtice do Cabo de São Tomé. As barras verticais representam o desvio padrão.



Figura 35: Médias anuais de vorticidade relativa para a região do Vórtice do Cabo de São Tomé. As barras verticais representam o desvio padrão.



Figura 36: Médias anuais de vorticidade relativa para a região do Vórtice de Cabo Frio. As barras verticais representam o desvio padrão.

#### 5 – Conclusões

O presente estudo consistiu no desenvolvimento de uma simulação numérica oceânica para a região da costa sudeste brasileira. O modelo ROMS foi utilizado em uma modelagem forçada pelos campos atmosféricos obtidos da Reanálise II do NCEP, e utilizando os resultados globais do ECCO como condições iniciais e de contorno.

O modelo foi integrado para um período de 10,5 anos, com 1,5 anos iniciais descartados como período de *spin-up*.

As comparações realizadas demonstraram que o modelo representou de forma satisfatória a circulação superficial e sua variabilidade sazonal. Os campos médios superficiais de temperatura, salinidade, altura da superfície do mar, correntes superficiais e transporte de volume, apresentaram valores condizentes com os campos climatológicos oriundos de observações, e com os padrões descritos na literatura.

A estrutura vertical de massas d'água e de correntes não foi reproduzida adequadamente pelo modelo, sendo verificada ao longo do tempo, uma deriva nos valores de temperatura e salinidade em profundidade, comprometendo a circulação intermediária.

Essas informações indicam alguns aspectos de grande relevância para desenvolvimento de modelagens hidrodinâmicas estáveis, e de longo período na região:

- Os campos atmosféricos da Reanálise II do NCEP impostos como condição de contorno de superfície, embora tenham baixa resolução espacial, foram capazes de forçar uma circulação superficial estável, mantendo a conservação de traçadores por um longo período, inserindo variações de alta frequência ao modelo hidrodinâmico.
- Os fluxos de maior escala impostos nos contornos, oriundos dos resultados do ECCO também podem ser considerados adequados já que a formação da CB se dá na região da fronteira norte do domínio, e esta corrente foi bem representada pelo modelo em superfície.
- A opção por inserir informações de fluxos de *momentum* e traçadores apenas nos contornos abertos, através da condição de contorno mista (radiacional + relaxação newtoniana), sem nenhuma restrição para climatologia, ou resultados do ECCO no interior do domínio, parece ter sido uma escolha equivocada. Uma possível solução para este problema seria o uso de relaxação para os campos de temperatura e salinidade do

ECCO, nas três dimensões da grade hidrodinâmica do ROMS, ou o uso de relaxação para estes mesmos dados em uma região próxima ao contorno, como sugerido por Marchesiello *et al.* (2001) para evitar derivas destes parâmetros ao longo do tempo.

As análises das séries de vorticidade relativa integrada para as principais áreas de geração de vórtices ciclônicos da CB indica que estes podem ocorrer ao longo de todo o ano, principalmente no caso dos Vórtices do Cabo de São Tomé e de Cabo Frio, onde a vorticidade média integrada nas suas respectivas áreas foi negativa em todos os meses analisados. Variações sazonais na vorticidade média foram mais expressivas para o Vórtice de Vitória, que apresentou maior potencial de ocorrência de vórtices no período de verão/outono.

A variabilidade interanual do potencial de geração de vórtices também foi inferida através do cálculo de médias anuais de vorticidade potencial. Para os três vórtices, a variação interanual ficou marcada por um pico de vorticidade negativa verificado no ano de 2002. Esse pico coincide com um aumento expressivo na energia cinética do modelo observado no mesmo período. A esta perturbação, foi especulada a possibilidade de influência do fenômeno El Niño, entretanto, deve-se levar em consideração que estas oscilações na energia cinética também podem ser fruto de outras causas ou até mesmo de erros na modelagem.

A ocorrência de vorticidades potenciais médias (mensais e anuais) próximas à zero, ou positivas para o Vórtice de Vitória em alguns meses e anos, indicam uma intermitência do processo de geração deste, e sugere inclusive a possibilidade de geração de feições anticiclônicas na região.

A modelagem hidrodinâmica desenvolvida no estudo demonstra que este tipo de abordagem é extremamente útil para o entendimento da circulação oceânica na costa sudeste brasileira. Uma grande quantidade de informações em alta resolução espacial e temporal foi gerada, possibilitando a realização de análises únicas para o período simulado.

Mesmo tendo apresentado erros e incertezas, a modelagem hidrodinâmica e as análises desenvolvidas a partir de seus resultados representam um grande passo para a elaboração de uma modelagem mais consistente, que possa ser usada como base para sistemas de assimilação de dados, e contribuir de forma mais efetiva para o entendimento da circulação oceânica da região.

54

#### 6 – Referências Bibliográficas

AMANTE, C. & B. W. EAKINS, ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, 19 pp, March 2009.

ASSAD, L. P. F. 2006. Influência do Campo de Vento Anômalo Tipo ENSO na Dinâmica do Atlântico Sul. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 222 pp.

ASSIREU, A.T., STEVENSON, M.R., STECH, J.L., 2003, Surface circulation and kinetic energy in the SW Atlantic obtained by drifters", Continental Shelf Research, v. 23, pp. 145 -157.

AZUL, 2013. Disponível em: http://www.projetoazul.eco.br > Acesso em dezembro de 2013.

BLAYO, E., & L. DEBREU, 2005: Revisiting open boundary conditions from the point of view of characteristic variables. Ocean Modell.,9,231–252.

BRYAN, F. O. & SMITH, R. D. (1998). Modelling the North Atlantic Circulation: From eddy-permitting to eddy-resolving. International WOCE Newsletter,  $33:12^{\perp}$  14.

CALADO, L.; Dinâmica da interação da atividade de meso-escala da Corrente do Brasil com o fenômeno da ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, RJ. Tese de doutorado – Instituto Oceanográfico, USP. 2006. 159 p

CALIL ELIAS, L. M. 2009. Variabilidade Interanual da Ressurgência de Cabo Frio -RJ. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 110 pp.

CAMPOS, E. J. D., J. E. GONÇALVES & Y. IKEDA, 1995. Water Mass Structure and Geostrophic Circulation in the South Brazil Bight – Summer of 1991. J. Geophys. Res., 100(C9), 18537-18550.

CERRONE, B. N. Estatísticas da Circulação do Oceano Atlântico Sudoeste a partir de Dados Lagrangeanos. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 48 p. 2010.

CHAPMAN, D. C., 1985: Numerical treatment of cross-shelf open boundaries in a barotropic coastal ocean model, J. Phys. Oceanogr., 15, 1060--1075.

CIRANO, M., MATA,M.M., CAMPOS, E.J.D., DEIRO, N.F.R, 2006. A Circulação Oceânica de Larga-Escala na Regiao Oeste do Atlântico Sul com Base no Modelo de Circulação Global OCCAM. Rev. Brasileira de geofísica, 24(2): 209-230, 2006.

COSTA, T.P. 2007. Existe um Vórtice de Vitória Climatológico? Monografia (Bacharelado em Oceanografia). Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, SP. 76p.

DHN, 1969: II Comissão Oceanográfica: NE "Almirante Saldanha" de 15/02 a 28/02/1957. Rel. DHN-DG 20(II), p.1-11.

ECCO, 2012. Disponível em: < http://www.ecco-group.org/model.htm > Acesso em julho de 2012.

FAIRALL, C.W., E.F. BRADLEY, D.P. ROGERS, J.B. EDSON and G.S. YOUNG, 1996: Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment, J. Geophys. Res., 101, 3747-3764.

FLATHER, R.A., 1976. A tidal model of the North-West European continental shelf. M'em. Soc. R. Soc. Li`ege 9, 141–164.

FRAGOSO, M. R., 2004. Um Modelo Numérico da Circulação Oceânica para as Bacias Leste e Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE. 173p. GODOI, S.S., 2005: Dinâmica Quase-Geostrófica do Sistema Corrente do Brasil no Embaiamento de São Paulo (23,5° - 27° S). Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. Instituto Oceanográfico. 157p.

GRIFFIES, S. M., 2004: Fundamentals of Ocean Climate Models, Princeton, NJ: Princeton University Press, 518 pp.

HAIDVOGEL, D. B., H. G. ARANGO, K. HEDSTRON, A. BECKMAN, P. MALANOTTE-RIZZOLI, and A. F. SCHEPETK (2000), Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: Simulations in nonlinear terrain-following coordinates, Dyn. Atmos. Oceans, 32, 239-281.

HAIDVOGEL, D. B., H. ARANGO, W. P. BUDGELL, B. D. CORNUELLE, E. CURCHISTER, E. DI LORENZO, K. FENNEL, W. R. GEYER, A. J. HERMANN, L. LANEROLLE, J. LEVIN, J. C. McWILLIANS, A. J. MILLER, A. M. MOORE, T. M. POWELL, A. F. SHCHEPETKIN, C. R. SHERWOOD, R. P. SIGNELL, J. C. WARNER, and J. WILKIN, 2008. Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and skill assessment of the Regional Ocean Modeling System. Journal of Computational Physics, 227, 3595-3624.

HAIDVOGEL, D. B., A. BECKMAN, 1999. Numerical Ocean Circulation Modeling, Imperial College Press, London, 1999, 318 pp.

HANEY, R. L., 1991. On the pressure gradient force over steep topography in sigma coordinate ocean models. J. Phys. Oceanogr., 21, pp. 610-619.

KANAMITSU, M., EBISUKASI, W., WOOLLEN, J., YANG, S., HNILLO, J. J., FIORINO, M., POTTER, G. L, 2002. An Updated NCEP-NCAR Reanalysis, Covering 1979-Present, Features Newer Physics and Observed Soil Moisture Forcing and Also Eliminates Several Previous Errors. Bulletin of the American Meteorological Society, v. 82, pp. 1631-1643, 2002.

KARA, A.B., C.N. BARRON, P.J. MARTIN, R.C. RHODES, & L.F. SMEDSTAD, 2006: Validation of interannual simulations from the 1/8° global Navy Coastal Ocean Model. Ocean Model., 11 (3-4), 376-398.

LARGE, W. G., J. C. McWILLIANS, and S. C. DONEY, 1994: Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. Rev. Geophys., 32, 363-403.

LIU, W.T., K.B. KATSAROS, and J.A. BUSINGER, 1979: Bulk parameterization of the air-sea exchange of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface, J. Atmos. Sci., 36, 1722-1735.

LOCARNINI, R. A., A. V. MISHONOV, J. I. ANTONOV, T. P. BOYER, H. E. GARCIA, O. K. BARANOVA, M. M. ZWENG, C. R. PAVER, J. R. REAGAN, D. R. JOHNSON, M. HAMILTON, and D. SEIDOV, 2013. World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature. S. LEVITUS, Ed., A. MISHONOV Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 73, 40 pp.

MARSALEIX, P., AUCLAIR, F., & ESTOURNEL, C.: Considerations on open boundary conditions for regional and coastal ocean models, J. Atmos. Oceanic Technol., 23, 1604–1613, 2006.

MARCHESIELLO, P., J. C. MCWILLIAMS, and A. SHCHEPETKIN, 2001: Open boundary conditions for long-term integration of re-gional oceanic models.Ocean Modell.,3,1–20.

MARCHESIELLO, P., J.C. MCWILLIANS, and A. SHCHEPETKIN, 2003: Equilibrium structure and dynamics of the California Current System, J. Phys. Oceanogr., 33, 753-783.

MASCARENHAS, A. S., L. B. MIRANDA, & N. J. ROCK, 1971: A study of oceanographic con ditions in the region of Cabo Frio. Costlow J. D., 1, 285:308.

MASON, E., J. MOLEMAKER, F. COLAS, A. F. SHCHPETKIN, J. C. MCWILLIAMS, & P. SANGRÀ, 2010. Procedures for offline grid nesting in regional ocean models, Ocean Modell., 35(1–2), 1–15, doi:10.1016/j.ocemod. 2010.05.007.

MATTOS, R. A., 2006, Feições de meso e grande escalas da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro, Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 126 pp.

MCPHADEN, M. J., 2004: Evolution of the 2002/03 el niño. Bull. Amer. Meteor. Soc., 85, 677–695.

MELLO, G. A., R. D. FLOOD, T. H. ORSI, & A. LOWRIE, 1992: Southern brazil basin: sedi-mentary processes and features and implications for continental-rise evolution. In Geologic evolution of Atlantic continental rises, C. W. Poag and P. C. Graciansky (editors). Van Nostrand Reinhold, New York, 189–213.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T., 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. Rev. Geophys. Space Phys., 20, 851-875.

MOORE, A.M., H.G. ARANGO, G. BROQUET, B.S. POWELL, J. ZAVALA-GARAY, & A.T. WEAVER, 2011: The Regional Ocean Modeling System (ROMS) 4dimensional variational data assimilation systems, Part I: Formulation and Overview, Prog. Oceanogr., 91, 34-49, doi:10.1016/j.pocean.2011.05.004.

MOORE, A.M., H.G. ARANGO, A.J. MILLER, B.D. CORNUELLE, E. DI LORENZO & D.J. NEILSON, 2004: A Comprehensive Ocean Prediction and Analysis System Based on the Tangent Linear and Adjoint Components of a Regional Ocean Model.Ocean Modelling, 7, 227-258.

MOTOKI, A., MOTOKI., K. F., MELO, D. P., 2012: CARACTERIZAÇÃO DA MORFOLOGIA SUBMARINA DA CADEIA VITÓRIA-TRINDADE E ÁREAS ADJACENTES-ES, COM BASE NA BATIMETRIA PREDITA DO TOPO VERSÃO 14.1. Revista Brasileira de Geomorfologia, v.13, n.2, (Abr-Jun) p.151-170, 2012. OLIVEIRA, L.R., 2008, Energética do Atântico Sudoeste a Partir de Observações Lagrangeanas e de Simulações do Parallel Ocean Climate Model, Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, RS.

ORLANSKI, I. (1976). A simple boundary condition for unbounded hyperbolic ows. J. Comput. Phys.,  $21:251^{\perp}$  269.

PENVEN, P., DEBREU, L., MARCHESIELLO, P., & MCWILLIAMS, J. C. (2006). Evaluation and application of the ROMS 1-way embedding procedure to the central California upwelling system. Ocean Modell.,  $12(1-2):157^{\perp}$  187.

PELIZ, A., J. DUBERTt, D. B. HAIDVOGEL, 2003: Subinertial Response of a Density-Driven Eastern Boundary Poleward Current to Wind Forcing, J. Phys. Oceanogr., 33, 1633-1650.

PETERSON, R.G. & L. STRAMMA, 1991: Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. Progress in Oceanography, 26, pp. 1-73.

PIMENTEL, F. P. 2012. A Corrente do Brasil e a Corrente de Contorno Intermediária na Região da Cadeia Vitória-Trindade. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 89 p.

REZENDE, L. F. SILVA, P. A. CIRANO, M. PELIZ, A. DUBERT, J. 2011. Mean Circulation, Seazonal Cycle, and Eddy Interactions in the Eastern Brazilian Margin, a Nested ROMS Model. Journal of Coastal Research, Vol. 27, pp. 329-347.

RODRIGUES, R. R., ROTHSTEIN, L. M., WIMBUSH, M., 2007. Seasonal variability of the South Equatorial Current bifurcation in the Atlantic Ocean: A numerical study. J. Phys. Oceanogr. 37, 16. 30 pp.

SSALTO/DUACS USER HANDBOOK, 2013. (M)SLA and (M)ADT Near-Real Time and Delayed Time Products, Edition 3.6, August, 2013.
SCHEPETKIN, A. F., and J. C. McWILLIANS (1998), Quasi-monotone advection schemes based on explicit locally adaptive dissipation, Monthly Weather Review, 126, 1541-1580.

SHCHEPETKIN, A. F., and J. C. McWILLIANS (2003), A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate, J. Geophys. Res., 108(C3), 3090, doi:10.1029/2001JC001047.

SHCHEPETKIN, A. F., and J. C. McWILLIANS (2005), The Regional Ocean Modeling System: A split-explicit, free-surface, topography following coordinates ocean model, Ocean Modelling, 9, 347-404.

SCHIMID, C., H. SCHÄFER, G. PODESTÁ & W. ZENK, 1995. "The Vitória Eddy and Its Relation to the Brazil Current." Journal of Physical Oceanography, 25: pp. 2532-2546.

SILVEIRA, I. C. A., A. C. K. SCHIMIDT, E. J. D. CAMPOS, S. S. GODOI, & Y. IKEDA, 2000: A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. R. bras. Oceanogr., 48(2), 171–183.

SILVEIRA, I. C., 2007: O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ - Tese de Livre Docência - Universidade de São Paulo - SP.

SMITH, R. D., M. E. MALTRUD, F. O. BRYAN, & M. W. HECHT (2000), Numerical simulation of the North Atlantic Ocean at 1/10°, J. Phys. Oceanogr., 30(7), 1532– 1561, doi:10.1175/1520-0485(2000)030<1532:NSOTNA>2.0.CO;2

SONG, Y. & D. B. HAIDVOGEL, 1994: A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. J. Comp. Phys., 115(1), 228-244.

SOUTELINO, R. G. 2008. A Origem da Corrrente do Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, 95 pp. SOUZA, R. B. & ROBINSON, I. S., 2004, "Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current". Continental Shelf Researchvol. 24 (2) pp. 241-262.

STRAMMA, L. & M. ENGLAND, 1999: On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. J. Geophys. Res., 104(C9), 20.863–20.883.

SYBRANDY, A. L., NIILER, P.P., 1992, WOCE/TOGA Lagrangian Drifter Construction manual.

TORRES Jr., A.R., 1995. Resposta da ressurgência costeira de Cabo Frio a forçantes locais. Dissertação de Mestrado, COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 143 pp.

UMLAUF, L., H. BUCHARD, 2003: A generic length-scale equation for geophysical turbulence models. J. MArine Res., 61, 235-265.

VIANNA, M.L. & MENEZES V. V., 2005 Circulação Oceânica: Monitoramento por meio de Altimetria de Satélite. Em: de Souza R.B. (Org.). Oceanografia por Satélite. Oficina de Textos, São Paulo, SP.

VOLKOV D. L., G. LARNICOL, and J. DORANDEU. (2007). Improving the quality of satellite altimetry data over continental shelves, J. Geophys. Res., 112, (C06020).

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

ZWENG, M.M, J.R. REAGAN, J.I. ANTONOV, R.A. LOCARNINI, A.V. MISHONOV, T.P. BOYER, H.E. GARCIA, O.K. BARANOVA, D.R. JOHNSON, D. SEIDOV, M.M. BIDDLE, 2013. World Ocean Atlas 2013, Volume 2: Salinity. S. LEVITUS, Ed., A. MISHONOV Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 74, 39 pp.

62