

UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO TECNOLÓGICO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL

FERNANDO TÚLIO CAMILO BARRETO

**ESTUDO DA RESPOSTA DO CAMPO DE ESCOAMENTO À
VARIAÇÃO DA VELOCIDADE DAS CORRENTES DE CONTORNO
OESTE NO EMBAIAMENTO DE TUBARÃO-ES**

VITÓRIA - ES

2014

FERNANDO TÚLIO CAMILO BARRETO

**ESTUDO DA RESPOSTA DO CAMPO DE ESCOAMENTO À
VARIAÇÃO DA VELOCIDADE DAS CORRENTES DE CONTORNO
OESTE NO EMBAIAMENTO DE TUBARÃO-ES**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental do Centro Tecnológico da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre em Engenharia Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Julio Tomás Aquije Chacaltana.

VITÓRIA - ES

2014

FOLHA DE ASSINATURAS (Pegar com a Rose após a sua verificação)

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação (CIP)
(Biblioteca Central da Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

B273e Barreto, Fernando Túlio Camilo, 1990-
Estudo da resposta do campo de escoamento à variação da
velocidade das correntes de contorno oeste no embaiamento de
Tubarão-ES / Fernando Túlio Camilo Barreto. – 2014.
87 f. : il.

Orientador: Julio Tomás Aquije Chacaltana.
Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) –
Universidade Federal do Espírito Santo, Centro Tecnológico.

1. Modelagem computacional. 2. Corrente do Brasil. 3.
Corrente de contorno intermediária. 4. Delft3D. I. Chacaltana,
Julio Tomás Aquije. II. Universidade Federal do Espírito Santo.
Centro Tecnológico. III. Título.

CDU: 628

***"É simplesmente impossível
construir tamanho ou força muscular
executando apenas o que você já é
capaz de realizar facilmente;
constantemente, você deverá tentar o
momentaneamente impossível"***

Autor desconhecido

AGRADECIMENTOS

Primeiramente à Deus por ter me dado a vida, e com isso a possibilidade de realizar e viver coisas fantásticas.

À minha família por sempre me apoiar e me dar a liberdade para fazer as minhas escolhas.

Ao professor e amigo Julio Tomás Aquije Chacaltana pela confiança depositada em mim, e por ser um exemplo de justiça e honestidade.

Aos professores Valdir Innocentini e Edmilson Teixeira por terem aceitado participar de uma parte essencial para a realização desse trabalho, a defesa.

À todos os amigos que de algum jeito ajudaram na realização desse trabalho, seja nos estudos ou nas conversas, brincadeiras, brigas, e zueras.

RESUMO

O cisalhamento resultante da interação entre a Corrente do Brasil (CB) e a Corrente de Contorno Intermediária (CCI) é um dos principais fatores responsáveis por importantes feições encontradas ao largo da costa do Espírito Santo-Brasil, como vórtices e meandramentos. Apesar disso, existem poucos estudos mostrando a influência do sistema CB/CCI na dinâmica de mesoescala dessa região, que é de importância crucial para o país devido ao seu potencial petrolífero. Assim, neste trabalho foram realizados experimentos de sensibilidade através do modelo Delft3D, onde foram variadas as velocidades da CB e da CCI, com o intuito de se estudar o campo de escoamento resultante dessa variação, e com isso ajudar na compreensão da dinâmica de mesoescala da região oceânica adjacente ao ES. Para isso foram analisados seções verticais de velocidade, a intrusão de água fria de regiões mais profundas sobre a plataforma, o Vórtice de Tubarão (VT) e o Vórtice Ciclônico de Tubarão (VCT). Os resultados mostraram que a variação da velocidade das correntes induziu uma modificação da extensão vertical dessas e uma translação longitudinal de seus núcleos, sendo isto responsável pela variação da intrusão de uma água mais fria sobre a plataforma continental observada nos experimentos. Em relação aos vórtices, foi encontrado uma dominância da dinâmica do Vórtice de Tubarão pela CB, enquanto modificações da velocidade tanto da CB quanto da CCI induziram significativas modificações no Vórtice Ciclônico de Tubarão. Esta diferença entre o VT e o VCT está provavelmente relacionada às diferenças na extensão vertical dos dois vórtices. Enquanto foi identificado o sinal do VT apenas na CB, o do VCT foi identificado na CB e na CCI. No final do trabalho concluiu-se que as variações da velocidade não foram capazes de modificar o cenário de mesoescala na região, como ocorreu em Soutelino *et al.* (2013) para os seus experimentos de sensibilidade.

Palavras-chave: modelagem computacional, Delft3D, mesoescala, vórtice, Corrente do Brasil, Corrente de Contorno Intermediária.

ABSTRACT

The shear resulting from the interaction between the Brazil Current (BC) and North Brazil Under Current (NBUC) is one of the main factors responsible for important features found off the coast of the Espírito Santo (ES)-Brazil, as eddies and meandering. Nevertheless, there are few studies showing the influence of BC/NBUC system in mesoscale dynamics of this region, which is of crucial importance to the country due to its oil potential. In this work sensitivity experiments were performed using the Delft3D model, which were varied the speed of the CB and NBUC, in order to study the flow field response to this variation, and thus contribute in understanding the mesoscale dynamics of ES adjacent oceanic region. For this, velocity cross-sections, the intrusion of cold water, the Tubarão Eddy (TE), and the Cyclonic Tubarão Eddy (CTE), were analyzed. The results showed that the variation of the current velocity induced a change in the vertical extension of the currents and a longitudinal translation of their cores, this being responsible for the variation of the cold water intrusion on the shelf observed in the experiments. Regarding the eddies, was found a dominance in the TE dynamics by the BC, while changes in the speed of both the CB as the NBUC induced significant changes in CTE. This difference between TE and CTE are probably related to differences in the vertical extension of the two vortices. While the sign of TE was identified only in the BC, the CTE was identified in BC and NBUC. At the end of the work it was concluded that the variations of the current velocity were not able to modify the mesoscale scenario in the region, as occurred in Soutelino *et al.* (2013) for their sensitivity experiments.

Keywords: Computational Modelling, Delft3D, mesoscale, eddy, Brazil Current, North Brazil Under Current.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Síntese do escoamento do sistema de correntes de contorno oeste ao longo da margem continental brasileira, de acordo com padrões esquemáticos de Stramma & England (1999). SNB = Subcorrente Norte de Brasil, CNB = Corrente Norte do Brasil, CCI = Corrente de Contorno Intermediária, CSE = Corrente Sul Equatorial. Fonte: Soutelino, 2008.20
- Figura 2 - Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste ao nível de 800 m, mostrando a bifurcação da Água Antártica Intermediária (AIA) em torno de 28° S, sendo o ramo sul incorporado à CB, com o norte formando a CCI. A partir dessa região a CB passa a ser uma corrente profunda, podendo apresentar uma extensão vertical de cerca de 1200. Fonte: Silveira *et al.* (2000).20
- Figura 3 - Seção zonal da velocidade meridional em 21° S de latitude representando o sistema CB/CCI ao largo do sudeste brasileiro. Observa-se a CB na porção superior e a CCI na porção inferior do sistema. Com base em resultados de uma simulação numérica da circulação oceânica da costa sudeste brasileira feita com o modelo Princeton Ocean Model (POM) (resolução de 10 km) por um grupo de pesquisas da COOPE. Fonte: Lima, 2011.21
- Figura 4 - Diagram T-S espalhado de radiais oceanográficas em 19° S (círculos) e ao largo de Cabo Frio (cruzes). Temperatura em °C e salinidade em ups. Fonte: Evans *et al.* (1983).24
- Figura 5 - Malha vertical segundo o modelo σ . Fonte: Gerritsen, 2007.36
- Figura 6 - Malha vertical segundo o modelo Z. Fonte: Gerritsen, 2007.36
- Figura 7 - Mapa batimétrico da área de estudo localizada na Margem Continental Leste Brasileira, destacando as principais feições topográficas. Construído a partir de dados batimétricos fornecidos pela Diretoria de Hidrografia e Navegação – DHN da Marinha do Brasil. Modificado de Passos (2011).42
- Figura 8 - Malha dos domínios L2 e L3 aninhados. Os contornos abertos estão delimitados em vermelho.....44
- Figura 9 - Seção vertical da velocidade meridional (cm/s) para profundidade inferior a 1000 m, na latitude 21° S para o dia 06/09/2009. Os valores em azul correspondem às velocidades em direção ao sul, e em vermelho às velocidades em direção ao norte.49

Figura 10 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, profundidade de 150 m.	50
Figura 11 - Anomalia de elevação da superfície do mar com velocidades geostróficas disponibilizadas pela AVISO (http://www.aviso.oceanobs.com/). As cores representam a elevação da superfície do mar. Fonte: Costa <i>et al.</i> , 2013.....	50
Figura 12 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, na profundidade de 800 m. A escala foi definida de modo a evidenciar a recirculação.	51
Figura 13 - Trajetória do perfilador Argo (linha azul) ao se aproximar do Embaiamento de Tubarão, realizando 4 voltas ciclônicas. A linha vermelha representa a trajetória de um derivador de superfície no final de janeiro de 2010. As bolas pretas indicam o início da trajetória do perfilador Argo e do derivador. A escala de cor indica a anomalia de elevação da superfície do mar à época da passagem do derivador de superfície e as setas são vetores de velocidade geostrófica calculados a partir da anomalia de elevação. Fonte: Costa <i>et al.</i> , 2013.	52
Figura 14 - Perfis verticais de temperatura comparando os dados do projeto PIRATA (em vermelho) e os resultados do modelo numérico (em azul) para os dias 11 (a), 14 (b), 17 (c) e 20 (d) de dezembro de 2012. Coordenadas 19° S e 34° W...	53
Figura 15 - Série temporal de salinidade comparando os resultados do modelo numérico (em azul) e os dados do projeto PIRATA (em vermelho), para as profundidades de 10 m (a), 60 m (b) e 120 m (c) para o ano de 2012. Coordenada 19° S e 34° W.....	54
Figura 16 - Série temporal de temperatura comparando os resultados do modelo numérico (em azul) e os dados do projeto PIRATA (em vermelho), para as profundidades de 10 m (a), 100 m (b) e 500 m (c) para o ano de 2012. Coordenada 19° S e 34° W.....	54
Figura 17 - Seção transversal à linha de costa da velocidade (cm/s) para profundidade inferior a 1000 m, na latitude 20,44° S, para o dia 10/09/2009. Experimento padrão. Os valores em azul correspondem às velocidades em direção ao sul, e em vermelho às velocidades em direção ao norte.....	56
Figura 18 - Seção transversal à linha de costa da velocidade (cm/s) para profundidade inferior a 1000 m, na latitude 20,44° S, para o dia 10/09/2009. Experimento CBAC.	57
Figura 19 - Seção transversal à linha de costa da velocidade (cm/s) para profundidade inferior a 1000 m, na latitude 20,44° S, para o dia 10/09/2009.	

Experimento CBDES.....	57
Figura 20 - Seção transversal à linha de costa da velocidade (cm/s) para profundidade inferior a 1000 m, na latitude 20,44° S, para o dia 10/09/2009.	
Experimento CCIAC.....	58
Figura 21 - Seção transversal à linha de costa da velocidade (cm/s) para profundidade inferior a 1000 m, na latitude 20,44° S, para o dia 10/09/2009.	
Experimento CCIDES.....	58
Figura 22 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 150 m. Experimento padrão	61
Figura 23 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 600 m. Experimento padrão. Nesta profundidade não foi possível observar o sinal do VT. Experimento Padrão.....	61
Figura 24 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, 00:00 h, em torno da profundidade de 150 m. Experimento CBAC.....	62
Figura 25 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 150 m. Experimento CBDES.	63
Figura 26 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 150 m. Experimento CCIAC.	63
Figura 27 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 150 m. Experimento CCIDES.	64
Figura 28 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, 00:00 h, , na profundidade de 250 m. Experimento CBAC.....	66
Figura 29 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 100 m. Experimento CBDES.	66
Figura 30 - Seção vertical da temperatura (°C) para profundidade inferior a 200 m, na latitude 20.44° S, para o dia 10/09/2009. Experimento padrão.	67
Figura 31 - Seção vertical da temperatura (°C) para profundidade inferior a 200 m, na latitude 20.44° S, para o dia 10/09/2009. Experimento CBAC.	68
Figura 32 - Seção vertical da temperatura (°C) para profundidade inferior a 200 m, na latitude 20.44° S, para o dia 10/09/2009. Experimento CBDES.	68
Figura 33 - Seção vertical da temperatura (°C) para profundidade inferior a 200 m, na latitude 20.44° S, para o dia 10/09/2009. Experimento CCIAC.	69
Figura 34 - Seção vertical da temperatura (°C) para profundidade inferior a 200 m, na latitude 20.44° S, para o dia 10/09/2009. Experimento CCIDES.....	69

Figura 35 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 14/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 150 m. Experimento padrão.	73
Figura 36 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 14/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 800 m. Experimento padrão.	74
Figura 37 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 14/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 150 m. Experimento CBAC.....	74
Figura 38 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 14/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 150 m. Experimento CBDES.	75
Figura 39 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 14/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 150 m. Experimento CCIAC.	75
Figura 40 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 14/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 150 m. Experimento CCIDES.	76

LISTA DE ACRÔNIMOS

ES - Espírito Santo
CB - Corrente do Brasil
CCI - Corrente de Contorno Intermediária
ET - Embaiamento de Tubarão
ZEE - Zona Econômica Exclusiva
CVT - Cadeia Vitória-Trindade
ACAS - Água Central do Atlântico Sul
BN - Banco Besnard
AT - Água Tropical
VT - Vórtice de Tubarão
VCT - Vórtice Ciclônico de Tubarão
VV - Vórtice de Vitória
VA - Vórtice de Abrolhos
RIET - Recirculação Intermediária do Embaiamento de Tubarão
AIA - Água Intermediária Antártica
SNB - Subcorrente do Norte do Brasil
CSE - Corrente Sul Equatorial
BiSEC - Bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial
CNB - Corrente Norte do Brasil
ACS - Água Circumpolar Superior
APAN - Água Profunda do Atlântico Norte
AC - Água Circumpolar
CBAC - Experimento Corrente do Brasil acelerada
CBDES - Experimento Corrente do Brasil desacelerada
CCIAC - Experimento Corrente de Contorno Intermediária acelerada
CCIDES - Experimento Corrente de Contorno Intermediária desacelerada

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
2	OBJETIVOS	17
2.1	OBJETIVO GERAL	17
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	17
3	FUNDAMENTOS.....	18
3.1	SISTEMA CORRENTE DO BRASIL/CORRENTE de contorno INTERMEDIÁRIA.....	18
3.1.1	Formação das correntes do sistema CB/CCI	18
3.1.2	Velocidades das correntes do sistema CB/CCI	21
3.2	MASSAS DE ÁGUA	23
3.2.1	Água Tropical	24
3.2.2	Água Central do Atlântico Sul	25
3.2.3	Água Intermidiária Antártica	25
3.2.4	Água Circumpolar Superior	26
3.2.5	Água Profunda do Atlântico Norte	26
3.3	INTERAÇÃO CB/CCI	26
4	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	28
5	METODOLOGIA.....	34
5.1	MODELO DELFT3D.....	34
5.1.1	Aplicação	34
5.1.2	Processos Físicos	34
5.1.3	Malha Computacional	35
5.1.4	Modelo Matemático	36
5.1.5	Modelo de Turbulência	38
5.1.6	Tipos de Condições de Contorno	39
5.1.7	Método Numérico	40
5.2	ÁREA DE ESTUDO.....	41
5.3	IMPLEMENTAÇÃO DO DELFT3D PARA A REGIÃO DE ESTUDO	42
5.4	EXPERIMENTOS DE SENSIBILIDADE.....	46
6	RESULTADOS E DISCUSSÕES	48
6.1	VALIDAÇÃO DO MODELO DELFT3D	48

6.1.1	Parte 1: Avaliação qualitativa da circulação	48
6.1.2	Parte 2: Avaliação quantitativa da salinidade e temperatura	52
6.2	MODIFICAÇÃO DA ESTRUTURA DO CAMPO VERTICAL DE VELOCIDADES DO SISTEMA CB/CCI	55
6.3	VÓRTICE DE TUBARÃO	60
6.4	ANÁLISE DA VARIAÇÃO DA INTRUSÃO DE ÁGUA FRIA SOBRE A PLATAFORMA CONTINENTAL NA LATITUDE 20,44° S	67
6.5	VÓRTICE CICLÔNICO DE TUBARÃO	70
6.6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	76
7	CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES	78
7.1	CONCLUSÃO	78
7.2	RECOMENDAÇÕES	79
8	REFERÊNCIAS	81

1 INTRODUÇÃO

A hidrodinâmica marinha é controlada pelas mais diversas forçantes físicas que atuam sobre o oceano, como a interação oceano-atmosfera, ondas, marés e vento. Segundo Cushman-Roisin (1994), esta circulação pode ser dividida em dois modos principais: o modo barotrópico, que corresponde à circulação tridimensional do oceano para um campo de massa específica constante ao longo da profundidade, e o modo baroclínico, em que são consideradas as variações da massa específica ao longo da coluna d'água devido, principalmente, às variações de temperatura e salinidade. O modo baroclínico de circulação assume grande importância quando são considerados fenômenos como ondas internas e transferência de energia (barotrópica para baroclínica).

Para o estudo da hidrodinâmica marinha duas metodologias podem ser aplicadas. Um estudo baseado em análises de dados *in situ*, onde dados físico-químicos são coletados e analisados para os locais específicos da coleta, e um outro estudo baseado na aplicação dos fundamentos da mecânica dos fluidos computacional. Neste último método as equações diferenciais que representam as leis físicas da conservação são discretizadas usando métodos numéricos. O resultado da aplicação do método numérico é um conjunto de equações algébricas as quais são solucionadas pelo uso de um computador, fornecendo os resultados em pontos discretos pré-estabelecidos da região de estudo.

A análise dos dados *in situ* esbarra em questões operacionais associadas ao número de locais de coleta e ao alto custo envolvido na logística de aquisição; contudo, com o surgimento e evolução dos micro-computadores e o aperfeiçoamento das ferramentas numéricas, essas questões puderam ser contornadas mediante a utilização de modelos computacionais. A partir desses modelos é possível obter dados para uma ampla região do oceano à um custo muito inferior às coletas *in situ*.

A implementação de um modelo para uma determinada região enfrenta dois problemas principais, um relacionado com a implementação das condições de contorno abertas e outro relacionado com as informações que devem ser fornecidas para as variáveis físicas envolvidas no modelo. A qualidade dos resultados do

modelo está intimamente relacionada ao conhecimento dos procesos físicos e da parametrização dos processos físicos que os governam.

As condições de contorno do modelo matemático devem ser formuladas para o contorno do domínio, estando o sucesso da implementação dessas condições associado a três critérios principais: tipo de condição utilizada, configuração da condição de contorno, e a qualidade dos dados impostos (BLAYO & DEBREU, 2005).

A importância das parametrizações dos processos físicos é que elas influenciam diretamente os resultados da simulação que será realizada. Para simulações do ambiente marinho, as parametrizações mais importantes estão relacionadas com as trocas de *momentum*, energia e massa entre o oceano e a atmosfera.

O Embaiamento de Tubarão, macro compartimento geológico localizado ao largo do litoral do Espírito Santo entre as latitudes 19,5° S e 22° S e as longitudes 41° W e 37° W, é uma região que apresenta uma circulação baroclínica com intensa atividade de mesoescala, com a formação de meandramentos, vórtices e ressurgências (SCHMID *et al.*, 1995; LIMA *et al.*, 2013; ARRUDA *et al.*, 2013).

Apesar de sua enorme importância econômica devido ao seu potencial petrolífero, engloba parte da Bacia do Espírito Santo e da Bacia de Campos, segundo Passos (2011) essa região é muito pouco conhecida hidrodinamicamente, o que mostra a necessidade da realização de estudos na região que visam a ampliação do conhecimento da circulação baroclínica no Embaiamento de Tubarão.

Recentement, Soutelino *et al.* (2013) apontou a importância da interação vertical do sistema formado pela Corrente do Brasil (CB) e pela Corrente de Contorno Intermediária (CCI) na dinâmica de mesoescala da região oceânica ao largo do ES, sendo sugerida a realização de estudos de sensibilidade variando os transportes do sistema CB/CCI, e observando a resposta do campo de escoamento resultante.

Estudos que realizam esse tipo de experimento de sensibilidade são úteis já que existe a possibilidade de que a variação da intensidade das Correntes de Contorno possam levar a diferentes cenários (respostas) de mesoescala na região de estudo. Como diferentes cenários de mesoescala entende-se o surgimento de novas feições (como vórtices e recirculações), modificação do sentido de giro dos vórtices e inversão do sentido das correntes. O conhecimento resultante deste tipo de estudo é muito importante, já que o sistema CB/CCI influencia não apenas a região oceânica, mas também a região costeira e todo o ambiente associado.

2 OBJETIVOS

Pelo colocado no capítulo anterior esse trabalho propõe:

2.1 OBJETIVO GERAL

Aumentar o conhecimento da influência do sistema formado pela Corrente do Brasil e pela Corrente de Contorno Intermediária na hidrodinâmica de mesoescala da região oceânica ao largo do Espírito Santo.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificar as modificações na seção transversal à costa das correntes de contorno em função da variação da velocidade das correntes do sistema CB/CCI;
- Averiguar se o Vórtice de Tubarão, feição anticiclônica encontrada na região de estudo, apresenta sua dinâmica controlada por uma das correntes do sistema CB/CCI, ou por ambas;
- Estudar as variações da intrusão de água da CCI sobre a plataforma continental decorrentes das diferentes configurações de velocidade do sistema CB/CCI;
- Analisar as modificações do Vórtice Ciclônico de Tubarão, feição ciclônica encontrada na região de estudo, decorrentes da variação da velocidade das correntes do sistema CB/CCI;
- Averiguar se mudanças na velocidade da CB e da CCI irão levar a diferentes cenários de mesoescala na região de estudo.

3 FUNDAMENTOS

Uma breve descrição do sistema de correntes Corrente do Brasil/Corrente de Contorno Intermediária será apresentado nesta seção.

3.1 SISTEMA CORRENTE DO BRASIL/CORRENTE DE CONTORNO INTERMEDIÁRIA

3.1.1 Formação das correntes do sistema CB/CCI

A circulação oceânica ao largo da costa brasileira é caracterizada por um complexo sistema de Correntes de Contorno Oeste em níveis superiores e intermediários, que escoam na região do talude continental (PIMENTEL, 2012). Na região do Embaiamento de Tubarão, este sistema é composto pela Corrente do Brasil, em níveis superiores, e pela Corrente de Contorno Intermediária, em níveis intermediários.

A Corrente do Brasil (CB) é a corrente que limita a oeste o Giro Subtropical do Atlântico Sul, um giro anticiclônico forçado pelo rotacional da tensão do vento sobre o oceano, que caracteriza a circulação de larga escala do Oceano Atlântico Sul nos primeiros 1000 m de profundidade (PETERSON & STRAMMA, 1991). A CB é uma corrente constituída por águas quentes e de elevada salinidade (temperatura maior que 20° C e salinidade maior que 36 ups), que escoam ao longo da quebra de plataforma (LORENZETTI *et al.*, 2006). A estrutura vertical da CB é única em comparação com outras correntes subtropicais superficiais de contorno oeste, pois esta se modifica à medida que escoam em direção ao sul, ocorrendo um aumento da velocidade e da extensão vertical (STRAMMA & ENGLAND, 1999; SILVEIRA *et al.*, 2004).

A CB é originada a partir do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSE), corrente que limita o Giro Subtropical a norte. Quando esta corrente encontra a costa leste brasileira, ela se bifurca (Figura 1), originando dois escoamentos: um em direção ao equador, Corrente Norte do Brasil (CNB) e outro em direção às altas latitudes, Corrente do Brasil (PETERSON & STRAMMA, 1991). Esta bifurcação ocorre em

diferentes latitudes em cada nível de profundidade. Stramma & England (1999) colocaram que para a parte da CSE correspondente à Água Tropical (até 100 m), a bifurcação ocorre em torno dos 16° S (origem da CB). Na camada da picnoclina (entre 100 e 500 m), associada à Água Central do Atlântico Sul, a bifurcação ocorre próximo aos 20° S; e na camada intermediária (entre 500 e 1000 m), associada à Água Intermediária Antártica, a bifurcação acontece em torno dos 28° S (BOEBEL *et al.*, 1999).

Entre o seu local de origem, em 16° S, e 20° S a extensão da CB pouco varia, apresentando uma profundidade de no máximo 200 m, sendo o aumento da velocidade resultante da atuação dos ventos. Nessa região ela transporta apenas Água Tropical (AT) (Figura 1).

Ao sul de 20° S, onde a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) alimenta a CB, esta pode alcançar uma extensão vertical de 400-500 m (SOUTELINO, 2008). Em latitudes ao sul de 28° S, onde a Água Intermediária Antártica (AIA) passa a ser transportada pela CB (Figura 2), a extensão vertical da CB é de cerca de 1200 m (BOEBEL *et al.*, 1999; SCHMID *et al.*, 2000).

Ao norte da bifurcação da AIA (Figura 2), uma Corrente de Contorno Intermediária (CCI), oposta ao escoamento da CB se forma. À medida que a CCI escoar em direção ao equador esta é alimentada com a água da Bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (BiSEC) em níveis mais rasos. Em torno dos 20° S a CCI recebe um *input* da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) do ramo picnoclínico da BiSEC, sendo a partir daí renomeada Subcorrente do Norte do Brasil (SNB) (BOEBEL *et al.*, 1999).

O conjunto de montes e bancos submarinos localizados em torno dos 20° S, Cadeia Vitória-Trindade, marca a latitude da bifurcação da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) (STRAMMA & ENGLAND, 1999). Portanto, ao norte desta latitude, a ACAS escoar para o norte, adicionando transporte a CCI e dando origem a Subcorrente do Norte do Brasil (SNB). A extensão vertical da SNB é de cerca de 1200 m (SILVEIRA *et al.*, 1994; STRAMMA *et al.*, 1995).

Para evitar problemas com a nomenclatura, nesse trabalho é utilizada a nomenclatura Corrente de Contorno Intermediária (CCI) para toda a corrente que escoar em direção ao equador ao norte de 28° S, o que até 20° S corresponde à CCI, e ao norte de 20° S corresponde à CCI somado ao ramo norte da bifurcação da ACAS.

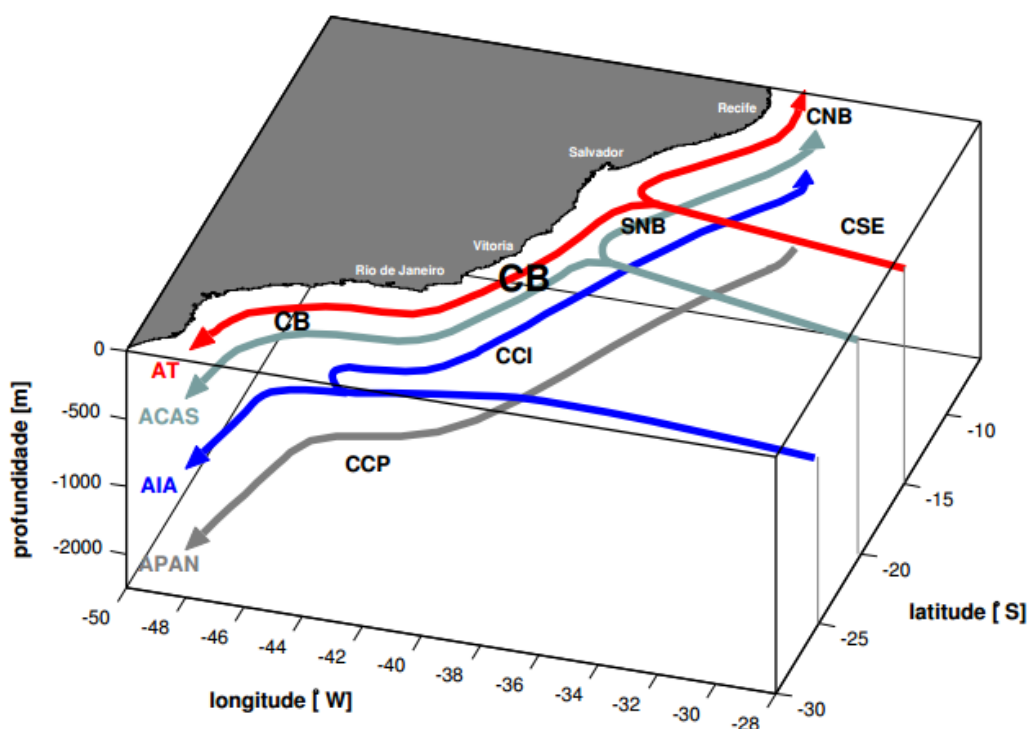


Figura 1 - Síntese do escoamento do sistema de correntes de contorno oeste ao longo da margem continental brasileira, de acordo com padrões esquemáticos de Stramma & England (1999). SNB = Subcorrente Norte de Brasil, CNB = Corrente Norte do Brasil, CCI = Corrente de Contorno Intermediária, CSE = Corrente Sul Equatorial. Fonte: Soutelino, 2008.



Figura 2 - Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste ao nível de 800 m, mostrando a bifurcação da Água Antártica Intermediária (AIA) em torno de 28° S, sendo o ramo sul incorporado à CB, com o norte formando a CCI. A partir dessa região a CB passa a ser uma corrente profunda, podendo apresentar uma extensão vertical de cerca de 1200. Fonte: Silveira *et al.* (2000).

Assim, entre 20° S e 25° S (região que engloba o Embaimento de Tubarão), nos primeiros 1500 m a circulação é composta por um complexo sistema de Correntes de Contorno Oeste escoando em sentidos opostos, formado em superfície pela CB escoando para sul-sudoeste e transportando basicamente AT e ACAS e, em níveis intermediários, pelo escoamento para norte-nordeste da Corrente de Contorno Intermediária transportando Água Intermediária Antártica (BOEBEL *et al.*, 1999). Este é o chamado sistema CB/CCI (Figura 3).

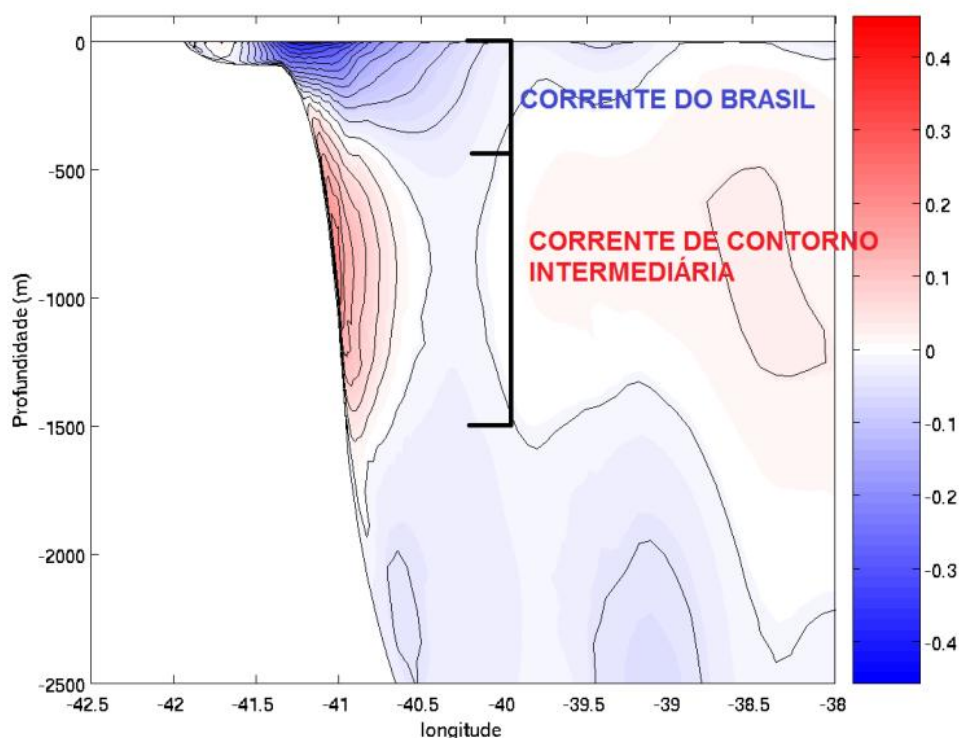


Figura 3 - Seção zonal da velocidade meridional em 21° S de latitude representando o sistema CB/CCI ao largo do sudeste brasileiro. Observa-se a CB na porção superior e a CCI na porção inferior do sistema. Com base em resultados de uma simulação numérica da circulação oceânica da costa sudeste brasileira feita com o modelo Princeton Ocean Model (POM) (resolução de 10 km) por um grupo de pesquisas da COPPE. Fonte: Lima, 2011.

3.1.2 Velocidades das correntes do sistema CB/CCI

Ao longo de sua trajetória em direção ao sul, a CB é cada vez mais profunda e apresenta maior transporte (MULLER *et al.*, 1998). A Tabela 1 resume os valores de transporte e velocidade da CB descritos na literatura. Analisando a tabela 1 é possível observar que para a região do Embaimento de Tubarão foram encontradas velocidades máximas entre 0,20 e 0,60 m/s para diferentes locais e

períodos.

Do seu local de formação, em 27° S, até a região da Cadeia Vitória-Trindade, em 20° S, a CCI apresenta-se bem definida. No entanto, fortes variações da orientação do talude causam um escape parcial da água da corrente em 20° S e uma quase completa separação em 18° S; resultando, na média, em uma CCI fraca e com intensa atividade de mesoescala nas regiões mais oceânicas entre 20°S e 15° S. Já entre 15° S e 5° S, a CCI apresenta-se novamente bem definida, atingindo máximos de velocidade entre 12° S e 10° S (LEGEAIS *et al.*, 2012).

A CCI apresenta velocidades médias relativamente estáveis de 0,1 a 0,15 m/s ao sul de 24° S, aumentando em direção ao equador, atingindo cerca de 0,3 m/s antes de cruzar a CVT em 20° S, com algumas velocidades pontuais atingindo 0,5 m/s nesta localidade (LEGEAIS *et al.*, 2012).

O aumento da velocidade do escoamento da CCI observada entre esses limites latitudinais (27° S e 20° S) também foi observada, com intensidade comparável, nas medições de Muller *et al.* (1998), em 23° S e em 20° S, que encontraram velocidades médias de 0,12 m/s e 0,21 m/s, respectivamente, durante um ano de medições com correntômetros em níveis intermediários.

Lat (S).	Transp. (Sv)	Vel.máx.(m/s)	Prof. ref. (m)	Período de medição	Fonte
9-13°	4,1	0,31	390-510	Set. 1926	STRAMMA <i>et al.</i> (1990)
15°	6,0	0,16	470-530	Fev. 1975	STRAMMA <i>et al.</i> (1990)
19°	6,5	0,72	500	Set a Out. 1967	MIRANDA e CASTRO (1981)
19°	5,3	0,50	500	Abr. 1982	EVANS <i>et al.</i> (1983)
19.25°	5,7	0,19	470-640	Jun. 1970	STRAMMA <i>et al.</i> (1990)
20.28°	3,8/6,8	0,52	500/1000	Abr. 1982	EVANS <i>et al.</i> (1983)
20.3°	1,6	0,24	590-630	Jan. 1975	STRAMMA <i>et al.</i> (1990)
~20.5°	2,6	0,28	800	Mar. 2005	PASSOS (2011)
~20.5°	5,6	0,31	500	Set. 2004	PASSOS (2011)
21.40°	4,4	0,61	500	Abr. 1982	EVANS <i>et al.</i> (1983)
22°	5,2	0,19	500-1300	Jul.	SIGNORINI (1978)
22°	5,5+-2,6	-	Correntômetro	Fev. 1994 a Mai. 1995	LIMA (1997)
22°	2,6+-1,2	-	Correntômetro		LIMA (1997)
23°	4,4	0,52	500-1300	Jul.	SIGNORINI (1978)
23°	2,2/2,7	0,49	550	Jul. 1968	MIRANDA e CASTRO (1979)
23°	11	0,50	Pegasus	Abr. 1982 ou 1983	EVANS e SIGNORINI (1985)
23°	6	0,70	Pegasus	Out. 1983	GARFIELD III (1990)
23°	10,1/10,9	-	600/1300	Fev. 1983	STRAMMA (1989)
23.30°	8	0,75	500-1300	Jul.	SIGNORINI (1978)
24°	7,5	0,25	1300		FISHER (1964)
24°	14	0,62	500-1300	Jul.	SIGNORINI (1978)
24°	4,1/7,8	0,31	500/1000	Abr. 1982	EVANS <i>et al.</i> (1983)
24°	9,6/10,1	-	600/1300	Nov. 1972	STRAMMA (1989)
24°	1,3	-	Correntômetro	~1992 - 23 meses de medição	MULLER <i>et al.</i> (1998)
24.3°	13,2	0,68	500-1300	Jul.	SIGNORINI (1978)
25°	7,3	0,70	750	Jan.	CAMPOS <i>et al.</i> (1995)
25-25.3°	2+-1	1,00	Correntômetro	Dez. 1992 a Mai. 1994	DE ARRUDA SOUZA (2000)
28°	17,6	-	Correntômetro	~1992 - 23 meses de medição	MULLER <i>et al.</i> (1998)
28-30°	11,4	0,70	1550-1600		FISHER (1964)
31°	18	0,80	Pegasus	Abr. 1983	GARFIELD III (1990)
32°	13	-	1000	Abr. 1982	EVANS <i>et al.</i> (1983)

Tabela 1 – Estimativas de transporte de volume e velocidade máxima da CB, entre 10° S e 32° S. Modificada de Silveira et al. (2000) e atualizada por Gabioux (2008) e por Pimentel (2012). Fonte: Pimentel, 2012.

3.2 MASSAS DE ÁGUA

A região oceânica ao largo do sudeste brasileiro é formada pelo empilhamento das massas de água características do Atlântico sul (Figura 4). Nos primeiros três quilômetros de coluna d'água encontra-se a Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Circumpolar Superior (ACS) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (SILVEIRA *et al.*, 2000). O sistema CB/CCI é composto pelo empilhamento de três dessas massas de água: AT, ACAS e AIA.

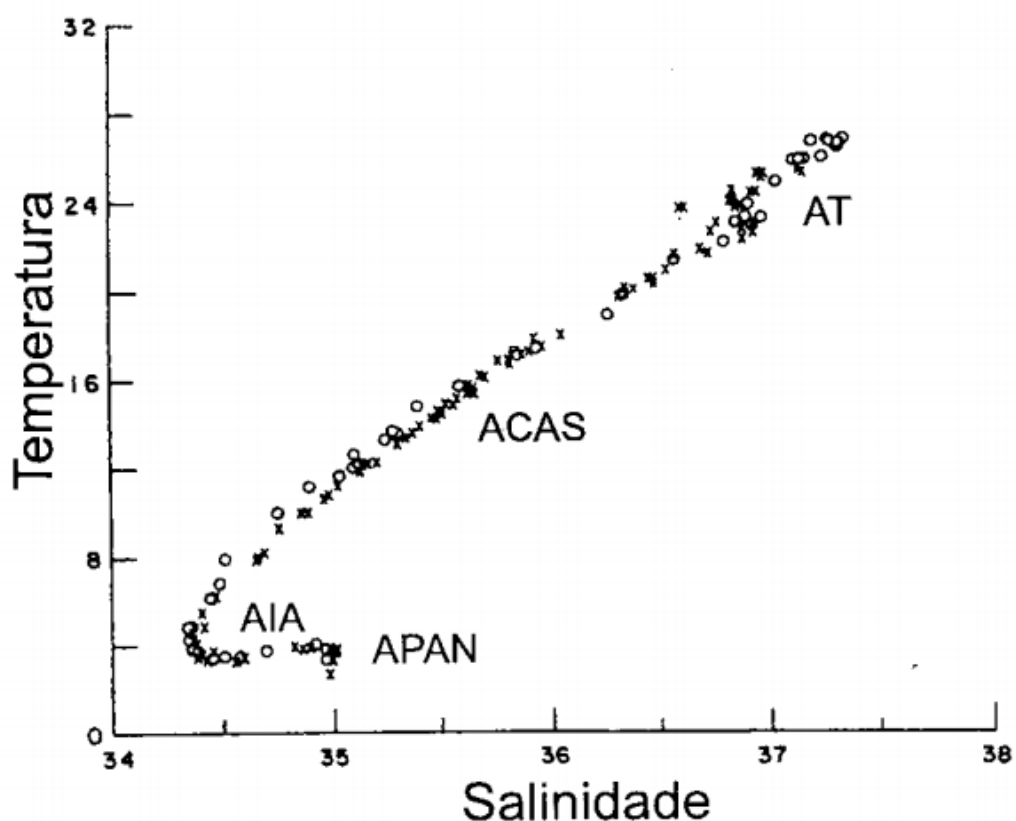


Figura 4 - Diagram T-S espalhado de radiais oceanográficas em 19° S (círculos) e ao largo de Cabo Frio (cruzes). Temperatura em °C e salinidade em ups. Fonte: Evans *et al.* (1983).

3.2.1 Água Tropical

A AT foi descrita por Emílson (1961) como parte da massa de água quente e salina que ocupa a superfície do Atlântico Tropical Sul, a qual é transportada para o sul pela CB. Essa água de superfície é formada como consequência da intensa radiação e do excesso de evaporação, característico do Atlântico Tropical. Em seu trajeto para o sul, a AT mistura-se com águas de origem costeira mais frias e de baixa salinidade. O resultado é que ao largo do sudeste brasileiro a AT é caracterizada por temperaturas maiores que 20° C e salinidade acima de 36,2 ups.

Essa massa de água também é descrita na literatura como uma água de máxima salinidade (MÉMERY *et al.*, 2000), pois tem seu núcleo associado ao máximo de salinidade da coluna de água.

3.2.2 Água Central do Atlântico Sul

A ACAS é encontrada no escoamento da região da picnoclina, com temperaturas entre 6° C e 20° C, e salinidade entre 34,6 e 36 ups. Sverdrup *et. al.* (1942) coloca que a ACAS é formada pelo afundamento das águas na região da Convergência Subtropical, e subsequente espalhamento ao longo da superfície de massa específica adequada a seu ajustamento hidrostático. O padrão de escoamento da ACAS, no entanto, não é um simples movimento para norte em nível picnoclínico em toda a Atlântico Sul. A ACAS entra como parte do Giro Subtropical, circula com as Correntes do Atlântico Sul e Benguela, e atinge a costa da América do Sul transportada pela Corrente Sul Equatorial. Como nas correntes em superfície há uma bifurcação e parte da ACAS escoar em direção ao equador, enquanto outra porção escoar em direção ao sul (SILVEIRA *et al.*, 2000). Segundo Stramma & England (1999), essa bifurcação ocorre em torno da latitude de 21° S, devido à interação dessa massa d'água com a Cadeia Vitória-Trindade.

3.2.3 Água Intermediária Antártica

A AIA é uma massa de água intermediária relativamente fria, rica em oxigênio e pouco salina. Segundo Zemba (1991), existe um mínimo de salinidade e um máximo de oxigênio associado a essa massa de água (Figura 4). Deacon (1937) sugeriu que a formação da AIA decorre do afundamento da Água Superficial Antártica ao sul da frente subantártica. Essa hipótese inicial vem sendo substituída pela formação da AIA em regiões específicas no sudeste do Oceano Pacífico e no sudoeste do Oceano Atlântico (TALLEY, 1996). Hoje há consenso de que essas são as duas regiões de formação da AIA, no entanto ainda existe muitos debates sobre os mecanismos de mistura envolvidos na formação. Assim como a ACAS a AIA também entra no giro subtropical, bifurcando no encontro com o continente sul americano na latitude de aproximadamente 28° S (STRAMMA & ENGLAND, 1999).

3.2.4 Água Circumpolar Superior

A Água Circumpolar Superior (ACS) é uma massa de água intermediária do Atlântico Sul, nomeada por Reid *et al.* (1977) para designar a parte superior da Água Circumpolar proveniente do oceano Pacífico que, através da Passagem de Drake, entra no Atlântico Sul e se encontra com a APAN na região da confluência Brasil-Malvinas. Ao norte da região da confluência, depois do encontro com a APAN, a Água Circumpolar é separada em dois núcleos de mínimos de oxigênio e máximos de nutrientes, especialmente o silicato: a ACS - Água Circumpolar Superior, acima da APAN em sua porção superior e ACI - Água Circumpolar Inferior, abaixo da parte inferior da APAN (ZEMBA, 1991; MÉMERY *et al.*, 2000; MAAMAATUAIAHUTAPU *et al.*, 1994). O padrão de circulação da ACS é ainda debatido na literatura, mas usualmente, atribui-se que seja similar ao da AIA (STRAMMA & ENGLAND, 1999).

3.2.5 Água Profunda do Atlântico Norte

A APAN possui relativamente níveis mais altos de oxigênio, maior salinidade e é pobre em nutrientes, quando comparada a Água Circumpolar (superior e inferior) (ZEMBA, 1991).

Os extremos de salinidade e de oxigênio foram usados por Zemba (1991) para dividir a Água Profunda do Atlântico Norte em três partes. Na parte superior, denominou o máximo de salinidade de Água Profunda do Atlântico Norte Superior (APANS) e especulou sobre uma possível fonte, o Mar Mediterrâneo. Abaixo do máximo de salinidade, ele encontrou dois máximos de oxigênio e os denominou de Água Profunda do Atlântico Norte Média (APANM) e Água Profunda do Atlântico Norte Inferior (APAN); e indicou que as mesmas originam-se nos Mares de Labrador e Irminger, respectivamente.

3.3 INTERAÇÃO CB/CCI

Entre 16° S e 25° S, a CB é caracterizada por um forte cisalhamento vertical com a CCI, o que, segundo Cushman-Roisin (1994), configura um estado de elevada

instabilidade baroclínica.

No oceano vórtices e meandramentos geralmente ocorrem associados a correntes oceânicas fortes como um produto final de processos de instabilidade. Essa instabilidade geofísica ocorre quanto a corrente excede a capacidade do balanço fundamental, como é o caso de uma corrente escoando sob a consideração do balanço geostrofico; ou seja a geostrofia configura um estado de estabilidade para a corrente. Essa instabilidade geofísica pode ocorrer devido à presença de um forte cisalhamento no seu perfil horizontal (instabilidade barotrópica) e/ou vertical (instabilidade baroclínica) (CUSHMAN-ROISIN, 1994)

Silveira *et al.* (2008) mostrou que a interação dentro do sistema baroclinicamente instável formado pelo sistema BC/CCI, no entorno dos 23° S, leva à formação de vórtices de mesoescala. O crescimento de um meandro e a formação do vórtice ocorre devido a processos de instabilidade baroclínica de primeiro modo (CALADO, 2001). Segundo o autor o escoamento médio do sistema CB/CCI abaixo de profundidades intermediárias é marcado por uma inversão na direção da velocidade da corrente. Consequentemente, o perfil vertical de vorticidade potencial média muda de sinal ao longo da profundidade e a estrutura vertical do sistema CB/CCI atinge as condições necessárias para gerar instabilidade baroclínica. Se o processo de instabilidade baroclínica for capaz de drenar energia potencial disponível do escoamento médio, o meandro cresce, se fecha e origina o vórtice.

Soutelino *et al.* (2013) coloca que a existência de uma Corrente de Contorno Intermediária única ao norte de 20° S é um dos componentes responsáveis pela formação dos vórtices de mesoescala persistentes reportados por Soutelino *et al.* (2011) nessa região, o Vórtice de Royal Charlotte, entre o Banco de Royal Charlotte e o Banco de Abrolhos, e o Vórtice de Abrolhos, ao largo do Banco de Abrolhos. Arruda *et al.* (2013) também coloca a translação do Vórtice de Vitória em direção ao equador como sendo causada, dentre outros motivos, pelo escoamento da CCI. Ao escoamento da CCI também são associadas os processos de ressurgência de plataforma (RODRIGUES *et al.*, 2007), dentre eles se destacando a Ressurgência de Vitória.

Sendo assim a interação entre a CB e a CCI parece estar associada à importantes feições oceanográficas encontradas na região de estudo, seja de cunho mais costeiro, como a Ressurgência de Vitória, seja de cunho mais oceânico, como o Vórtice de Vitória.

4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A seguir são descritos trabalhos que tiveram como intuito investigar algum aspecto da circulação de mesoescala na região do Embaio de Tubarão, ou próximo a ele, e também trabalhos utilizando o Delft3D na modelagem da circulação baroclínica

Amorin (2011) investigou a circulação sazonal da Plataforma Continental Leste Brasileira entre 10° S e 16° S com base em um inédito conjunto de dados oceanográficos, e posteriormente com o uso de modelagem hidrodinâmica. Este trabalho é importante por apresentar uma metodologia de implementação do modelo semelhante a utilizada no presente estudo, onde o modelo ROMS foi simulado utilizando como entrada dados provenientes da reanálise HYCOM/NCODA, NCEP2, e TPXO. O autor mostrou a forte influência da circulação atmosférica e oceânica de meso/larga escalas, dos processos transientes e da topografia local na circulação regional, apresentando cenários distintos entre as estações de primavera/verão e outono/inverno. Dentre as conclusões encontradas pelo autor destacam-se: i) as correntes de maré foram o principal mecanismo forçante da circulação na região de conexão plataforma-estuário; ii) as correntes da plataforma continental interna apresentaram resposta diferenciada à forçante do vento entre as estações de verão e outono, e uma influência polarizada das correntes de maré; iii) o efeito combinado do vento e das correntes de maré dominou a circulação da plataforma continental média; iv) as atividades de mesoescala relacionadas com as Correntes de Contorno Oeste influenciaram periodicamente a circulação na plataforma continental e v) todo o sistema esteve submetido a um marcado ciclo sazonal da circulação atmosférica de larga-escala, resultando em cenários distintos de verão e outono.

Rodrigues *et al.* (2007) estudou, por meio de cálculos geostróficos, dados observacionais e modelagem computacional, a influência da variabilidade sazonal da bifurcação do ramo sul da corrente sul equatorial (BiSEC) na CB e na CCI. Os autores colocam que a variabilidade sazonal da latitude de bifurcação é mais forte nos primeiros 400 m da coluna d'água, onde esta alcança sua posição mais sul em julho e mais norte em novembro. Os autores encontraram que quando a bifurcação da BiSEC se move para o sul (norte), o transporte da CCI aumenta (diminui) e o transporte da CB diminui (aumenta). Nesse trabalho foi encontrada uma relação

inversa entre as variações da CB e CCI como um resultado da migração da BiSEC, onde nos meses de máximo da velocidade da CB ocorreu o mínimo de velocidade da CCI; contudo não foi apresentada a influência da variação da velocidade de uma corrente sobre outra (se a variação da velocidade de uma corrente induz uma modificação na outra).

No trabalho de Lima *et al.* (2013) são apresentadas evidências do deslocamento para o norte de um vórtice originado na região do Cabo de São tome, que se desloca até o Embaiamento de Tubarão. Esse estudo foi realizado a partir de uma análise conjunta de dados obtidos através de sensoriamento remoto da temperatura da superfície do mar (TSM), clorofila e altura da superfície do mar (ASM), e a partir de dados termohalinos e de velocidade coletados por XBT (*Expendable Bathythermograohy*) e ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*), respectivamente. Há indícios de pelo menos mais cinco vórtices, entre 1992 e 2012, que apresentam um comportamento semelhante. O vórtice descrito tem duração de aproximadamente quatro meses e foi capturado também em registros XBT e ADCP, permitindo realizar uma caracterização da estrutura vertical da velocidade do vórtice. Como não existe na literatura descrição de vórtices de São Tomé migrando para o norte, este estudo é bastante relevante pois apresenta vórtices ciclônicos na região do Embaiamento de Tubarão com origem remota, diferente da origem local descrita para o Vórtice de Vitória (VV) em Schmid *et al.* (1995). Esse trabalho mostra a complexidade do estudo de vórtices no Embaiamento de Tubarão, já que esses podem ter sua gênese em regiões distantes.

Arruda *et al.* (2013) simularam a partir do modelo HYCOM a propagação em direção ao equador de uma feição vortical ciclônica conhecida como Vórtice de Vitória. O VV foi primeiramente descrito por Schmid *et al.* (1995) através de múltiplas fontes de observação no Embaiamento de Tubarão, sendo relatada uma translação em direção ao equador desta feição. Esse autor discute a interação do VV com a CCI, concluindo que a translação do VV é um resultado da combinação entre o movimento induzido pela topografia e a advecção pela CCI, o que confirma a grande importância desta corrente na dinâmica da região.

Costa *et al.* (2013) mostram evidências observacionais e numéricas da ocorrência de uma recirculação ciclônica intermediária semi-permanete no Embaiamento de Tubarão. Em momentos em que há a formação do Vórtice de Vitória, a sobreposição das estruturas estabelece a formação de um Vórtice profundo na região do

Embaçamento de Tubarão, com dois núcleos de velocidade, diferente do vórtice raso descrito por Schmid *et al.* (1995). Em outros momentos, a formação de anticiclones na superfície gera um dipolo com circulações reversas.

Lima (2011) estudou a estrutura vertical do sistema CB/CCI ao largo do Cabo de São Tomé em períodos de estabilidade do sistema e em períodos de formação e desenvolvimento de vórtices. Este estudo foi realizado a partir da análise conjunta de 2 anos (2006 e 2007) de dados de velocidade da corrente coletados no talude continental da Bacia de Campos, 2 anos (2006 e 2007) de imagens diárias de TSM obtidas pelo satélite GOES e 5 anos de resultados de simulação numérica geradas a partir do modelo HYCOM.

A partir da análise dos dados de velocidade da corrente até profundidades intermediárias, foi possível observar que tanto a CB quanto a CCI estiveram presentes acima de 600 m da coluna d'água, sendo a profundidade de separação entre essas duas correntes observada entre 255 e 385 m. Foram calculados o perfil médio de velocidade da corrente e o desvio padrão, onde este apresentou a mesma magnitude da velocidade da corrente média, significando que vórtices geraram uma variabilidade significativa na velocidade da corrente (LIMA, 2011).

O sistema CB/CCI apresentou uma forte estrutura baroclínica, entretando a variabilidade do sistema, associada ao meandramento da corrente e a formação de vórtices, também apresenta uma componente barotrópica. Identificou-se que os vórtices mudaram a profundidade e a intensidade da CB e também da porção superior da CCI (LIMA, 2011).

Os resultados do HYCOM sugeriram que os vórtices identificados nos dados de ADCP teriam extensão além da porção superior da CCI, podendo alcançar a profundidade de até 1600, estando presentes portanto, em todo o sistema CB/CCI. As feições seriam geradas inicialmente na CB e ao longo de seu desenvolvimento interagiriam com a CCI, se estendendo ao longo de todo o sistema CB/CCI de forma assimétrica. Durante o período de formação de vórtices, CB e CCI estariam fora de fase dando origem a uma região na qual toda a coluna d'água apresentaria o mesmo comportamento. Este comportamento explicaria a presença da componente barotrópica associada à variabilidade gerada pelo vórtice (LIMA, 2011)

Pimentel (2012) utilizou dados de derivadores de superfície e resultados de uma simulação numérica de alta resolução com o modelo HYCOM para caracterizar o comportamento dos escoamento da CB e da CCI na região da Cadeia Vitória-

Trindade. O autor encontrou que a circulação da CB e da CCI na região da CVT apresenta características bem distintas. A CCI mostrou-se como uma corrente de contorno bem organizada, escoando ao longo do talude continental, com alta variabilidade ao sul da CVT, onde apresenta formações de vórtices e meandramentos recorrentes, com posterior ramificação de seu escoamento nos diversos canais da CVT. Primeiramente nos 3 canais mais costeiros e depois por entre os montes mais afastados da costa, com posterior reorganização de seu escoamento em um ramo único ao norte dessa complexa batimetria. A CB, por sua vez, apresentou alta variabilidade de sua circulação, sem um padrão dominante de interação com o montes da CVT. Ocorreram períodos de trifurcação do escoamento da CB, bifurcação ou até mesmo passagem do escoamento por um único canal. A reorganização desta corrente também aconteceu de formas distintas dependendo do padrão de ramificação pelo canais

Soutelino *et al.* (2013) estudou os papéis da topografia e do cisalhamento entre CB-CCI na atividade vortical do escoamento na região de formação da CB. Para isso ele realizou um experimento controle e dois experimentos de sensibilidade, sendo esses realizados a partir do modelo numérico ROMS. O experimento controle contou com o campo de velocidade da CB e da CCI, os quais foram inicializados a partir do Método das Feições (para maiores informações sobre esse método consultar GANGOPADHYAY *et al.*, 1997), junto com uma batimetria realística (ETOPO 1); contudo sem considerar a forçante atmosférica e os efeitos dinâmicos remotos. Após a validação desse caso ele realizou os dois experimentos de sensibilidade (S1 e S2). O experimento S1 foi realizado para estudar o impacto do cisalhamento do sistema CB/CCI na geração de vórtices sem a presença dos bancos (Banco de Abrolhos e Banco Royal-Chalotte). A batimetria utilizada nessa simulação não varia ao longo da costa, e. g., sem bancos, promontórios ou montes submarinos. O experimento S2 teve como intuito isolar as instabilidades relacionadas com a batimetria como um gatilho para a atividade de meso-escala observada na CB. Para isso, foram mantidas a batimetria realística e a CB, sendo a CCI removida da simulação.

Após as simulações os autores encontraram que nos experimentos de sensibilidade (S1 e S2), o modelo não simulou corretamente as feições encontradas na região. A interação entre a topografia e a CB (S2) foi capaz de gerar uma atividade de mesoescala a sotavento dos promontórios topográficos, porém não com a mesma persistência, escalas espaciais e características. Além disso, os vórtices

não foram formados no lado correto do eixo da CB. Por outro lado, a interação CB/CCI sobre um fundo plano (S1) não gerou vórtices. Assim, os autores concluíram com os resultados que ambos os mecanismos são necessários para a formação de vórtices ao norte de 20° S.

Verboom *et al.* (1992) realizou uma simulação 3D de um ano para um modelo representando a região sul do Mar do Norte, com o intuito de verificar se o Delft3D pode reproduzir com acurácia a distribuição horizontal e vertical da temperatura, incluindo a profundidade da termoclina. Os dados da modelagem foram comparados com dados medidos *in situ* pelo *North Sea Project* (NSP).

Os resultados mostraram que a distribuição vertical e horizontal da temperatura simulada ao longo de todo o ano estava em boa concordância com os dados medidos. Com relação aos perfis verticais, nas estações mais profundas o começo da termoclina está de acordo com o medido; contudo esta termoclina se apresentou mais difusa nos dados modelados; podendo isso estar relacionado com o número de camadas utilizadas na vertical, apenas 10 camadas σ .

Os autores concluem que o Delft3D apresenta um grande potencial em simular com acurácia a estratificação termal em mares.

Gerritsen *et al.* (2000) realizaram uma simulação do Mar de Mármara com o objetivo de estudar se o Delft3D é capaz de reproduzir com acurácia a estratificação termal e salina em termos de sua duração e também da profundidade da pycnoclina. Para isso os autores construíram um modelo 3D, com 30 camadas Z na vertical, sendo os dados modelados comparados com dados medidos *in situ*

Após uma extensa comparação com dados de velocidade de corrente, elevação da superfície, e dados termohalinos, os autores concluíram que o Delft3D é capaz de reproduzir com acurácia o escoamento induzido pelo vento e o baroclínico, a estratificação termal e salina, e as trocas de calor através da superfície livre.

Twigt *et al.* (2006) realizaram uma simulação para um ano climatológico utilizando o Delft3D no modo baroclínico sem forçante da maré para região sul do Mar da China. O trabalho teve como intuito simular o ciclo de temperatura sazonal do sul do Mar da China. Para isso foi construído um modelo 3D, com 20 camadas σ , incluindo escoamento baroclínico de larga escala, troca de calor através da superfície livre, trocas laterais com sistemas externos e estratificação termal.

Com os resultados Twigt *et al.* (2006) demonstram a habilidade do Delft3D em simular a circulação baroclínica e a estratificação termal em regiões profundas, como

é o caso do sul do Mar da China. Para isto, é essencial a inclusão das trocas de calor através da superfície livre, e de forçantes laterais externas.

Trabalhos utilizando o modelo Delft3D no estudo de feições oceanográficas e da circulação baroclínica para regiões oceânicas são inexistentes na literatura, sendo o presente trabalho pioneiro na aplicação do Delft3D para esses fins.

5 METODOLOGIA

5.1 MODELO DELFT3D

Este capítulo trata de aspectos técnicos do modelo que são relevantes ao processo de simulação. Em particular, ele trata de simplificações e considerações do modelo conceitual comparados ao mundo físico real.

5.1.1 Aplicação

O modelo Delft3D já foi utilizado na predição do escoamento em mares rasos, áreas costeiras, estuários, lagunas, rios e lagos; ou seja o modelo visa a simulação de escoamentos em que as escalas do comprimento horizontal e do tempo são significativamente maiores que a escala vertical (DELFT HYDRAULICS, 2011).

Para os escoamentos em que a variação na direção vertical não influencia significativamente em sua dinâmica, como em simulação de marés, *storm surges*, tsunamis, o modo 2D pode ser aplicado (DELFT HYDRAULICS, 2011).

A modelagem 3D é de particular interesse em problemas de transporte onde o campo de escoamento mostra significativa variação na direção vertical. Esta variação pode ser gerada pela forçante do vento, cisalhamento do fundo, força de Coriolis, topografia de fundo e diferenças de massa específica.

O Delft3D já foi aplicado em uma grande gama de trabalhos, como o estudo da dinâmica da maré de estuários e mares rasos (GERRITSEN *et al.*, 2000), do escoamento induzido pelo vento e marés meteorológicas (VERBOOM *et al.*, 1992), impacto da hidrodinâmica em estruturas hidráulicas (ROELVINK *et al.*, 1999), e do escoamento baroclínico em mares rasos (TWIGT *et al.*, 2007)

5.1.2 Processos Físicos

O módulo hidrodinâmico Delft3D-FLOW simula escoamento e transporte transientes bidimensionais (média ao longo da profundidade) ou tridimensionais

(3D), forçados pela maré ou corrente nos limites abertos, pelo cisalhamento proveniente da atuação de ondas e ventos, pelos gradientes de pressão devido a gradientes na superfície livre (barotrópico) ou de densidade (baroclínico), e pelos fluxos de *momentum*, energia e massa através da interface oceano/atmosfera.

5.1.3 Malha Computacional

Na direção horizontal o Delft3D-FLOW pode utilizar uma malha retangular ou curvilínea, sendo suportados dois sistemas de coordenadas (DELFT HYDRAULICS, 2011): Coordenadas cartesianas (ξ, η) , coordenadas esféricas (λ, ϕ)

Malhas curvilíneas, além de diminuir significativamente erros de discretização nos limites, permitem refinamento local da malha em áreas com maiores gradientes horizontais.

Na direção vertical o Delft3D-FLOW oferece dois diferentes sistemas de malha: o sistema de coordenadas σ (modelo σ) e o sistema de coordenadas cartesianas Z (modelo Z).

O modelo σ foi introduzido por Phillips (1957) para modelos atmosféricos. A malha vertical consiste em camadas delimitadas por dois planos sigma, das quais não são estritamente horizontais, seguindo a forma da topografia do fundo e da superfície livre.

O número de camadas ao longo de todo o domínio computacional é constante, independentemente da profundidade local (Figura 5). A espessura das camadas é normalmente não uniforme, permitindo maiores resoluções nas zonas de interesse, como próximo à superfície (simulação de correntes dirigidas pelo vento) e próximo ao fundo (simulação do transporte de sedimento).

O modelo Z apresenta linhas de coordenadas horizontais que são aproximadamente paralelas com as linhas isopcinais em regiões com fundos íngremes. O fundo (e a superfície livre) normalmente não é uma linha de coordenada, sendo representada por uma escada (limite zig-zag) (Figura 6).

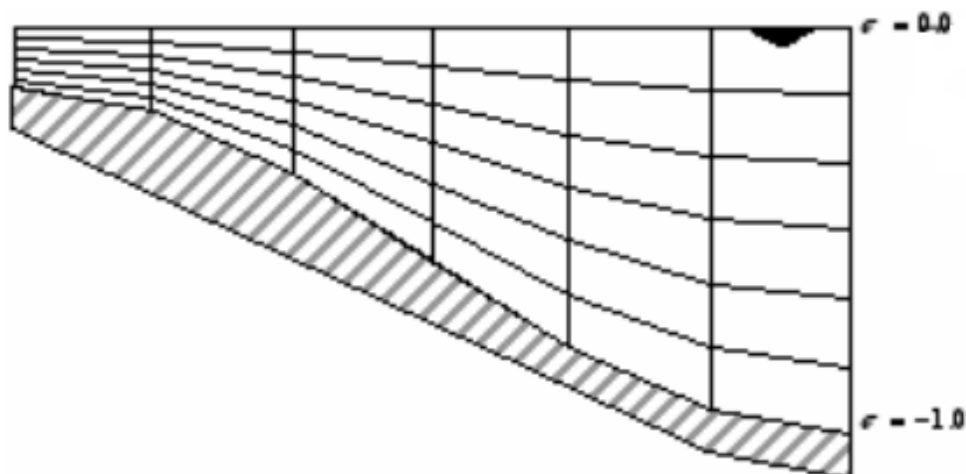


Figura 5 - Malha vertical segundo o modelo σ . Fonte: Gerritsen, 2007.

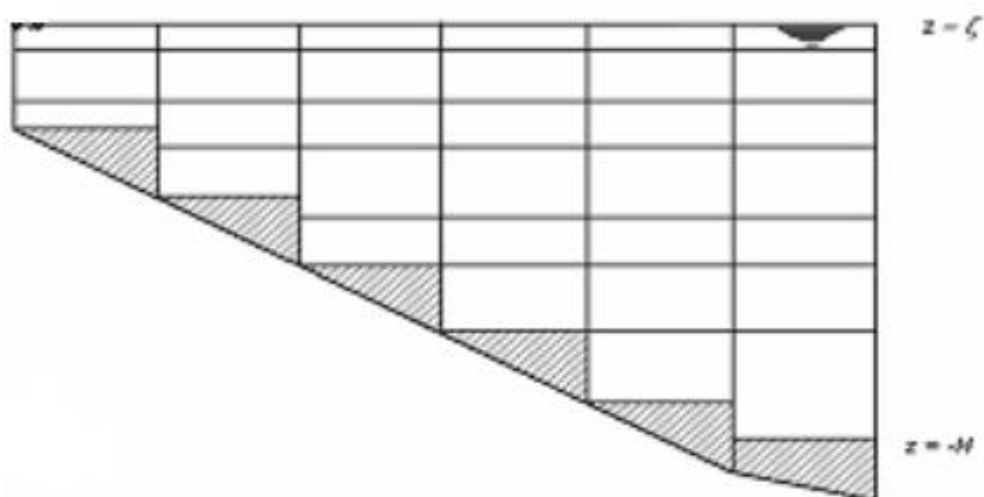


Figura 6 - Malha vertical segundo o modelo Z. Fonte: Gerritsen, 2007.

5.1.4 Modelo Matemático

O Delft3D-FLOW soluciona as equações de Navier Stokes para um fluido incompressível, aplicando as considerações de águas rasas, hidrostática e de Boussinesq.

As equações tridimensionais que descreve o escoamento podem ser obtidas das equações de Navier-Stokes após uma média ao longo das escalas de tempo turbulentas (Reynolds-averaged Navier-Stokes equations). Tais equações expressão o princípio da conservação da massa e do *momentum* (GERRITSEN *et al.*, 2007).

Nesta seção serão descritas as equações de águas rasas, para a qual a profundidade é considerada como sendo bem menor que as escalas de

comprimento horizontal do fenômeno a ser estudado. Sob a consideração de que as acelerações verticais são pequenas quando comparadas com a gravidade e que a velocidade vertical é muito pequena quando comparada à velocidade horizontal a componente vertical da equação do *momentum* é reduzida à relação da pressão hidrostática (GERRITSEN *et al.*, 2007).

As equações de águas rasas tridimensionais hidrostáticas, que por conveniência de apresentação são dadas em coordenadas cartesianas retangulares na horizontal e em coordenadas σ na vertical, são dadas a seguir (GERRITSEN *et al.*, 2007):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\omega}{d+\zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - f v = -\frac{1}{\rho} P_u + F_u + \frac{1}{(d+\zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\nu_v \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\omega}{d+\zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + f u = -\frac{1}{\rho} P_v + F_v + \frac{1}{(d+\zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\nu_v \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = -\frac{\partial \zeta}{\partial t} - \frac{\partial [(d+\zeta)u]}{\partial x} - \frac{\partial [(d+\zeta)v]}{\partial y} + H(q_{in} - q_{out}) + P - E \quad (3)$$

onde:

d = profundidade da água abaixo de uma plano de referência (m)

f = parâmetro de Coriolis (1/s)

$F_{u,v}$ = Componentes x e y das forças externas (N/m²)

u, v, w = Componentes x,y,z da velocidade (m/s)

ρ = massa específica da água (kg/m³)

ν_v = Viscosidade turbulenta (m²/s)

ζ = Elevação da superfície livre acima de nível de referencia (m)

P = Precipitação(m/s)

E = Evaporação(m/s)

P_u = Componente x do gradiente de pressão(m/s)

P_v = Componente y do gradiente de pressão(m/s)

As velocidades verticais ω , no sistema de coordenadas σ , são computadas a partir da equação da continuidade

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial [(d+\zeta)u]}{\partial x} + \frac{\partial [(d+\zeta)v]}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = Q \quad (4)$$

pela integração na vertical do fundo até um nível $\sigma (-1 \leq \sigma \leq 0)$. A variável ω é a velocidade vertical relativa ao plano σ em movimento. A variável ω pode ser

interpretada como a velocidade associada aos movimentos de subida e descida.

A velocidade vertical w no sistema de coordenadas cartesianas $x - y - z$ pode ser expressa nas velocidades horizontais, profundidade, nível da água, e velocidade vertical σ de acordo com (GERRITSEN *et al.*, 2007):

$$w = \omega + u \left(\sigma \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right) + v \left(\sigma \frac{\partial H}{\partial y} + \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) + \left(\sigma \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right) \quad (5)$$

Na equação 4 Q representa as contribuições por unidade de área devido à descarga ou à captação de água, precipitação e evaporação:

$$Q = H \int_{-1}^0 (q_{in} - q_{out}) d\sigma + P - E \quad (6)$$

Sob a consideração de onda longa, a equação da componente vertical do *momentum* é reduzida à equação da pressão hidrostática. As acelerações verticais devido aos efeitos do empuxo e devido às variações abruptas da batimetria não são consideradas (DELFT HYDRAULICS, 2011):

$$\frac{\partial P}{\partial \sigma} = -g\rho H$$

Após a integração, a pressão hidrostática é dada por:

$$P = P_{atm} + gH \int_{\sigma}^0 \rho(\xi, \eta, \sigma', t) d\sigma' \quad (7)$$

5.1.5 Modelo de Turbulência

O modelo de turbulência é utilizado na determinação de ν e D (coeficiente de viscosidade turbulenta e coeficiente de difusividade turbulenta, respectivamente). Contudo para escoamentos de águas rasas tridimensionais os coeficientes de viscosidade turbulenta e de difusividade turbulenta horizontais (ν_H , D_H) são muito maiores que as suas contrapartes verticais (ν_V , D_V). Os coeficientes horizontais são considerados como uma superposição de três partes: uma parte devido à viscosidade molecular, uma devido à “turbulência 2D”, e uma parte devido à

“turbulência 3D” (DELFT HYDRAULICS, 2011)

A parte 2D está associada com a contribuição dos movimentos horizontais e com as forçantes que não podem ser resolvidas (“escala de turbulência em sub-grade”) pela malha horizontal (médias de Reynolds). A parte 3D é referida com uma turbulência tridimensional e é computada de acordo com um dos seguintes modelos de turbulência: $k - \varepsilon$, $k - L$, algébrico, e constante (DELFT HYDRAULICS, 2011). Um coeficiente de viscosidade turbulento horizontal de referência (ν_H^{ref}), e um coeficiente de difusividade turbulenta horizontal de referência (D_H^{ref}) (ambos podem variar no espaço ou serem constantes) devem ser especificados pelo modelador antes do início da simulação. O Delft3D apresenta, adicionalmente, um modelo de escala de sub-grade para o cálculo da turbulência 2D, o HLES (Horizontal Large Eddy Simulation) (para mais informações consultar UITTENBOGAARD & VAN VOSSEN, 2003).

Em relação aos modelos de fechamento da turbulência, eles se diferem na prescrição da energia cinética turbulenta (K), da taxa de dissipação da energia cinética turbulenta (ε), e do comprimento de mistura (L).

O modelo de fechamento da turbulência constante é o mais simples, sendo baseado na especificação de um valor constante pelo modelador. Os outros modelos de fechamento da turbulência são baseados nos conceitos de Kolmogorov (1942) e Prandtl (1945).

5.1.6 Tipos de Condições de Contorno

A fim de se resolver o sistema de equações, as seguintes condições de contorno são requeridas: condição de contorno para o fundo e para a superfície livre.

No sistema de coordenadas σ o fundo e a superfície livre correspondem a planos σ . Portanto, as velocidades verticais nessas superfícies são (RIJN & WALSTRA, 2003):

$$w(-1) = 0 \quad e \quad w(0) = 0 \quad (8)$$

A fricção é aplicada no fundo como (RIJN & WALSTRA, 2003):

$$\left. \frac{v_V}{h} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right|_{\sigma=-1} = \frac{\tau_{bx}}{\rho} \frac{v_V}{h} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \bigg|_{\sigma=-1} = \frac{\tau_{by}}{\rho} \quad (9)$$

Onde τ_{bx} e τ_{by} são as componentes da tensão cisalhante de fundo. Essas incluem os efeitos da interação onda-corrente.

A fricção devido ao cisalhamento do vento na superfície da água pode ser incluída de maneira similar. Para as condições de contorno de transporte de massa os fluxos verticais através da superfície livre e do fundo são nulos (RIJN & WALSTRA, 2003).

Ao longo dos contornos fechados a velocidade é nula (condição de impenetrabilidade e não-deslizamento). Nas fronteiras abertas um dos seguintes tipos de condições de contorno devem ser especificados: nível da água, velocidade (na direção perpendicular ao contorno), vazão, ou Riemann (condição de contorno fracamente reflexiva).

5.1.7 Método Numérico

Delft3D é um modelo numérico baseado no método das diferenças finitas. Uma malha escalonada é utilizada na discretização das equações no espaço (DELFT HYDRAULICS, 2011).

Para resolução dos termos advectivos, utiliza-se na direção horizontal diferenças regressivas de terceira ordem e na vertical diferenças centradas de segunda ordem (DELFT HYDRAULICS, 2011).

O método implícito de direção alternada (ADI) é aplicado para a integração temporal. O método cíclico é aplicado para a discretização espacial dos termos advectivos horizontais da equação do transporte (DELFT HYDRAULICS, 2011).

Para a integração temporal do termo de difusão horizontal, o método Crank-Nicholson é aplicado; em que os termos fonte são integrados explicitamente (DELFT HYDRAULICS, 2011). Na direção vertical, os fluxos são discretizados com diferenças centradas. A integração temporal é completamente implícita (DELFT HYDRAULICS, 2011).

5.2 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo compreende a região delimitada pelas latitudes 19,5° e 22° S e pelas longitudes 41° W e 37° W. Mais especificamente, o estudo foi concentrado na região conhecida como Embaiamento de Tubarão (ET), que corresponde à um macro compartimento geológico delimitado ao norte pela parte sul do banco de Abrolhos, à leste pelo extremos ocidentais da Cadeia Vitória-Trindade e ao sul pelo início da Bacia de campos. Seguindo uma análise em termos da largura da margem continental, Muehe (1998) estendeu o limite sul do ET até o rio Itabapoana, na divisa entre ES e RJ (Figura 7).

Segundo Arruda, ao sul de 20° S, a corrente do Brasil apresenta um padrão mais organizado, sendo que devido à forte baroclinicidade (interação entre a CB e a CCI) e aos efeitos topográficos, após cruzar a Cadeia Vitória – Trindade (CVT) a CB passa a apresentar um padrão de energia com a frequente formação de fortes meandros ciclônicos e anticiclônicos, onde algumas vezes são formados vórtices.

Dentre as estruturas vorticais encontradas na área de estudo estão o Vórtice de Vitória (SCHIMID *et al.*, 1995), feição ciclônica formada no Embaiamento de Tubarão, e vórtice ciclônicos e anticiclônicos formados na região adjacente ao Cabo de São Tomé. A migração de vórtices ciclônicos gerados no cabo de São Tomé para o norte em direção ao Embaiamento de Tubarão foi estudado por Lima (2013). A presença de vórtices anticiclônicos na região foi reportado por Passos (2011) e Arruda *et al.* (2013).

Considerando a região de maiores profundidades do Embaiamento de Tubarão, recentemente em seu trabalho Costa *et al* (2013) mostrou a presença de uma recirculação ciclônica em níveis intermediários no Embaiamento de Tubarão.

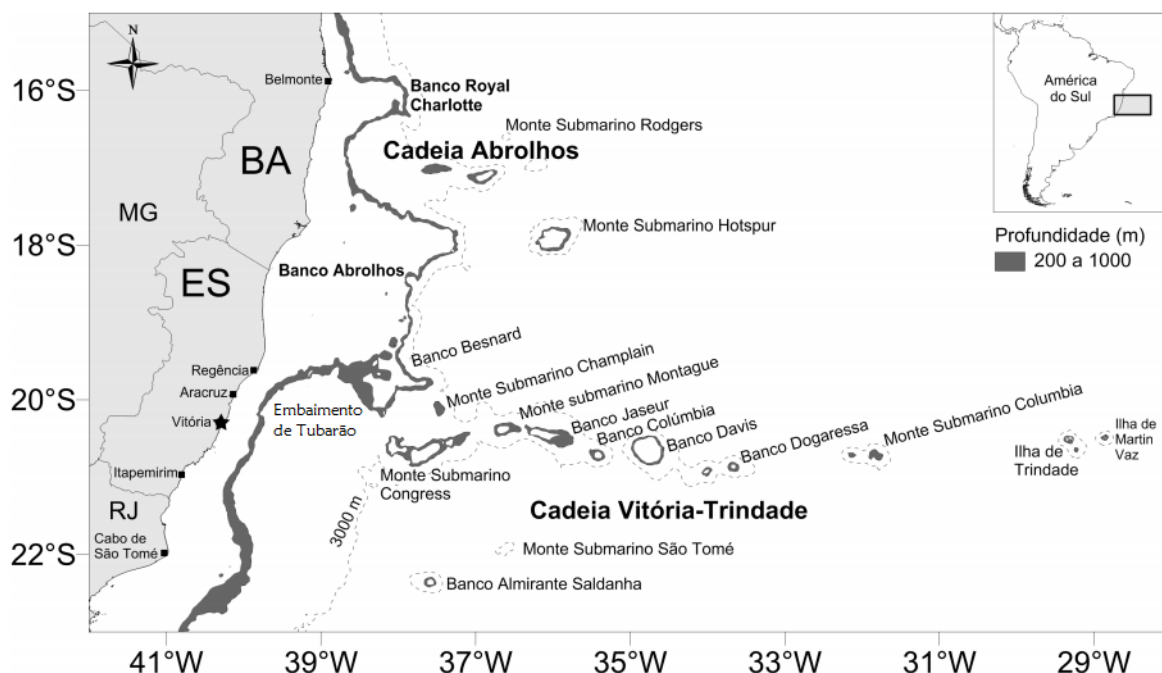


Figura 7 - Mapa batimétrico da área de estudo localizada na Margem Continental Leste Brasileira, destacando as principais feições topográficas. Construído a partir de dados batimétricos fornecidos pela Diretoria de Hidrografia e Navegação – DHN da Marinha do Brasil. Modificado de Passos (2011).

5.3 IMPLEMENTAÇÃO DO DELFT3D PARA A REGIÃO DE ESTUDO

O modelo Delft3D foi implementado para a área de estudo através de um sistema de malhas aninhadas (Figura 8), para que as condições de contorno fossem transpostas do domínio maior (menor resolução espacial, L2) para o menor (maior resolução espacial, L3), onde foram realizadas as análises dos resultados.

Para o domínio maior foi construída na horizontal uma malha computacional delimitada pelas latitudes 15°S e 23°S, e pelas longitudes 32°W e 43°W, com resolução de 1/12°, e na vertical uma malha em coordenadas Z com 31 camadas. Nos contornos abertos foram utilizadas condições de contorno de Riemann (VERBOOM & SLOB, 1984), sendo essas baseadas no método das características. Esse tipo de condição foi escolhida porque com ela é possível impor no contorno informações de corrente e elevação simultaneamente, o que não é possível com as condições tipo *clamped* (corrente e elevação da superfície).

Foram definidos três contornos abertos para o domínio (Figura 8), sendo esses contornos divididos em seções definidas por uma grade (célula da malha); essa delimitação dos contornos em uma grade foi escolhida de modo a incluir o máximo

da variabilidade espacial das condições físicas no contorno.

Nas condições de Riemann os dados de elevação e velocidade são utilizados no cálculo das chamadas invariantes de Riemann (equação 10), sendo essas impostas ao longo de cada seção do contorno aberto, para cada camada vertical.

$$R = U \pm \eta \sqrt{\frac{g}{h}} \quad (10)$$

onde U corresponde à velocidade normal ao contorno, η à elevação da superfície, g à aceleração da gravidade, e h a profundidade.

Apesar do elevado nível de dificuldade na implementação destes tipos de condições de contorno, elas apresentam a vantagem de serem fracamente reflexivas, o que diminui em muito as reflexões de ondas curtas no contorno; dispensando a necessidade do uso de camadas esponja.

O campo de velocidade normal utilizado na fronteira aberta foi fornecido pelas reanálises do HYCOM/NCODA, com resolução de $1/12^\circ$ (disponível em www.hycom.org) (CHASSIGNET *et al.*, 2009). O HYCOM é um modelo de circulação global que utiliza as equações primitivas do movimento e adota coordenadas isopícnais (ρ – *density tracking*) no oceano aberto e, a partir da equação da continuidade por camadas, faz uma transição dinâmica suave deste sistema de coordenadas para o sistema de coordenadas σ (*terrain following*) em regiões mais rasas e para o sistema de coordenadas Z para a camada de mistura e/ou oceano estratificado (WALLCRAFT & METZGER, 2009). O sistema de coordenadas híbridas mantém as vantagens significativas de um modelo isopícnal em regiões estratificadas, enquanto permite uma maior resolução vertical próximo à superfície e em regiões costeiras rasas, propiciando uma melhor representação da física do oceano superior.

As análises do HYCOM com resolução horizontal de $1/12^\circ$ no equador (~ 7 km em latitudes médias) fazem parte de um sistema operacional de previsão/diagnóstico (HYCOM, 2011). A execução com refinamento de $1/12^\circ$ foi configurada com 32 níveis verticais, sendo os dados utilizados para o cálculo dos fluxos de momento e energia na interface ar/água disponibilizados pelo Navy Operational Global Atmospheric Prediction – NOGAPS, incluindo tensão e velocidade do vento, fluxos de calor (via bulk fórmula) e precipitação.

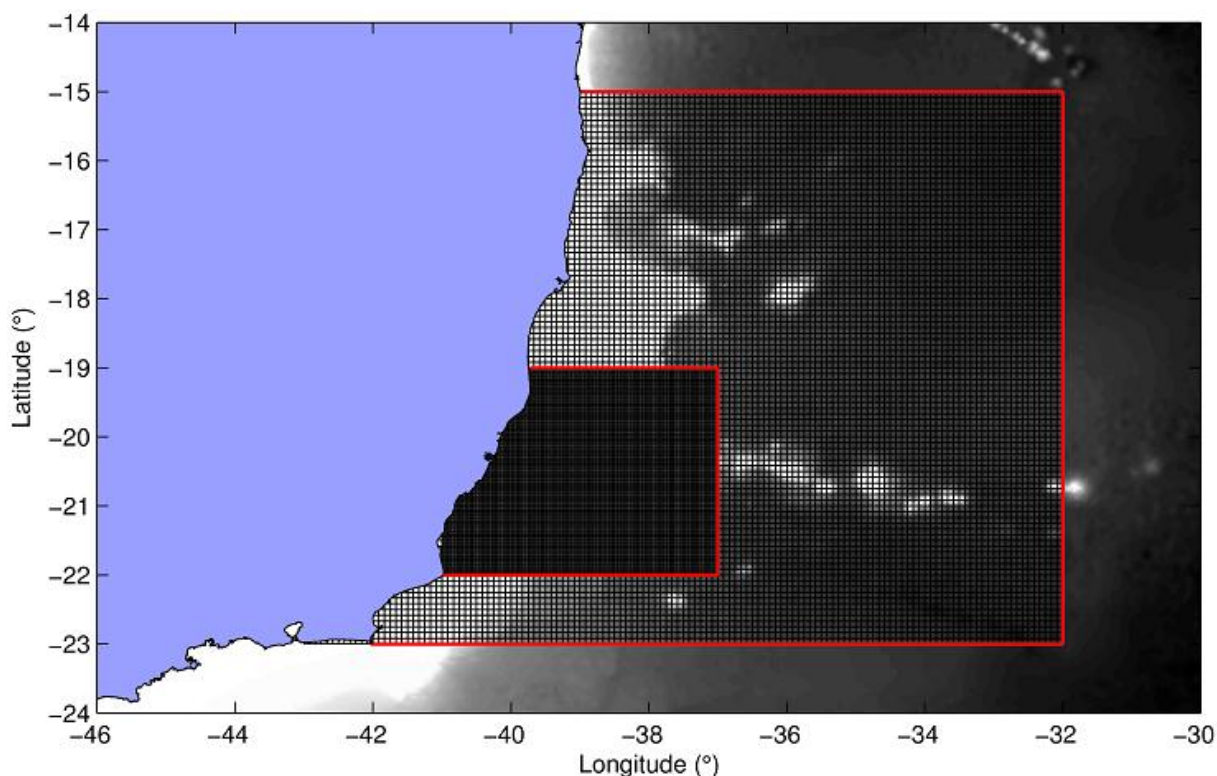


Figura 8 - Malha dos domínios L2 (maior, menos refinado) e L3 (menor, mais refinado) aninhados. Os contornos abertos estão delimitados em vermelho.

A batimetria adotada utiliza os dados disponibilizados do NRL DBDB, que é um conjunto de dados com controle de qualidade. A última análise realizada no sistema de previsão/diagnóstico é o NCODA (CUMMINGS, 2005, apud AMORIM, 2011), que é um esquema multivariado de interpolação ótima usado para assimilar observações superficiais derivadas de satélite, altimetria e dados de temperatura da superfície do mar, e dados de perfilladores, como XBTs, CTDs e flutuadores ARGO (WALLCRAFT & METZGER, 2009).

As saídas do HYCOM/NCODA foram validadas globalmente por Metzger *et al.* (2008). Para a região de estudo desse trabalho, para o ano de 2009, o HYCOM foi validado por Amorim (2011).

Os dados de elevação da superfície foram obtidos por meio de um aninhamento do domínio L2 em um domínio bidimensional (L1) que engloba toda a região oceânica ao largo do sudeste brasileiro, sendo utilizado neste domínio apenas dados de harmônicos de maré. Os valores de amplitude e fase são provenientes do modelo TPXO (EGBERT & EROFEEVA, 2002).

Assim, a elevação da superfície obtida desse aninhamento é resultado exclusivamente do efeito da maré. Posteriormente essa elevação foi somada à

anomalia da elevação da superfície disponibilizada pelo Hycom para cada seção do contorno do domínio; anomalia esta resultante de forçantes oceanográficas e meteorológicas. Após a soma esse valor foi adicionado à equação 10 para o cálculo das invariantes de Riemann.

A batimetria usada no domínio L2 corresponde à mesma batimetria utilizada pelo HYCOM, sendo os dados de profundidade utilizados no cálculo das invariantes de Riemann (h na equação 10) obtidos desta batimetria.

Os dados de salinidade e temperatura do modelo HYCOM/NCODA foram interpolados para cada seção do contorno (condição de contorno) e para cada camada (condição inicial e partida quente), sendo estas impostas no contorno como uma condição de contorno do tipo *Clamped*. Para as variáveis velocidade da corrente e elevação da superfície, foi utilizada uma condição inicial de partida fria, onde os valores das duas variáveis hidrodinâmicas foram inicializadas como zero (partida a frio).

Para o fluxo de energia na interface oceano/atmosfera foi utilizado o modelo *Ocean* (DELFT HYDRAULICS, 2011). Este modelo utiliza a umidade relativa, cobertura de nuvem, temperatura do ar, velocidade do vento e pressão, assim como a latitude de cada grade, para computar o fluxo líquido de calor através da superfície da água. Os dados dessas variáveis são provenientes das reanálises-II do NCEP (NCEP2), disponíveis gratuitamente no site do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP, <http://www.ncep.noaa.gov/>).

Para o fechamento do modelo de turbulência foi utilizado o modelo de turbulência $k - \varepsilon$ para o cálculo da turbulência 3D e o modelo HLES (*Horizontal Large Eddy Simulation*) para o cálculo da turbulência 2D.

O valor da aceleração devido a gravidade utilizada no cálculo foi de $9.81m/s^2$.

O fluxo da quantidade de movimento entre o oceano e a atmosfera foi parametrizado através da lei quadrática para a velocidade do vento, em que o coeficiente de fricção foi calculado a partir da formulação de Large & Pond (1981). Esta formulação foi implementada no código do Delft3D no presente trabalho, já que comparações entre campos de temperatura simulados e medidos por sensoriamento remoto mostram que os resultados obtidos por meio da formulação de Large & Pond (1981) são mais próximos ao real. Para esses cálculos são utilizados dados das componentes x e y da velocidade do vento e da pressão atmosférica disponibilizados pelas reanálises-II do NCEP (NCEP2).

Para a batimetria foram interpolados para a malha computacional dados da batimetria global GEBCO08, disponível no site <http://www.gebco.net/>.

Após a implementação das condições de contorno e inicial, e das forçantes atmosféricas, o modelo foi executado por um período de 30 dias, entre 15 de agosto e 15 de setembro 2009, sendo os cálculos realizados com um passo de tempo de cinco minutos.

Posteriormente foi confeccionado o domínio menor (Figura 8), delimitado pelas latitudes 19° S e 22° S e longitudes 41° W e 37° W, de onde foram extraídos os resultados analisados nesse trabalho. Mediante a técnica de aninhamento de malhas as condições de contorno hidrodinâmicas e termohalinas foram confeccionadas para o domínio menor a partir dos resultados do domínio maior. Esse novo domínio apresenta um espaçamento de malha de 1/36°, com 31 camadas Z na vertical.

As parametrizações utilizadas no cálculo dos fluxos de energia e *momentum* correspondem ao mesmos aplicados no domínio maior.

As condições iniciais termohalinas foram obtidas por meio de interpolação dos dados do modelo HYCOM, e as da velocidade e elevação da superfície por meio de partida fria.

Esse domínio foi executado por um período de 30 dias, com um passo de tempo de 5 minutos, entre 15 de agosto e de 15 de setembro de 2009.

5.4 EXPERIMENTOS DE SENSIBILIDADE

Para a solução dos objetivos específicos propostos no presente trabalho foram simulados cinco experimentos numéricos: um padrão, onde foram mantidas as condições normais de simulação para o período de 15 de agosto a 15 de setembro de 2009, e quatro experimentos de sensibilidade, onde foram modificados os valores da velocidade do sistema CB/CCI, como forma de estudar a resposta do campo de escoamento a essa variação anômala da velocidade.

Os quatro experimentos de sensibilidade foram divididos em: Corrente do Brasil (CB) acelerada e Corrente de Contorno Intermediária (CCI) com velocidade real (CBAC); CB desacelerada e CCI com velocidade real (CBDES); CB com velocidade real e CCI acelerada (CCIAC); e CB com velocidade real e CCI desacelerada

(CCIDES).

Para a aceleração e desaceleração das correntes foi multiplicado/dividido ao termo de velocidade da condição de Riemann um fator de 1,4; em outras palavras o valor da velocidade imposta ao contorno sofreu uma variação na ordem de 40%.

Esse valor foi escolhido por representar uma porcentagem de variação considerável se tratando de uma circulação de meso-escala; onde acredita-se que as variações de velocidade em escala anual, e até interanual, estejam dentro, ou sejam próximos dessa porcentagem. A região de estudo é muito pouco conhecida hidrodinamicamente (PASSOS, 2011), assim o valor de variação da velocidade teve de ser definido pelo presente autor para que os objetivos específicos pudessem ser resolvidos.

O valor de 1,4 para o coeficiente de variação foi multiplicado aos valores de velocidade no contorno do domínio maior, sendo esta informação transmitida para o domínio menor por meio do aninhamento de malhas. A delimitação espacial da CB e CCI nos contornos norte e sul do domínio maior, necessária para a construção dos experimentos de sensibilidade, foi realizada baseando-se no HYCOM, de onde são provenientes as condições de contorno hidrodinâmicas e termohalinas. No contorno norte a CB é delimitada pelas latitudes $38,96^{\circ}$ W e $38,00^{\circ}$ W, e pelas camadas 1 (superfície) a 6, e a CCI é delimitada pelas latitudes $38,96^{\circ}$ W e $36,56^{\circ}$ W, e pelas camadas 7 a 20. No contorno sul a CB é delimitada pelas latitudes $41,63^{\circ}$ W e $39,83^{\circ}$ W, e pelas camadas 1 a 13, e a CCI é delimitada pelas latitudes $41,63^{\circ}$ W e $38,87^{\circ}$ W, e pelas camadas 14 a 22.

Apesar do coeficiente de variação aumentar as velocidades em 40 %, o valor de velocidade que efetivamente entra no domínio depende não apenas da magnitude e da direção da velocidade, mas também de outros forçantes barotrópicos e baroclínicos que atuam no contorno; assim a velocidade que entra no domínio é o resultado da variação imposta nos casos e dessas forçantes físicas.

Após a confecção dos experimentos de sensibilidade, estes foram simulados nas mesmas condições que o caso padrão, sendo os resultados destes analisados na próxima seção.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 VALIDAÇÃO DO MODELO DELFT3D

A validação foi dividida em duas partes. Na primeira foi realizada uma análise para avaliar a capacidade do Delft3D em reproduzir algumas feições e campos instantâneos, sendo os resultados do modelo para o experimento padrão comparados com os dados encontrados na literatura; e na segunda parte foi realizada uma comparação dos dados do modelo com dados medidos *in situ*, com o intuito de verificar se a física do modelo consegue reproduzir os campos termohalinos com boa acurácia.

6.1.1 Parte 1: Avaliação qualitativa da circulação

Para avaliar a capacidade do modelo em reproduzir o sistema formado pela CB e pela CCI, foi analisada a distribuição da velocidade meridional em uma seção transversal à costa, coletada na latitude de 21° S. Analisando a Figura 9 é possível observar a magnitude da velocidade horizontal da CB, em direção ao sul, e da CCI, em direção ao norte, e o forte gradiente vertical da velocidade resultante da interação desses escoamentos que se deslocam em direções opostas. As magnitudes do campo de velocidade meridional e a profundidade do núcleo da CCI, centrado em torno da profundidade de 900 m, está de acordo com o encontrado na literatura (SILVEIRA *et al.*, 2004; SCHIMIDT *et al.*, 2007; SILVA *et al.*, 2009; LEGEAIS *et al.*, 2012, COSTA *et al.*, 2013). A análise de outras seções transversais mostram que o modelo também reproduziu a diminuição da profundidade do núcleo da CCI com a diminuição da latitude, sendo o mesmo padrão de comportamento observado por Muller *et al.* (1998) e Legeais *et al.* (2012.).

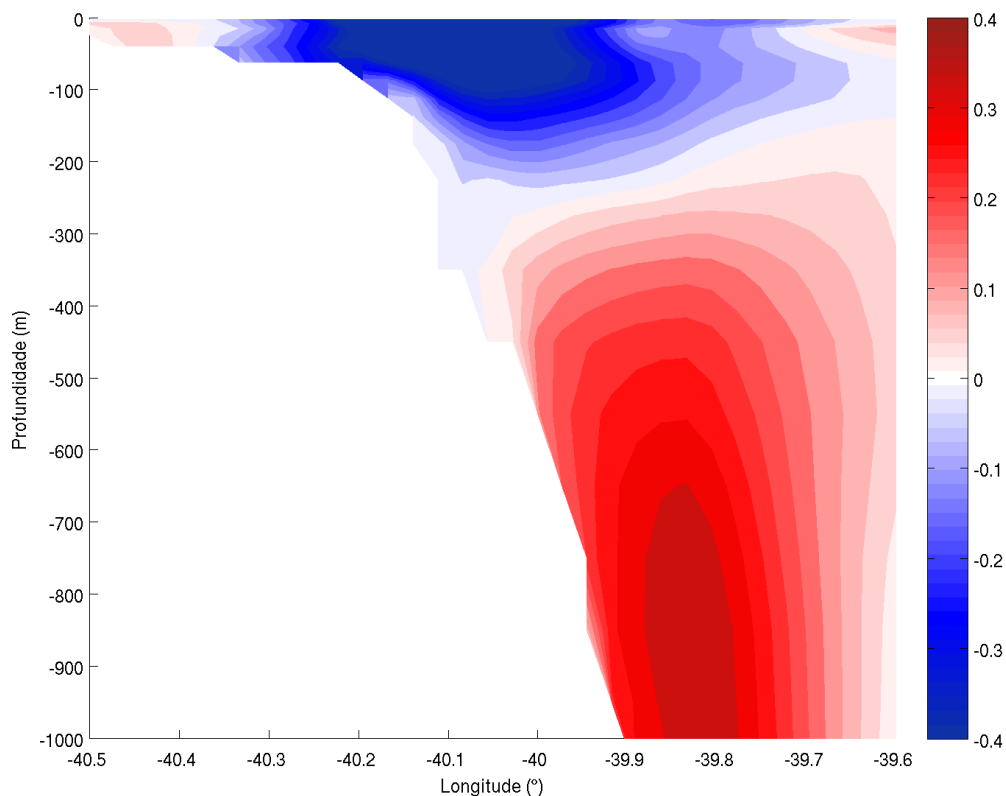


Figura 9 - Seção vertical da velocidade meridional (cm/s) para profundidade inferior a 1000 m, na latitude 21° S para o dia 06/09/2009. Os valores em azul correspondem às velocidades em direção ao sul, e em vermelho às velocidades em direção ao norte.

Na Figura 10 é possível observar a presença de um vórtice anticiclônico no dia 6-9-2009 centrado em torno da latitude de 20,6° S e longitude 39°, próximo a cidade de Vitória-ES, aproximadamente no mesmo local que o encontrado na figura 11 da anomalia de elevação da superfície do mar com velocidades geostróficas disponibilizadas pela AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com/>), apresentada em Costa *et al.* (2013).

Uma feição anticiclônica também é reportada no trabalho de Passos (2011) para o período de inverno do ano de 2004, sendo esta estrutura centrada em torno da latitude de 21° S. Um dos locais de origem desses vórtices parece ser a região do Cabo de São Tomé (~22°), os quais posteriormente migram para latitudes mais baixas, podendo chegar até próximo da latitude de Vitória. No presente trabalho essa feição anticiclônica será denominada Vórtice de Tubarão (VT), mesma nomenclatura utilizada por Passos (2011).

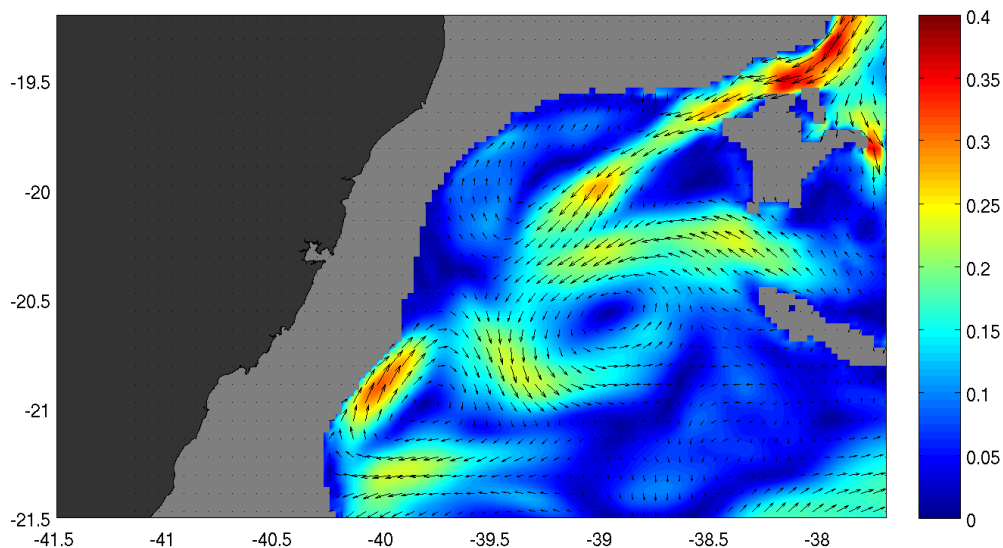


Figura 10 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, profundidade de 150 m.

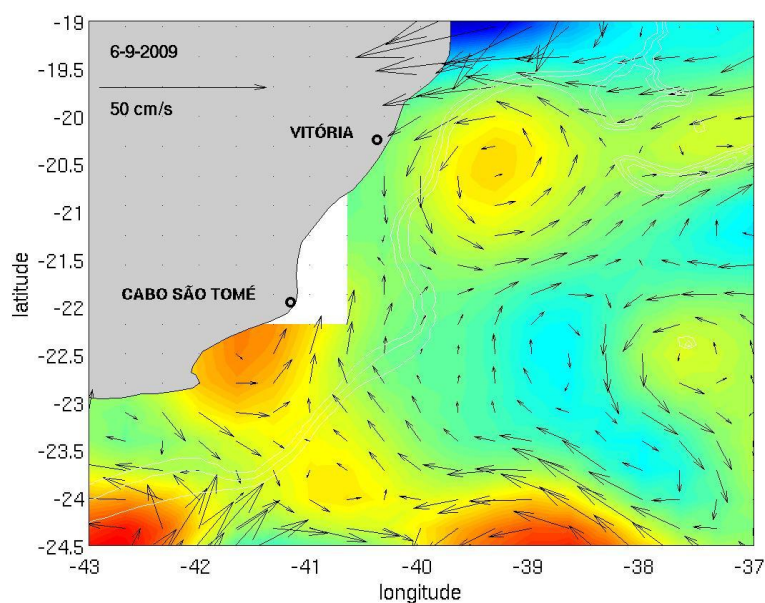


Figura 11 - Anomalia de elevação da superfície do mar com velocidades geostróficas disponibilizadas pela AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com/>). As cores representam a elevação da superfície do mar. Fonte: Costa *et al.*, 2013.

Na Figura 12 está presente o campo de velocidade simulado para a profundidade de 800 m. Nesse campo é possível observar a presença de uma recirculação ciclônica centrada em torno das coordenadas 21° S e 39.5 ° W. Na Figura 13 é mostrada a trajetória de um derivador de superfície e de um perfilador Argo (medições de Junho de 2009 a Março de 2010), deixado à deriva em uma região de

profundidade intermediária (dentro da CCI) [figura presente no trabalho de Costa *et al.* (2013)]. Analisando essa figura é possível observar que esse perfilador entrou em uma feição ciclônica, ficando recirculando por grandes períodos de tempo, o que confirma a existência de uma recirculação dentro do Embaiamento de Tubarão. Contudo, a partir da Figura 13 percebe-se que a recirculação apresenta uma extensão longitudinal maior (com seu núcleo localizado mais a leste) do que a recirculação simulada pelo modelo. Enquanto a recirculação modelada apresenta seu núcleo centrado aproximadamente nas coordenadas $20,8^{\circ}$ S e $39,5^{\circ}$ W, a trajetória descrita pelo derivador apresenta seu núcleo centrado aproximadamente nas coordenadas $20,5^{\circ}$ S e 39° W. A explicação para essa diferença está relacionada principalmente com a batimetria utilizada na simulação, já que essa recirculação é induzida pela morfologia do fundo e a sua correta simulação está provavelmente associada à qualidade dos dados batimétricos. Outra possível causa para essa diferença está relacionada à qualidade dos dados utilizados no contorno do domínio, no presente caso, dados do HYCOM-NCODA.

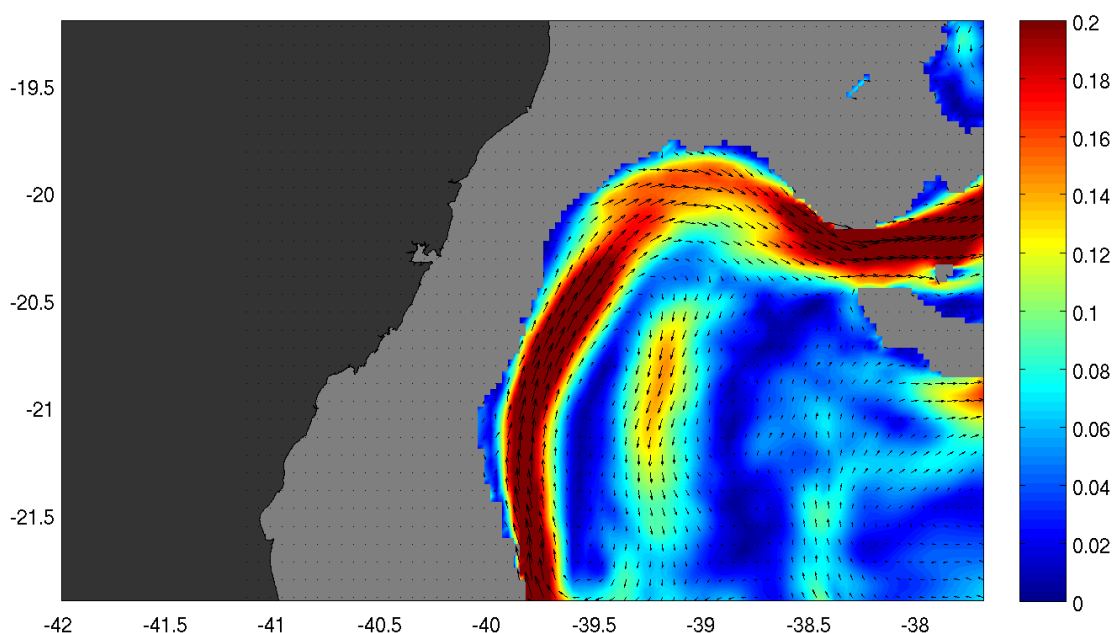


Figura 12 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, na profundidade de 800 m. A escala foi definida de modo a evidenciar a recirculação.

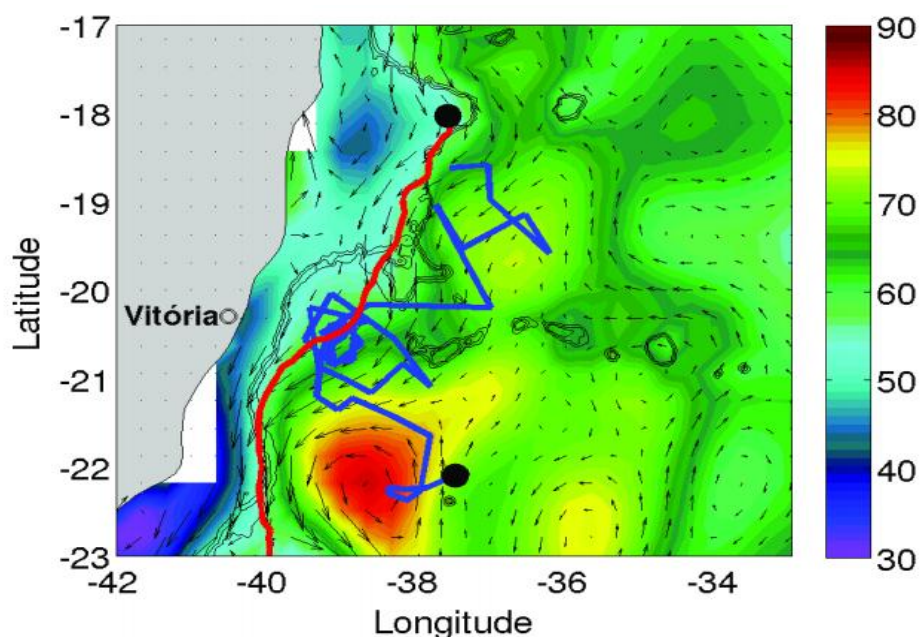


Figura 13 - Trajetória do perfilador Argo (linha azul) ao se aproximar do Embaiamento de Tubarão, realizando 4 voltas ciclônicas. A linha vermelha representa a trajetória de um derivador de superfície no final de janeiro de 2010. As bolas pretas indicam o início da trajetória do perfilador Argo e do derivador. A escala de cor indica a anomalia de elevação da superfície do mar à época da passagem do derivador de superfície e as setas são vetores de velocidade geostrófica calculados a partir da anomalia de elevação. Fonte: Costa *et al.*, 2013.

6.1.2 Parte 2: Avaliação quantitativa da salinidade e temperatura

Nessa parte da validação os resultados do Delft3D de temperatura e salinidade foram comparados com os dados do projeto PIRATA para 2012, devido à disponibilização dos dados do projeto para esse ano.

A comparação do comportamento da temperatura com a profundidade dos dados fornecidos pelo projeto PIRATA com os resultados do modelo numérico são mostrados na Figura 14.

As séries temporais de salinidade e de temperatura de ambos modelo e projeto PIRATA para o ano de 2012 são mostradas nas Figuras 15 e 16, respectivamente.

De forma geral os resultados do modelo numérico mostram que o modelo tende a subestimar a temperatura entre as profundidades 150 m e 300 m (Figura 14), com um bom ajuste nas demais profundidades. Este comportamento pode estar associado à representação computacional das camadas do oceano.

As séries temporais de salinidade (Figura 15) e temperatura (Figura 16) mostram que o modelo numérico consegue capturar satisfatoriamente as mudanças

termohalinas nas profundidades analisadas (10, 60 e 120 m para a salinidade e 5, 100, 500 m para a temperatura), com erros menores que 0,2 psu para a salinidade e menores que 1° C para a temperatura.

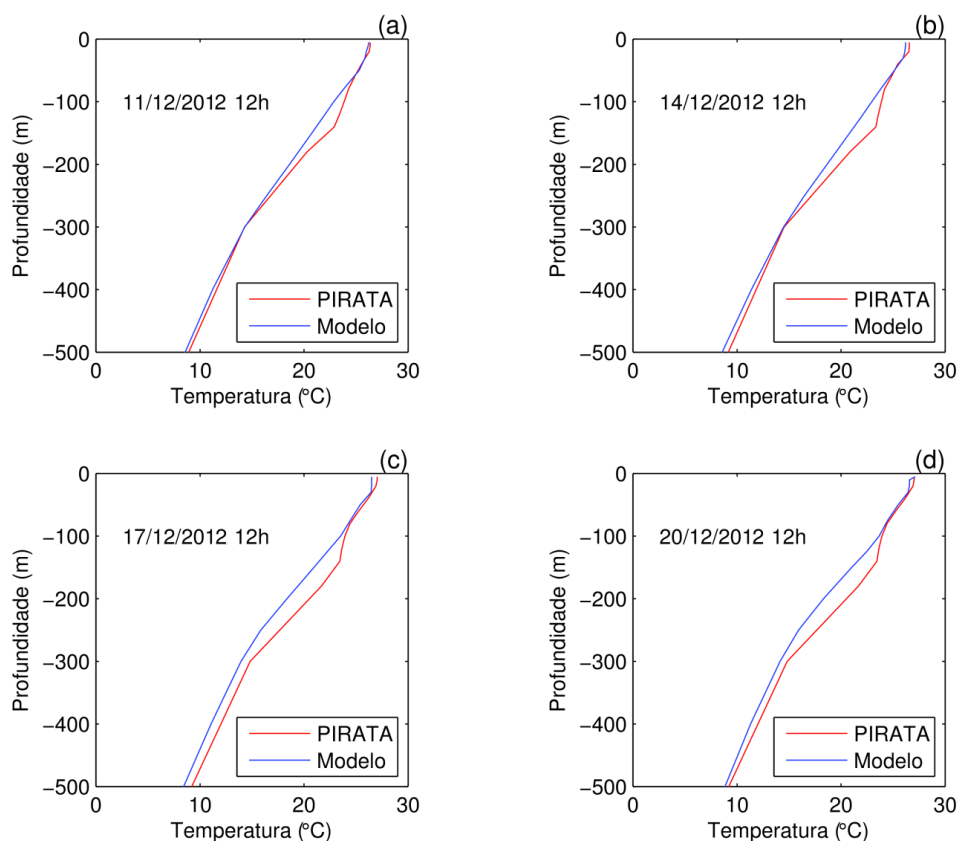


Figura 14 - Perfis verticais de temperatura comparando os dados do projeto PIRATA (em vermelho) e os resultados do modelo numérico (em azul) para os dias 11 (a), 14 (b), 17 (c) e 20 (d) de dezembro de 2012. Coordenadas 19° S e 34° W.

O erro para a salinidade foi constante durante o período analisado para todas as profundidades analisadas (Figura 15.a, Figura 15.b e Figura 15.c), enquanto para a temperatura os maiores erros foram encontrados em profundidades maiores que 100 m (Figura 16.b) e 500 m (Figura 16.c), com erro entre 0,5 °C e 0,8 °C; já para o perfil localizado a 5 m (Figura 16.a) o erro foi menor que 0,4 °C.

Estes erros podem estar relacionados principalmente com a discretização vertical utilizada e também com os dados de vento e demais forçantes atmosféricas utilizadas para forçar o modelo numérico.

Mesmo com algumas discrepâncias entre o medido e o modelado, os resultados encontrados neste trabalho mostram que o modelo numérico, junto com as especificações usadas, é capaz de fornecer de forma satisfatória a distribuição em

mesoescala de temperatura e salinidade para a região de estudo. O que, considerando as análises qualitativas nos leva a inferir que a circulação de mesoescala foi representada de forma satisfatória pelo Delft3D.

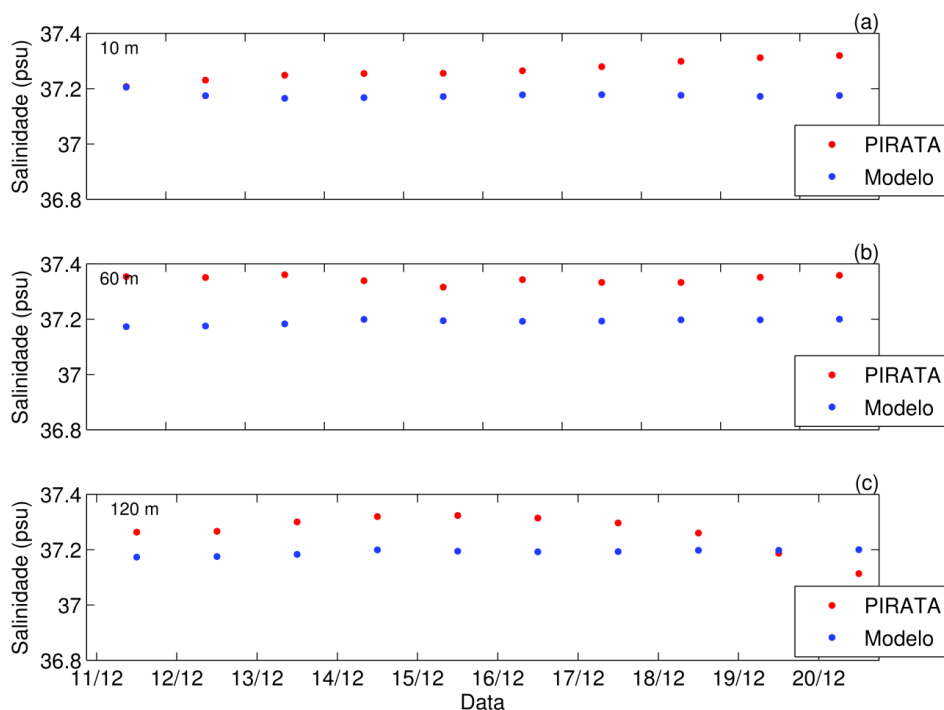


Figura 15 - Série temporal de salinidade comparando os resultados do modelo numérico (em azul) e os dados do projeto PIRATA (em vermelho), para as profundidades de 10 m (a), 60 m (b) e 120 m (c) para o ano de 2012. Coordenada 19° S e 34° W.

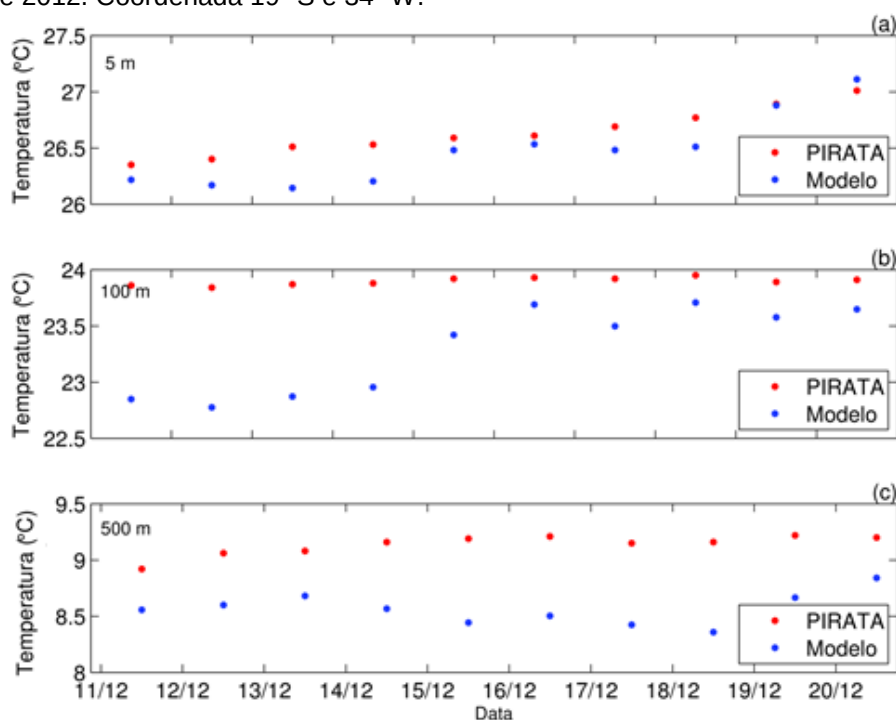


Figura 16 - Série temporal de temperatura comparando os resultados do modelo numérico (em azul) e os dados do projeto PIRATA (em vermelho), para as profundidades de 10 m (a), 100 m (b) e 500 m (c) para o ano de 2012. Coordenada 19° S e 34° W.

6.2 MODIFICAÇÃO DA ESTRUTURA DO CAMPO VERTICAL DE VELOCIDADES DO SISTEMA CB/CCI

Nesta parte do estudo serão analisados os resultados de seções transversais de velocidade para os quatro experimentos de sensibilidade com o intuito de se observar as respostas do campo vertical do escoamento devido às modificações da velocidade das correntes.

Na Figura 17 a Figura 21 são mostradas as seções transversais à costa da distribuição da velocidade (cm/s) para os cinco experimentos. Todos os resultados dos experimentos realizados são mostrados para o dia 10/09/2009.

Em relação ao caso padrão (Figura 17) o sistema CB/CCI é caracterizado por uma CB com uma velocidade meridional do núcleo de 0,48 m/s e uma extensão de aproximadamente 150 m próximo à quebra da plataforma; e por uma CCI com uma velocidade meridional no núcleo de 0,3 m/s, e uma profundidade do núcleo de aproximadamente 700 m. A seguir, para os experimentos de sensibilidade, são colocados o aumento e a diminuição da velocidade do núcleo das correntes para a latitude 20,44 ° S decorrentes de uma variação de 40 % no contorno (seção 5.4).

Para o caso CBAC (Figura 18) o aumento da velocidade da CB de ~0,12 m/s foi acompanhado por uma diminuição da velocidade da CCI de ~0,04 m/s, estando isso associado ao aumento do cisalhamento vertical entre a CB e a CCI. A variação da velocidade da CB foi acompanhada por um aumento da extensão vertical dessa corrente, devido a transferência vertical da quantidade de movimento das camadas mais superficiais para as camadas mais profundas, e por um deslocamento do seu núcleo em direção à plataforma continental, sendo este deslocamento resultado da retração da CCI sobre a quebra de plataforma; retração esta associada ao enfraquecimento da CCI.

No caso CBDES (Figura 19) a diminuição da velocidade da CB de ~0,16 m/s foi acompanhada por um aumento da velocidade da CCI de ~0,04 m/s, sendo este aumento da velocidade na CCI resultante da combinação entre a inércia da CCI e a diminuição da fricção induzida pela CB. Como consequência ocorreu um aumento da extensão vertical da CCI, o que, por resultado do efeito barreira induzido pelo talude e da redução da extensão vertical da CB, induziu um galgamento da CCI sobre a quebra da plataforma, forçando o deslocamento do núcleo da CB para

offshore.

No caso CCIAC (Figura 20) o aumento da velocidade da CCI de $\sim 0,1$ m/s foi acompanhado por um aumento da extensão vertical dessa corrente e por uma redução da velocidade da CB de $\sim 0,14$ m/s. O que, devido ao efeito barreira induzido pelo talude e à redução da fricção com a CB, induziu um galgamento da CCI sobre a plataforma continental e um afastamento do núcleo da CB para offshore. Resultado similar a esse foi encontrado no caso CBDES.

No caso CCIDES (Figura 21) com a diminuição da velocidade da CCI de $\sim 0,06$ m/s ocorreu um aumento da velocidade da CB de $\sim 0,05$ m/s, resultado da inércia da CB e da redução da fricção induzida pela CCI. Como resultado ocorreu uma retração da CCI em direção ao talude, e um deslocamento do núcleo da CB em direção à plataforma. Resultado semelhante a esse foi encontrado no caso CBAC.

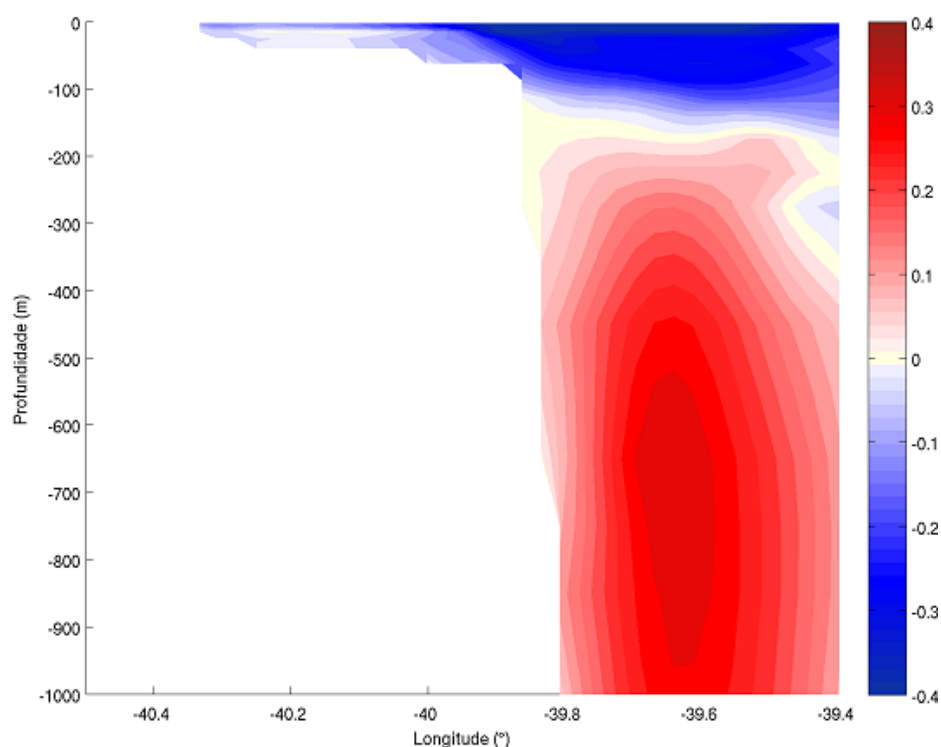


Figura 17 - Seção transversal à linha de costa da velocidade (cm/s) para profundidade inferior a 1000 m, na latitude $20,44^{\circ}$ S, para o dia 10/09/2009. Experimento padrão. Os valores em azul correspondem às velocidades em direção ao sul, e em vermelho às velocidades em direção ao norte.

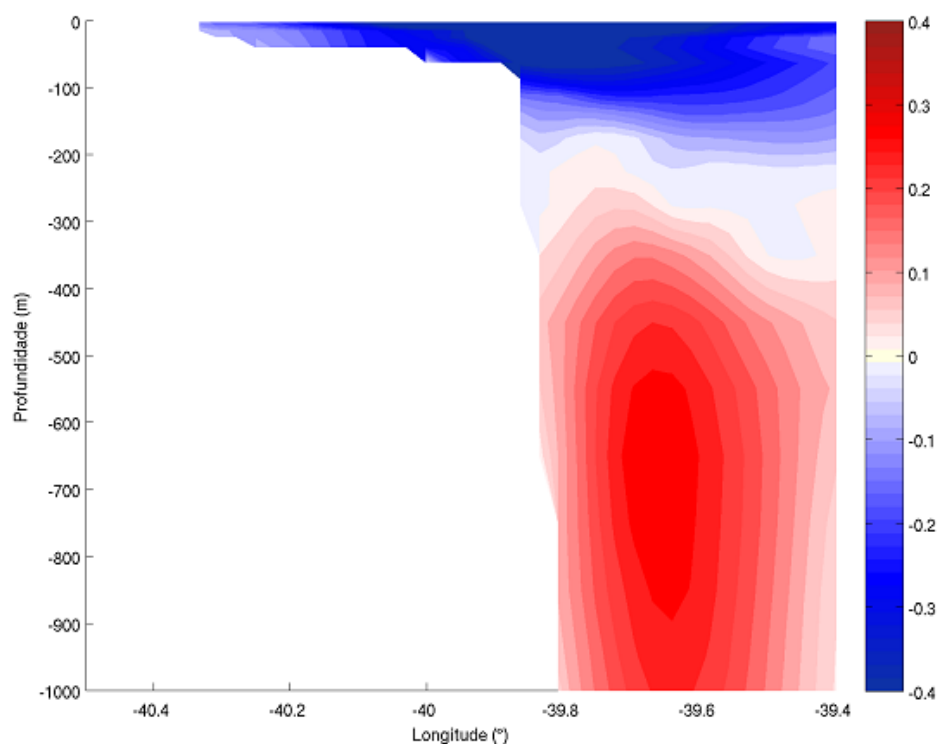


Figura 18 - Seção transversal à linha de costa da velocidade (cm/s) para profundidade inferior a 1000 m, na latitude $20,44^{\circ}$ S, para o dia 10/09/2009. Experimento CBAC.

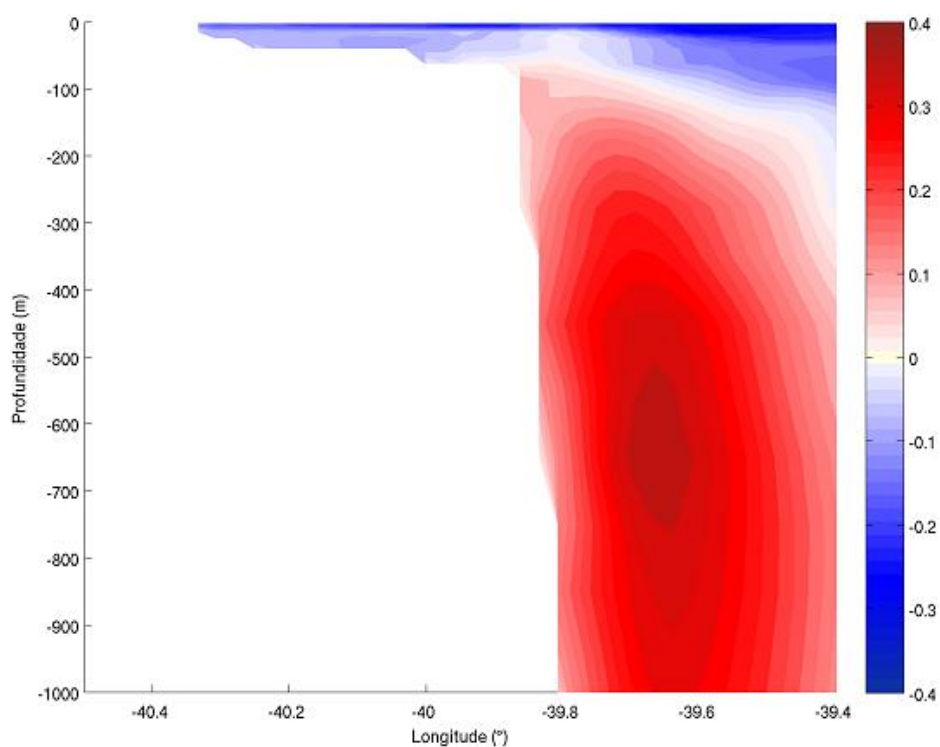


Figura 19 - Seção transversal à linha de costa da velocidade (cm/s) para profundidade inferior a 1000 m, na latitude $20,44^{\circ}$ S, para o dia 10/09/2009. Experimento CBDES.

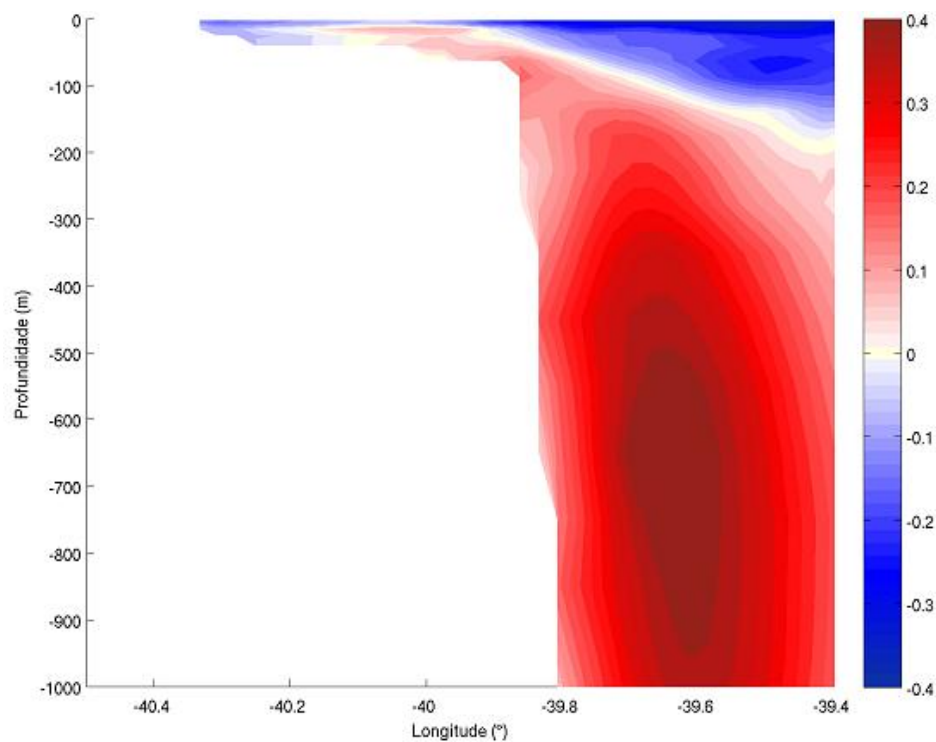


Figura 20 - Seção transversal à linha de costa da velocidade (cm/s) para profundidade inferior a 1000 m, na latitude $20,44^{\circ}$ S, para o dia 10/09/2009. Experimento CCIAC.

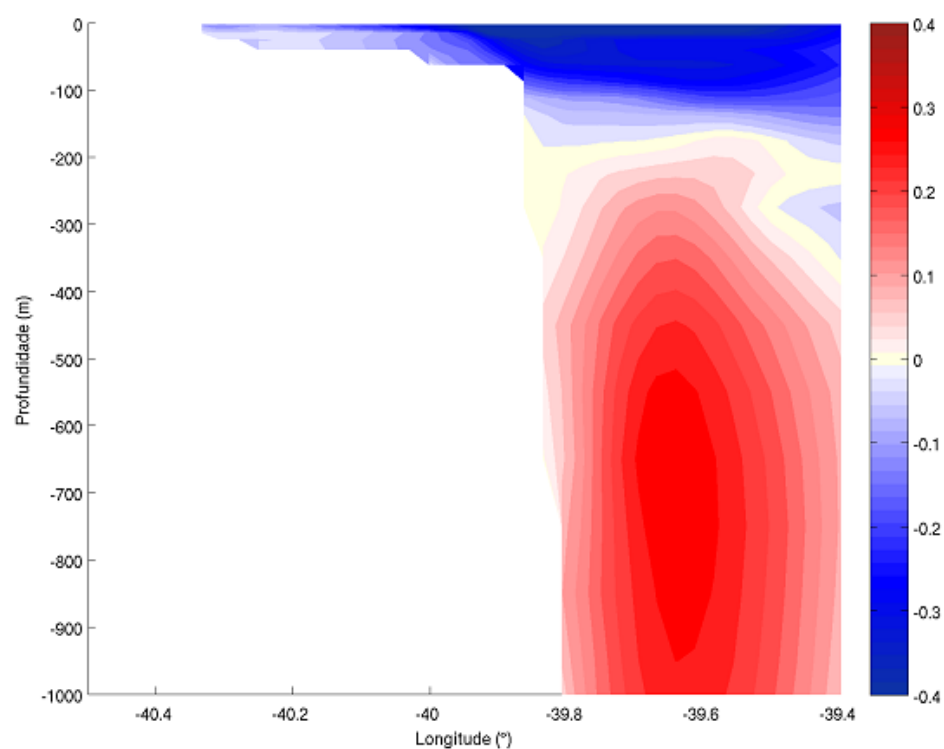


Figura 21 - Seção transversal à linha de costa da velocidade (cm/s) para profundidade inferior a 1000 m, na latitude $20,44^{\circ}$ S, para o dia 10/09/2009. Experimento CCIDES.

A partir desses experimentos foi possível observar que um aumento de 40 % da velocidade no contorno não corresponde a um aumento de 40 % da velocidade dentro do domínio, estando isso associado ao fato de que as correntes não devem ser analisadas como uma feição rígida, e sim como um sistema fluido que interage com o meio externo trocando *momentum* e energia. O *momentum* adicionado na corrente pelo contorno acabou sendo em parte transferido verticalmente, ocasionando a variação vertical da extensão das correntes, o que resultou em uma variação da velocidade do núcleo da corrente dentro do domínio menor que no contorno.

A semelhança encontrada na modificação da estrutura vertical das correntes entre os casos CBAC/CCIDES e CBDES/CCIAC parece estar relacionada ao fato de que modificações da velocidade da CB, ou da CCI, induzem uma modificação da intensidade e da extensão vertical da CCI, o que ocasiona um galgamento sobre a plataforma continental ou uma retração em direção ao talude desta corrente, provocando um deslocamento da CB. Isso mostra um elevado nível de acoplamento na interação das correntes desse sistema, o que eleva ainda mais a complexidade dos estudos nessa região; já que a explicação para modificações na hidrodinâmica em uma determinada camada superficial pode estar relacionada com as regiões mais profundas, e não somente associada ao vento ou outros processos de superfície, como muitas vezes se baseiam os estudos. Além disso esses resultados parecem indicar uma dominância da influência da CCI sobre a CB, já que o deslocamento da CB em direção ao oceano aberto ou à plataforma parece ser dominado pelo galgamento da CCI sobre a plataforma.

Essa variação inversa das intensidades das correntes do sistema CB/CCI pode ser observada em outros trabalhos. Em Rodrigues *et al.* (2007) os autores correlacionaram a variação das velocidades da CB e CCI com a modificação da posição da bifurcação do ramo sul da corrente sul equatorial (BiSEC); e em Soutelino *et al.* (2013) é possível observar essa relação inversa durante o aquecimento do modelo utilizado em seu trabalho, ocorrendo uma diminuição da velocidade da CB acompanhada por um aumento da velocidade da CCI, e um galgamento desta em direção à plataforma continental. Apesar do efeito de cada corrente não estar isolado nesses dois trabalhos, eles ajudam a confirmar o encontrado no presente estudo.

6.3 VÓRTICE DE TUBARÃO

Esta seção tem como intuito verificar se o VT apresenta sua dinâmica controlada por uma das correntes que formam o sistema CB/CCI, ou por ambas, como parece ocorrer com outros vórtices encontrados na região, como o Vórtice de Vitória e o Vórtice de Abrolhos. Arruda *et al.* (2013) colocou o escoamento da CCI como um dos motivos para a migração do VV em direção ao equador, e Soutelino *et al.* (2013) mostrou a dinâmica de formação do VA (Vórtice de Abrolhos) como sendo controlada tanto pela CB quanto pela CCI.

A ocorrência de uma estrutura vortical anticiclônica na região do Embaiamento de Tubarão (ET) foi reportada em trabalhos científicos para diferentes anos (PASSOS, 2011, ARRUDA *et al.* 2013; COSTA *et al.* 2013). Os resultados obtidos nesse trabalho mostram que verticalmente o Vórtice de Tubarão apresenta-se confinado à região da Corrente do Brasil, estando no dia 6/9/2009 o VT centrado em torno da latitude 20,6° S (Figura 22 e Figura 23). A presença do sinal do VT apenas na região da CB também foi encontrado por Passos (2011), para o Vórtice de Tubarão no inverno de 2004, estando esta feição centrada na latitude de 21° S.

Além disso a presença de uma feição ciclônica, centrada na latitude de 21° S, em contato com o VT, indica a possibilidade do VT fazer parte de uma configuração dipolar. Configuração esta reportada por Hooker & Brown (1996), Hooker *et al.* (1997) e Pereira (2009) para outros vórtices encontrado ao largo da região sudeste brasileira.

Na Figura 24 a Figura 27 são mostrados os campos de velocidade para os quatro experimentos de sensibilidade para a profundidade de 150 m, na mesma data e hora que o experimento padrão (Figura 22 e Figura 23). A partir da análise dos campos de velocidade para os experimentos de sensibilidade e a comparação desses com o experimento padrão será possível observar quais as modificações induzidas na estrutura do vórtice devido à modificação da velocidade das correntes, e assim verificar se ambas as correntes induzem modificações significativas no VT, ou se este apresenta sua dinâmica controlado por uma das correntes do sistema.

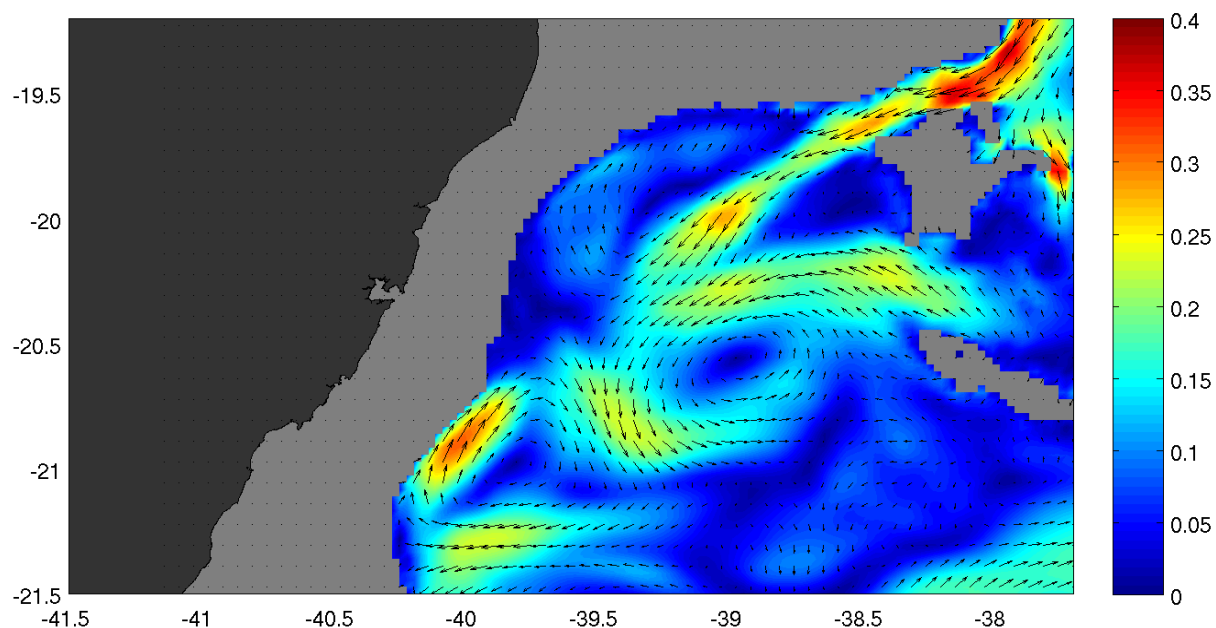


Figura 22 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 150 m. Experimento padrão

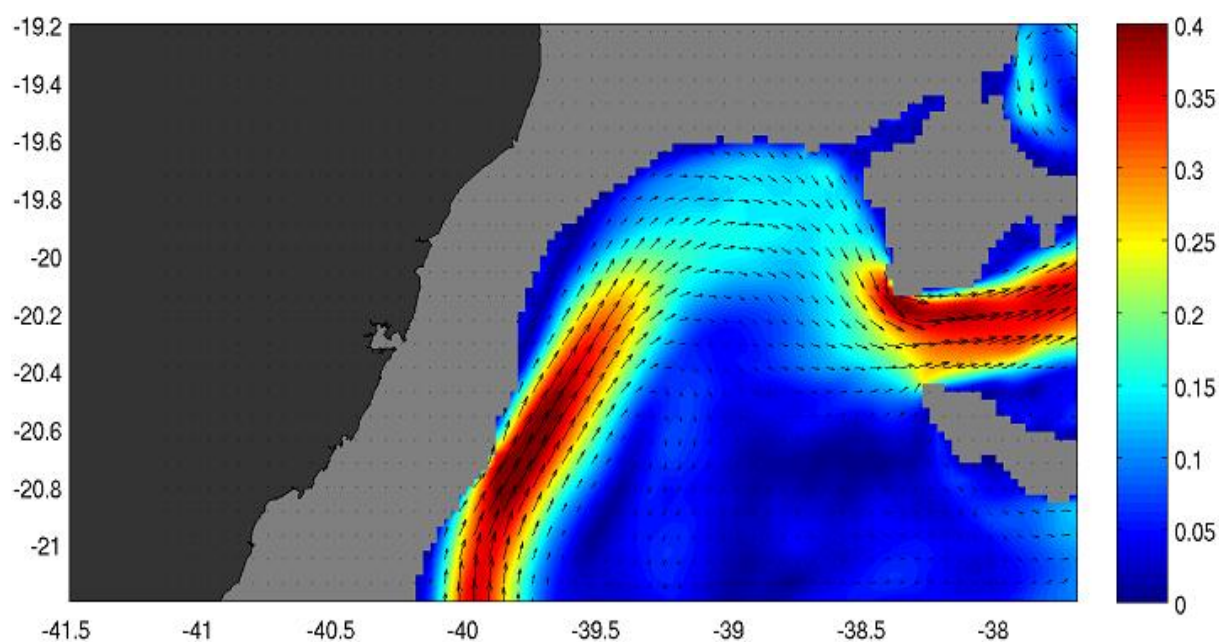


Figura 23 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 600 m. Experimento padrão. Nesta profundidade não foi possível observar o sinal do VT. Experimento Padrão.

Analisando o experimento CBAC (Figura 24) é possível observar grandes modificações no VT mediante a modificação da velocidade da CB. Nos primeiros 150 m de profundidade não foi possível observar um sinal evidente do VT para o experimento CBAC.

Com relação ao caso CBDES (Figura 25) ocorreu um enfraquecimento significativo do sinal do vórtice na profundidade analisada; contudo o seu sentido de giro anti-horário permaneceu o mesmo.

Para os casos com a variação da CCI, CCIAC e CCIDES, foram observadas modificações na velocidade da corrente e na posição do núcleo do VT consideravelmente inferiores ao ocorrido nos casos com variação da CB, como pode ser observado na Figura 26 e na Figura 27. As modificações na intensidade do VT estão provavelmente associadas às variações da velocidade da CB induzidas pela aceleração/desaceleração da CCI.

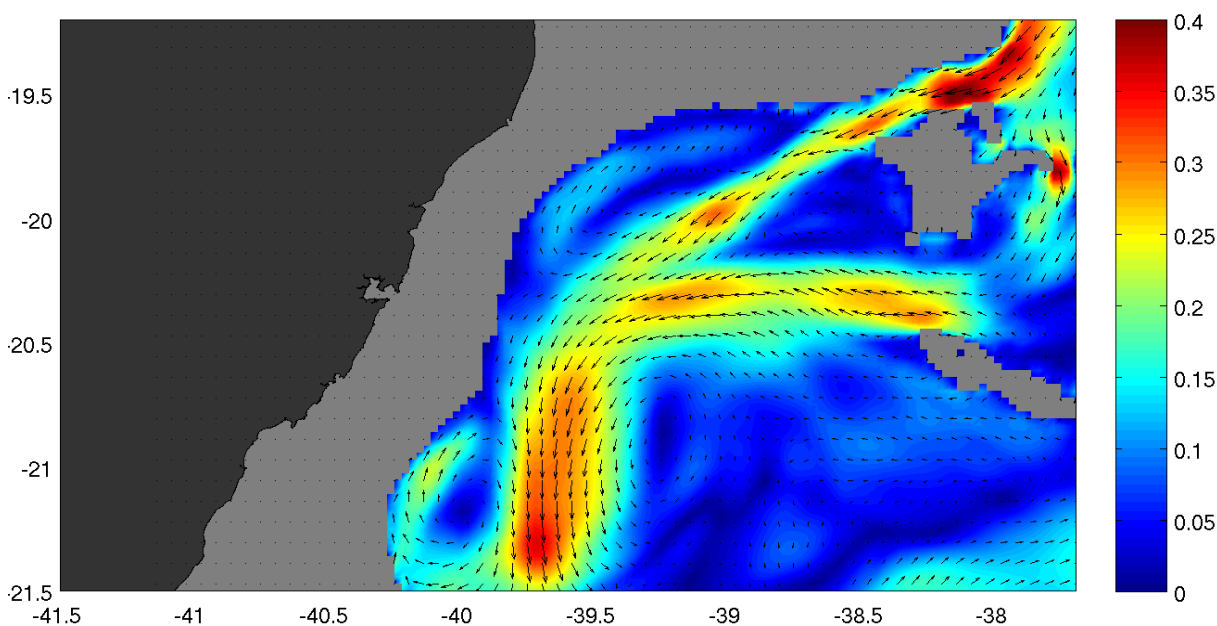


Figura 24 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, 00:00 h, em torno da profundidade de 150 m. Experimento CBAC.

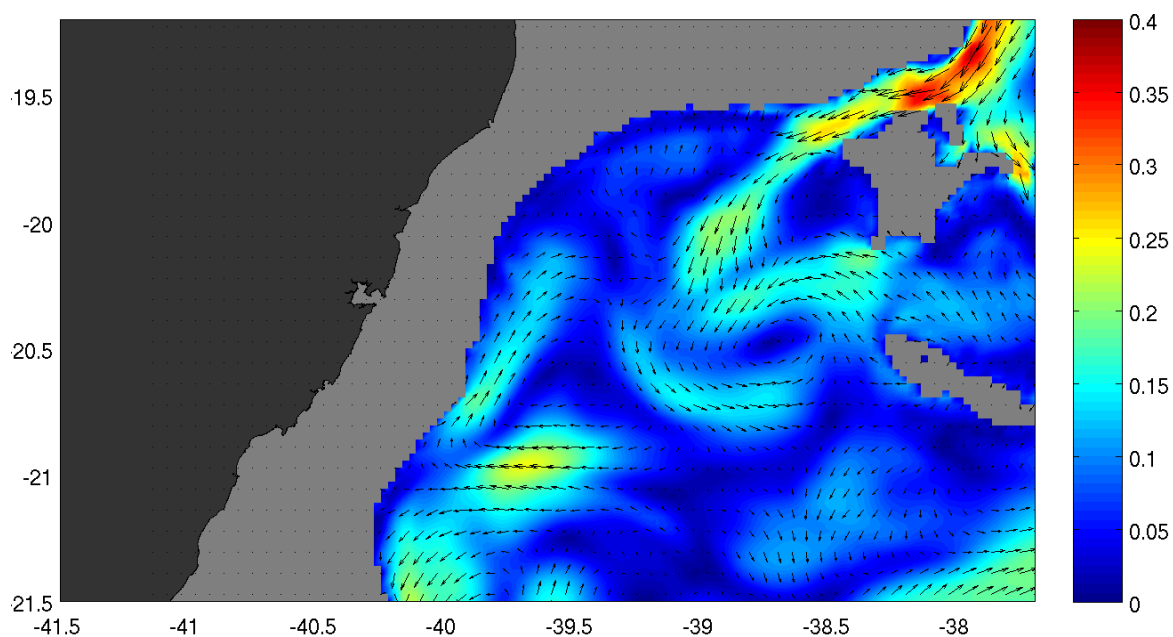


Figura 25 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 150 m. Experimento CBDES.

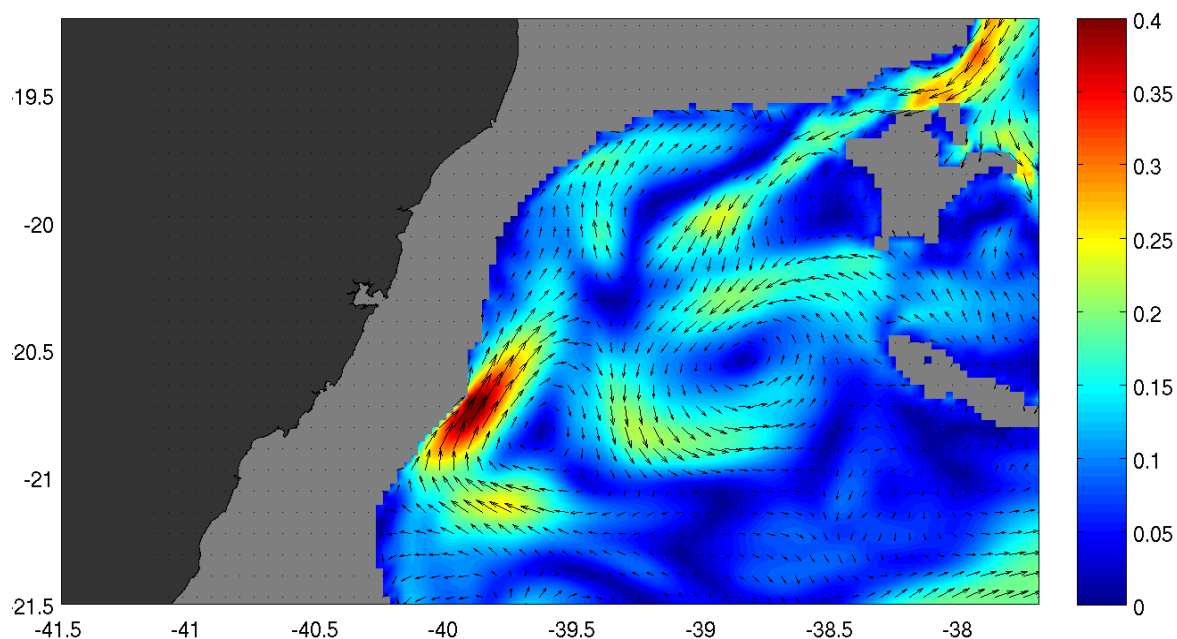


Figura 26 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 150 m. Experimento CCIAC.

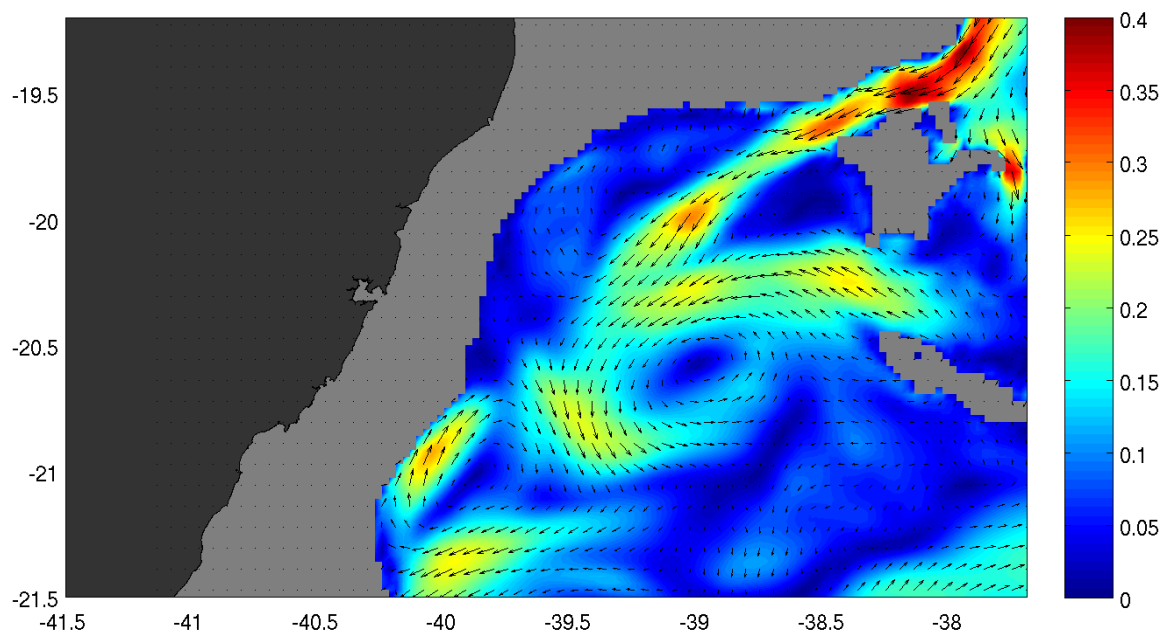


Figura 27 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 150 m. Experimento CCIDES.

Uma análise mais detalhada do caso CBAC identifica o sinal do vórtice em uma camada de maior profundidade (Figura 28), indicando assim um afundamento do VT. Outra mudança que ocorreu está relacionada com a localização do núcleo do VT, deslocado para maiores latitudes, indicando uma translação do vórtice induzida pelo escoamento da CB.

Para o caso CBDES o sinal do VT foi identificado com maior intensidade em uma camada mais rasa (Figura 29), estando o núcleo do Vórtice deslocado para regiões de menores latitudes.

Considerando o vórtice ciclônico adjacente ao VT, a variação da velocidade da CB induziu modificações semelhantes (enfraquecimento do sinal e migração meridional) nesse vórtice e no VT; o que reforça a idéia de que o VT e o vórtice ciclônico adjacente façam parte de um dipolo vortical. O mesmo pode ser observado para os casos com a variação da CCI.

Sendo assim, para uma mesma variação da CB e CCI, foram identificadas modificações mais proeminentes quando se modificou a CB, indicando que o VT tenha sua dinâmica controlada principalmente por variações da CB. Basicamente um aumento da velocidade da CB foi acompanhado por um afundamento do VT e por um deslocamento para o sul do núcleo dessa feição; enquanto que a diminuição da velocidade da CB foi acompanhada por uma elevação do VT e por um deslocamento para o norte desse vórtice.

A partir dos resultados apresentados aqui também é possível inferir sobre o papel da CCI na formação do VT. Em seu trabalho, Soutelino *et al.* (2013) mostrou que o cisalhamento induzido pela CCI é uma das forçantes para a formação dos vórtices anticiclônicos de Abrolhos e de Royal Charlotte, onde esses vórtices seriam formados na CCI pela conversão da energia baroclínica, sendo estes posteriormente migrados em direção à superfície. Esse cisalhamento também parece ser uma das forçantes na formação do VT, pois com o aumento da velocidade da CB, o VT se formou em maiores profundidades, provavelmente associado ao recuo da CCI em direção ao oceano profundo, e consequente afundamento da região de interface entre a CB e a CCI (região de intensa conversão da energia baroclínica).

Estudos mostrando a influência da CB e da CCI na dinâmica e na formação do VT são necessários, já que o conhecimento dessa feição pode ser utilizado em vários ramos da pesquisa oceânica, como a circulação costeira (o vórtice pode induzir uma circulação da plataforma, podendo esta influenciar na circulação costeira), e circulação de mesoescala [ARRUDA *et al.* (2013) mostra a influência de um vórtice anticiclônico localizado na região do ET no deslocamento do Vórtice de Vitória em direção ao equador].

Após a análise dos quatro experimentos de sensibilidade percebe-se que as modificações da velocidade do sistema CB/CCI não foram suficientes para modificar a característica básica de um vórtice, o seu sentido de giro [como encontrado por SOUTELINO *et al.* (2013) para seu experimento de sensibilidade], estando as modificações associadas principalmente à migração vertical e horizontal do vórtice.

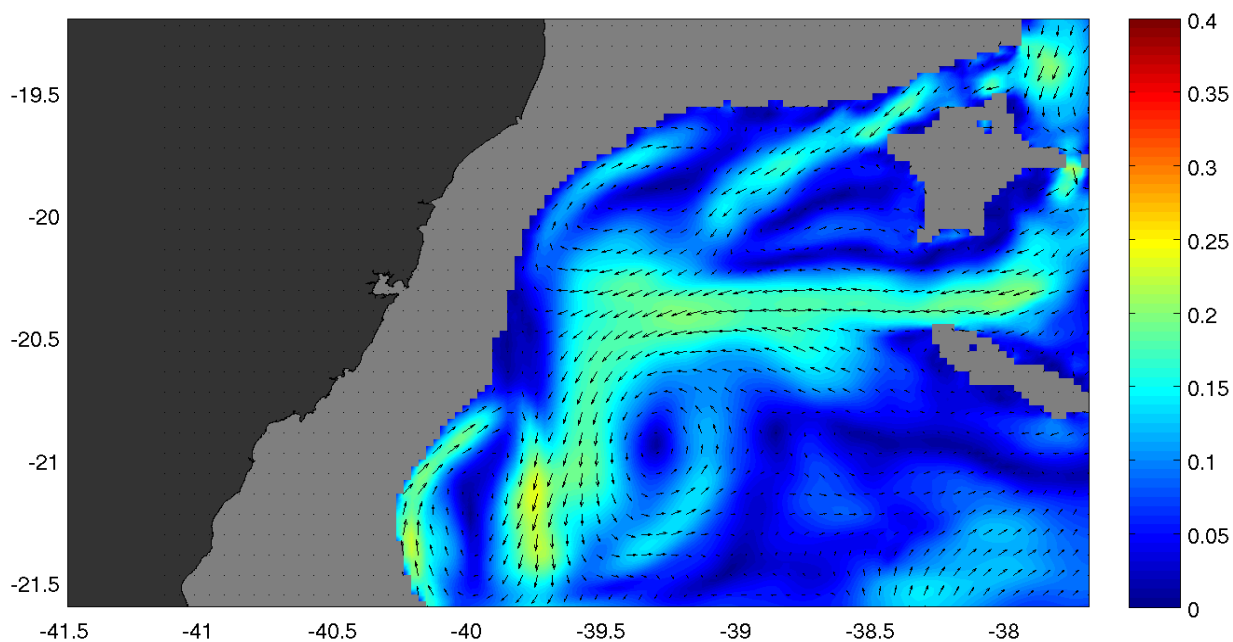


Figura 28 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, 00:00 h, , na profundidade de 250 m. Experimento CBAC.

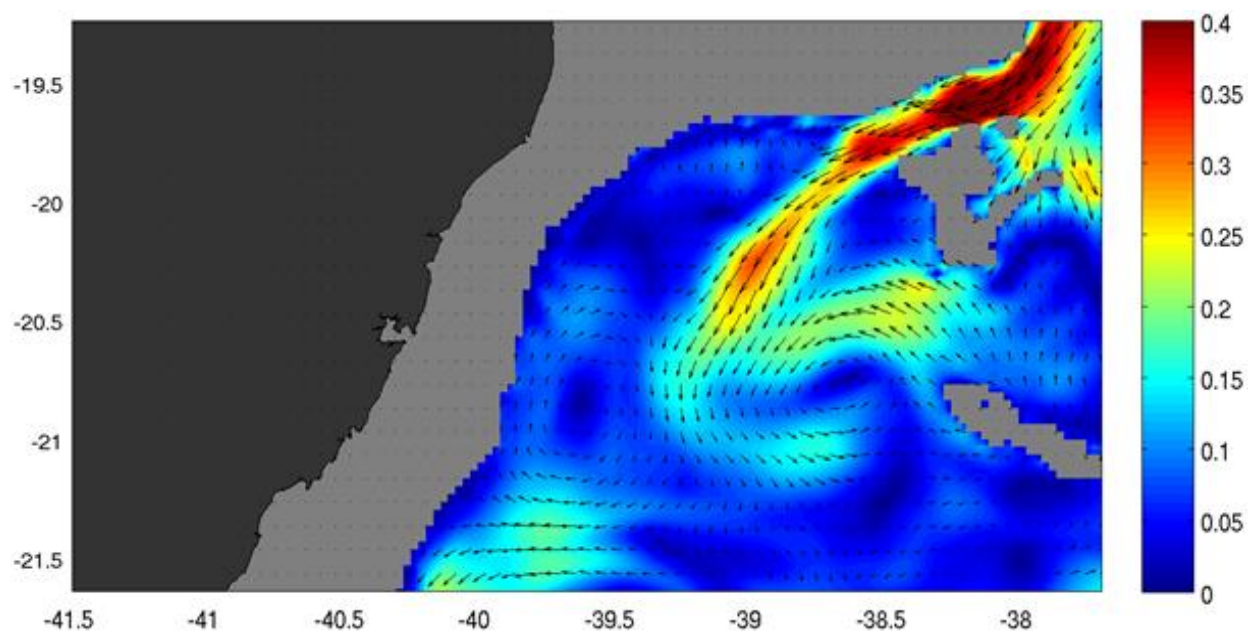


Figura 29 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 06/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 100 m. Experimento CBDES.

6.4 ANÁLISE DA VARIAÇÃO DA INTRUSÃO DE ÁGUA FRIA SOBRE A PLATAFORMA CONTINENTAL NA LATITUDE 20,44° S

Nesta seção serão analisadas as seções verticais de temperatura para os cinco experimentos, com o intuito de se observar as modificações da intrusão na plataforma continental de uma água mais fria proveniente de regiões de maiores profundidades, induzidas pela variação da velocidade das correntes.

Na Figura 30 está presente a seção vertical da temperatura para a profundidade inferior a 200 m, na latitude 20.44° S, dia 10/09/2009, para o experimento padrão. Nessa figura é possível observar na região da plataforma continental uma intrusão de uma água mais fria, o que, dependendo da intensidade dessa intrusão, pode configurar uma ressurgência de plataforma. A causa para esse fenômeno está provavelmente relacionada com um efeito orográfico (efeito barreira resultante da interação da CCI com o talude continental) e ao efeito do cisalhamento do vento (teoria de Ekman). Intrusão semelhante foi encontrada por Pickart *et al.* (2013) para a plataforma continental do Alaska, Amorin (2011) para a plataforma continental leste Brasileira entre 10° S e 16° S, e por Martins & Paiva (2013) para a costa do ES na latitude de 21 °S.

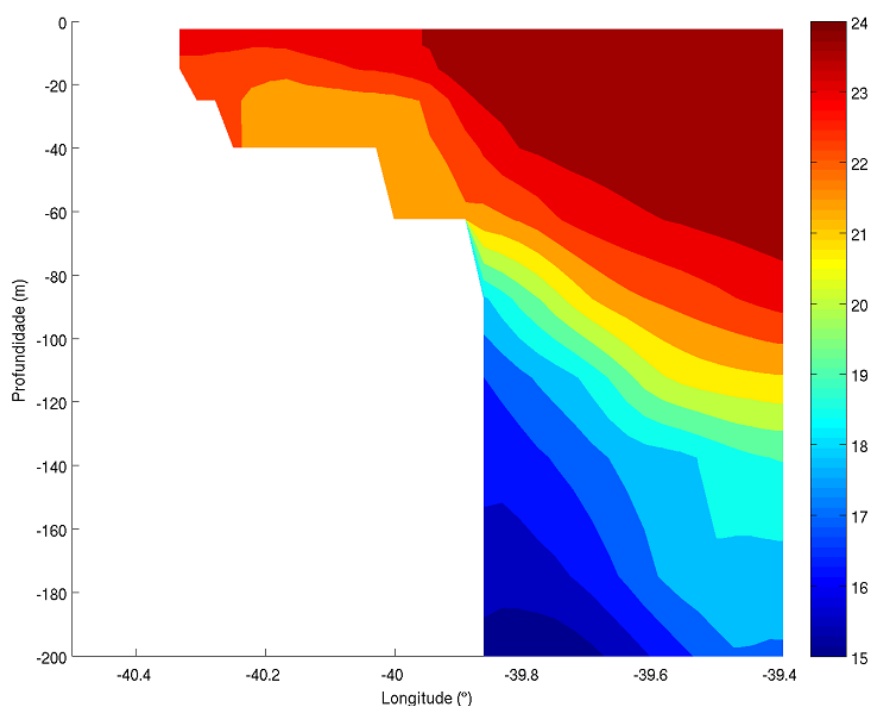


Figura 30 - Seção vertical da temperatura (°C) para profundidade inferior a 200 m, na latitude 20,44° S, para o dia 10/09/2009. Experimento padrão.

Na Figura 31 a Figura 34 estão presentes as seções verticais da temperatura para a profundidade inferior à 200 m, na latitude 20,44° S, dia 10/09/2009, para os experimentos de sensibilidade.

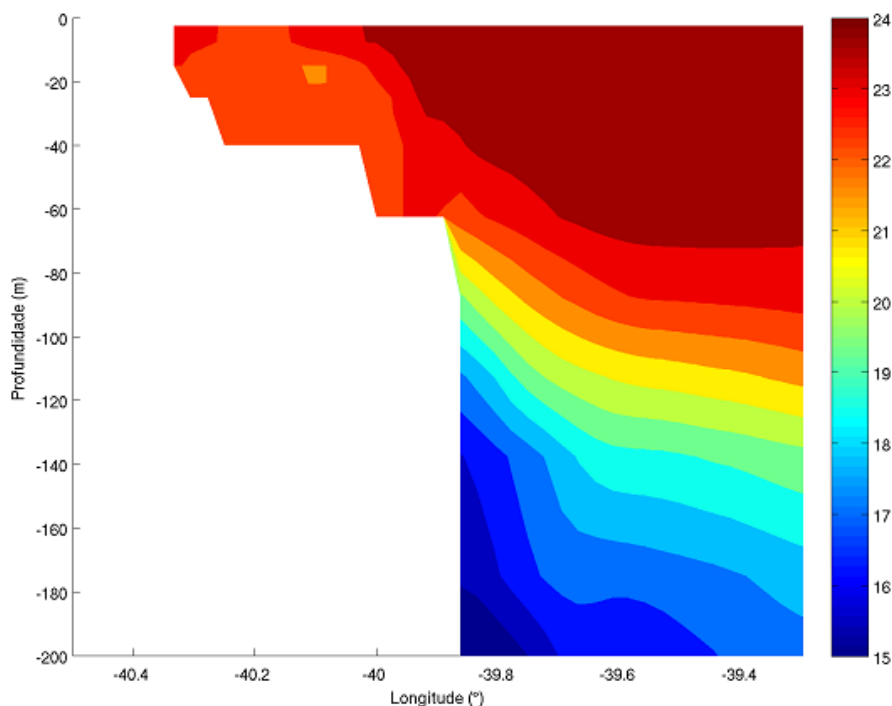


Figura 31 - Seção vertical da temperatura (°C) para profundidade inferior a 200 m, na latitude 20,44° S, para o dia 10/09/2009. Experimento CBAC.

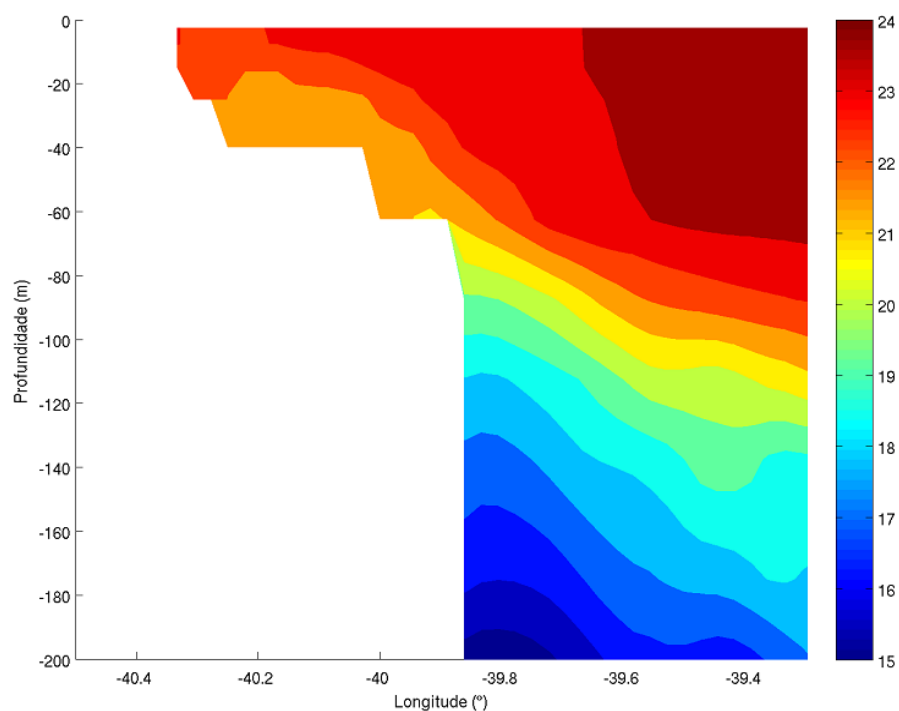


Figura 32 - Seção vertical da temperatura (°C) para profundidade inferior a 200 m, na latitude 20,44° S, para o dia 10/09/2009. Experimento CBDES.

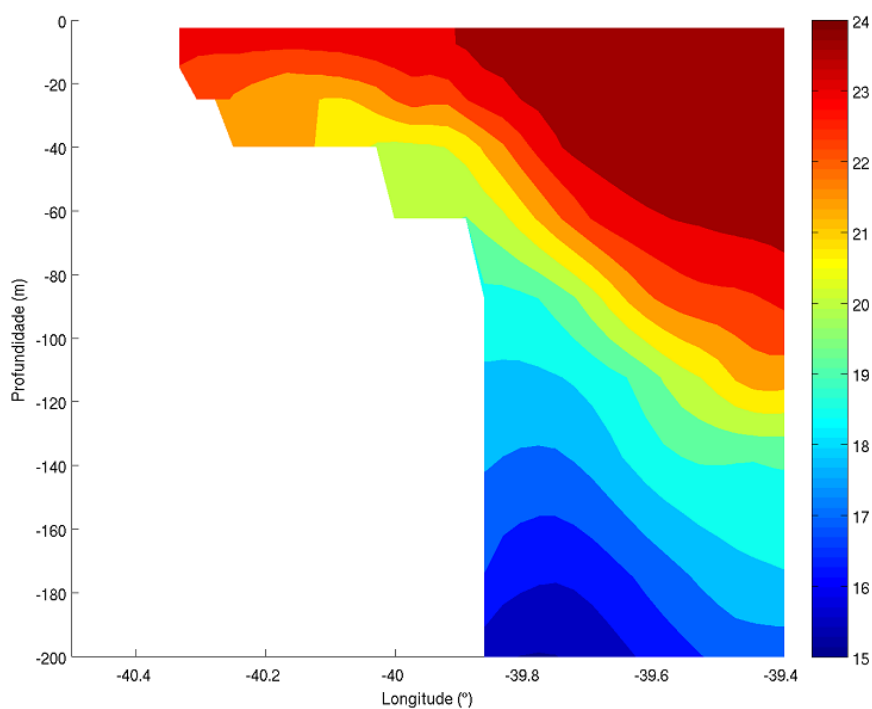


Figura 33 - Seção vertical da temperatura (°C) para profundidade inferior a 200 m, na latitude 20,44° S, para o dia 10/09/2009. Experimento CCIAC.

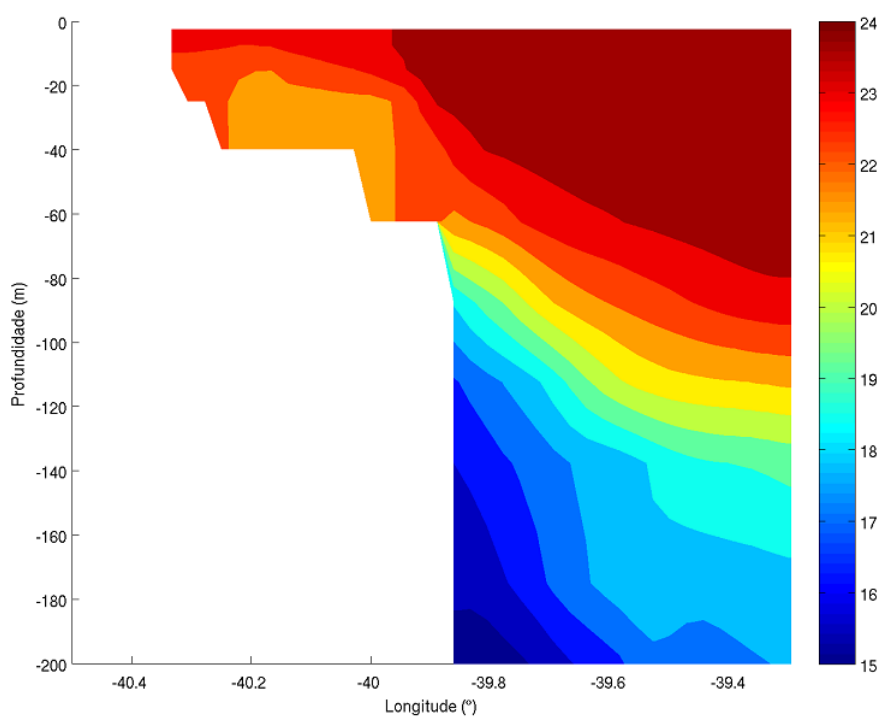


Figura 34 - Seção vertical da temperatura (°C) para profundidade inferior a 200 m, na latitude 20,44° S, para o dia 10/09/2009. Experimento CCIDES.

Para os casos CBDES (Figura 32) e CCIAC (Figura 33), onde ocorreram uma desaceleração da CB e um aumento da extensão vertical da CCI, houve uma amplificação da intrusão de uma água mais fria sobre a plataforma (Figura 32 e Figura 33). Esse aumento da intrusão está associado à amplificação do galgamento da CCI sobre a plataforma, observada nos campos de velocidade para esses casos.

Para os casos CBAC e CCIDES, onde ocorreram uma aceleração e um deslocamento da CB em direção à plataforma decorrente da retração da CCI em direção às regiões de maiores profundidades, houve um enfraquecimento da intrusão de água fria; como pode ser observado na Figura 31 e na Figura 34 pelo aumento da intrusão da água quente da CB na plataforma continental.

Os resultados das seções verticais de temperatura, onde foram modificados apenas os valores das velocidades das correntes, mantendo as condições reais de vento em todos os casos, mostraram a significativa influência que o efeito orográfico tem sobre a ressurgência de plataforma nessa área de estudo; mostrando que a análise da variabilidade das correntes do sistema CB/CCI pode contribuir para o estudo da ressurgência nessas regiões, já que as variações da velocidade da CCI podem ajudar a explicar um fortalecimento ou enfraquecimento da ressurgência de plataforma.

O estudo dos processos que controlam a ressurgência de plataforma é importante, pois esta está relacionada com o aumento da produtividade marinha decorrente do enriquecimento de nutrientes promovidos pela subida de uma água de maiores profundidades (mais fria e rica em nutrientes essenciais) em direção à superfície (água quente e muitas vezes depletada em nutrientes essenciais).

6.5 VÓRTICE CICLÔNICO DE TUBARÃO

Nessa parte da discussão será analisada a influência da variação da velocidade das correntes do sistema CB/CCI na dinâmica de um vórtice ciclônico identificado no dia 14/09/2009, no ET. Sendo no presente estudo essa feição denominada Vórtice Ciclônico de Tubarão (VCT).

Na Figura 35 está presente o campo de velocidade para a profundidade de 150 metros, para o experimento padrão; nessa figura é possível identificar a presença de um vórtice ciclônico centrado em torno da latitude 19.9° S. Contudo, diferente do

encontrado para o VT, foi identificado o sinal do VCT nas profundidades correspondentes a CCI (Figura 36), mostrando essa ser uma feição muito mais profunda que o VT. Resultado semelhante foi encontrado em Arruda *et al.* (2013), que identificou os sinais do VA, VV na região da CCI, e por Lima (2011), que identificou vórtices com extensão vertical de até 1600 m para a região do Cabo de São Tomé.

Dois processos físicos encontrados na literatura podem ser utilizados para a explicar a gênese desse vórtice ciclônico. O primeiro está associado à conservação da vorticidade potencial:

$$PV = \frac{f+\zeta}{H} = cte \quad (11)$$

onde f corresponde ao parâmetro de Coriolis, ζ a vorticidade relativa, H a profundidade, PV corresponde a vorticidade potencial. A vorticidade potencial se conserva caso não ocorra uma força direta aplicada ao sistema e nem fricção (JENSEN *et al.*, 2007).

Devido à abrupta variação da profundidade sofrida pela CB (aumento do H) após a saída do canal formado pelo banco de Abrolhos e pelo Banco Besnard (Canal Vitória) (Figura 7), a corrente adquire uma vorticidade relativa positiva para compensar o aumento da profundidade, o que induz meandramentos e vórtices caso ζ seja suficiente para sobrepor a inércia da corrente. Em seu trabalho, Campos *et al.* (1995) foi pioneiro em explicar a formação de vórtices na região ao sul do Cabo de São de Tomé baseando-se na conservação da vorticidade potencial. A formação de vórtices ciclônicos na região que engloba a Bacia de Campos e de Santos também foi reportada por Lorenzetti *et al.* (2006) e Silveira *et al.* (2000). Jochum & Malanotte-Rizzoli (2003) também utilizaram a conservação da vorticidade potencial para explicar a formação de vórtices na Corrente Norte do Brasil em regiões de latitudes equatoriais.

É interessante observar que esse processo desconsidera o efeito da CCI escoando em direção contrária à CB, sendo importante considerar uma outra teoria para a formação desses vórtices ciclônicos. Segundo Mano *et al.* (2009) o vórtice primeiro se formaria na CCI. Para que isso ocorra primeiro é necessário existir uma CB com um perfil baroclinicamente instável, o que existe na realidade devido ao cisalhamento vertical com a CCI. Em seguida deve existir uma conversão de energia baroclínica (barotrópica para baroclínica) do escoamento médio para uma

perturbação em profundidades intermediárias (CCI). Assim, a CCI desestabiliza, meandra, o que é seguido pela formação e crescimento de um vórtice. Com a conversão da energia barotrópica para baroclínica sendo progressivamente transferida para a superfície, o sinal do vórtice se propaga para cima.

Na Figura 37 a Figura 40 estão presentes os campos de velocidade para a profundidade de 150 metros para os experimentos de sensibilidade. As explicações para as modificações do VCT são baseadas apenas na teoria da conservação da vorticidade potencial, já que a análise do mecanismo de Mano *et al.* (2009) requer uma avaliação mais complexa em termos de interação de correntes, tanto em *momentum*, energia e massa.

No casos CBAC (Figura 37) e CCIDES (Figura 39) ocorreu um enfraquecimento do sinal do vórtice para esta camada, podendo isto estar associado ao aumento da velocidade da CB. Com o aumento da velocidade da corrente e consequente aumento da inércia desse jato, a vorticidade relativa não foi capaz de se sobrepor à inércia e formar um vórtice bem estabelecido. Como consequência, nesses casos foi identificado uma circulação ciclônica com um formato mais elíptico que o experimento padrão (estando justamente o eixo maior da recirculação paralelo ao eixo da CB), ocorrendo com maior intensidade em maiores profundidades. Indicando assim uma tendência de um aprofundamento e de um estiramento horizontal do vórtice ciclônico com o aumento da velocidade da CB.

Nos casos CBDES (Figura 38) e CCIAC (Figura 40) ocorreu a formação do vórtice ciclônico, porém este apresentou-se deslocado em direção ao Banco Besnard (BN). Com a redução da velocidade da CB, e consequente diminuição da inércia, o jato seguiu as isóbatas do BN, sendo assim a corrente sofreu uma pequena deflexão para leste após a saída do Canal Vitória. Em relação ao vórtice, esse se formou logo após o desprendimento da plataforma, já que uma pequena variação da vorticidade relativa foi suficiente em sobrepor a inércia do jato e induzir um giro na corrente.

Arruda *et al.* (2013), em seu estudo sobre a migração do VV em direção ao Equador, encontrou que nos meses de março a junho [que os resultados de Rodrigues *et al.* (2007) indicam ser um período de aumento da velocidade da CCI] o VV começou o seu movimento de translação deslocando-se na direção nordeste. Segundo esses autores, dentre as causas para explicar essa migração está a influência do escoamento da CCI na dinâmica do vórtice. No presente trabalho também foi encontrado um deslocamento do VCT associado aos casos com a

aceleração da CCI, observando uma translação do vórtice na direção da Corrente de Contorno Intermediária. Mostrando assim uma elevada influência da CCI nas feições ciclônicas profundas.

Após a análise dessa feição é interessante observar que, ao contrário do VT, que teve sua dinâmica controlada principalmente pela CB, esse vórtice ciclônico apresentou sua dinâmica dominada por variações de ambas corrente do sistema CB/CCI isso está possivelmente associado à diferença na extensão vertical dessas feições (VT raso e VCT profundo).

O estudo dessas feições ciclônicas são importantes pois elas estão associadas ao bombeamento de nutrientes para a camada fótica do oceano, induzindo assim um aumento local da produtividade marinha.

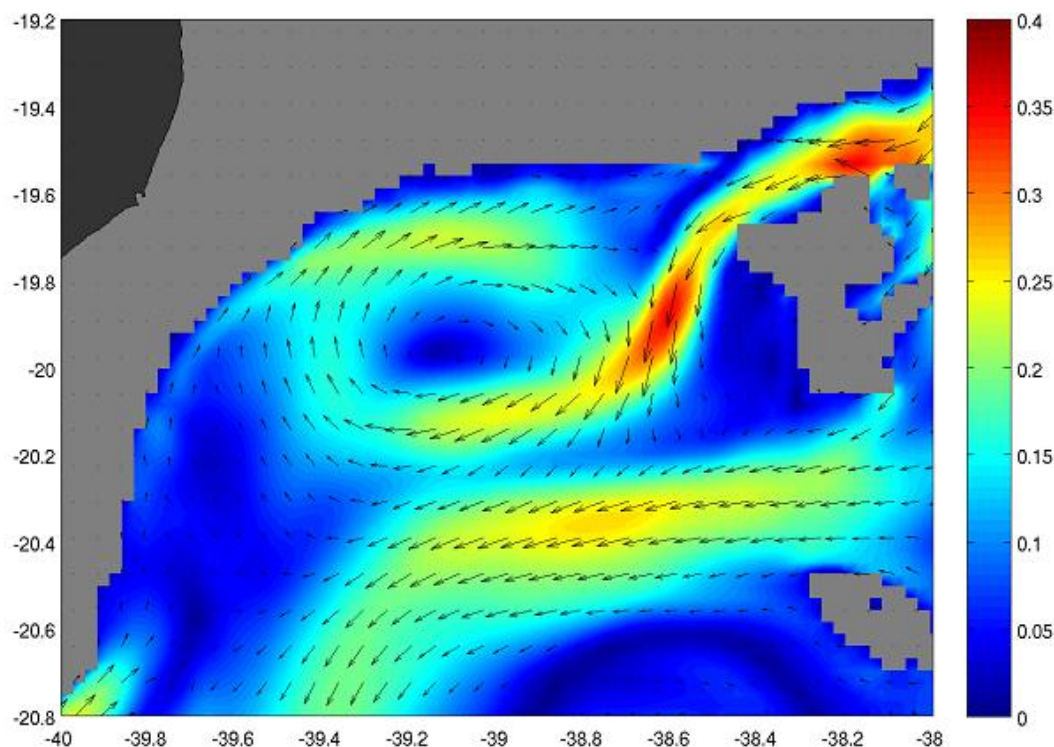


Figura 35 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 14/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 150 m. Experimento padrão.

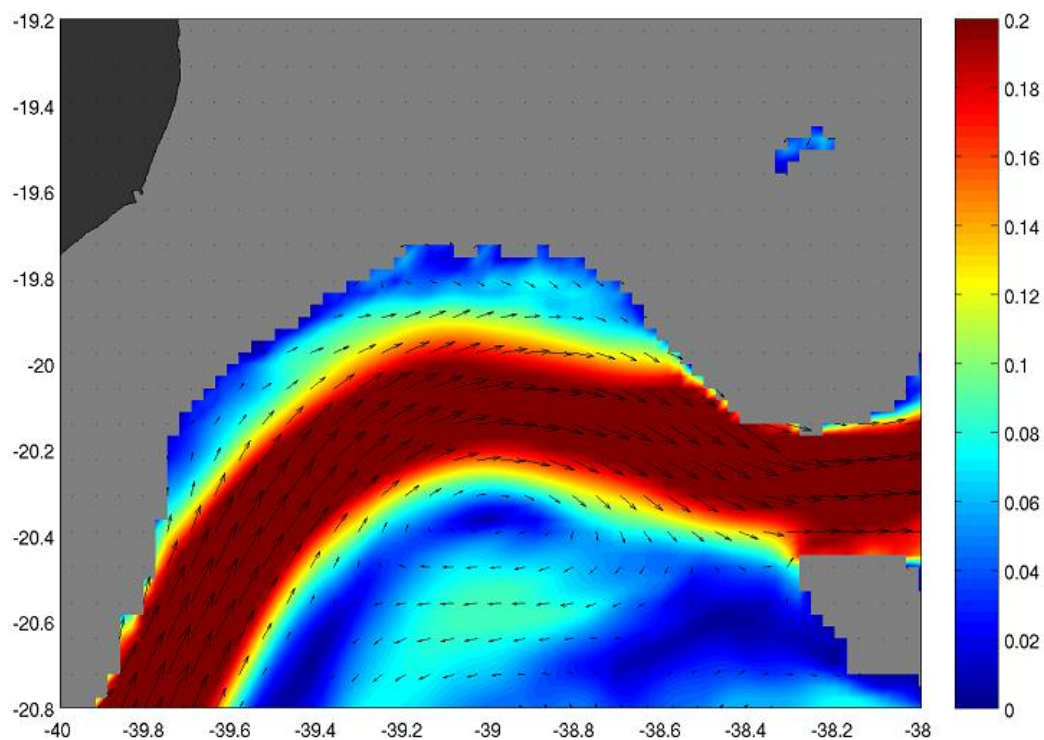


Figura 36 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 14/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 800 m. Experimento padrão.

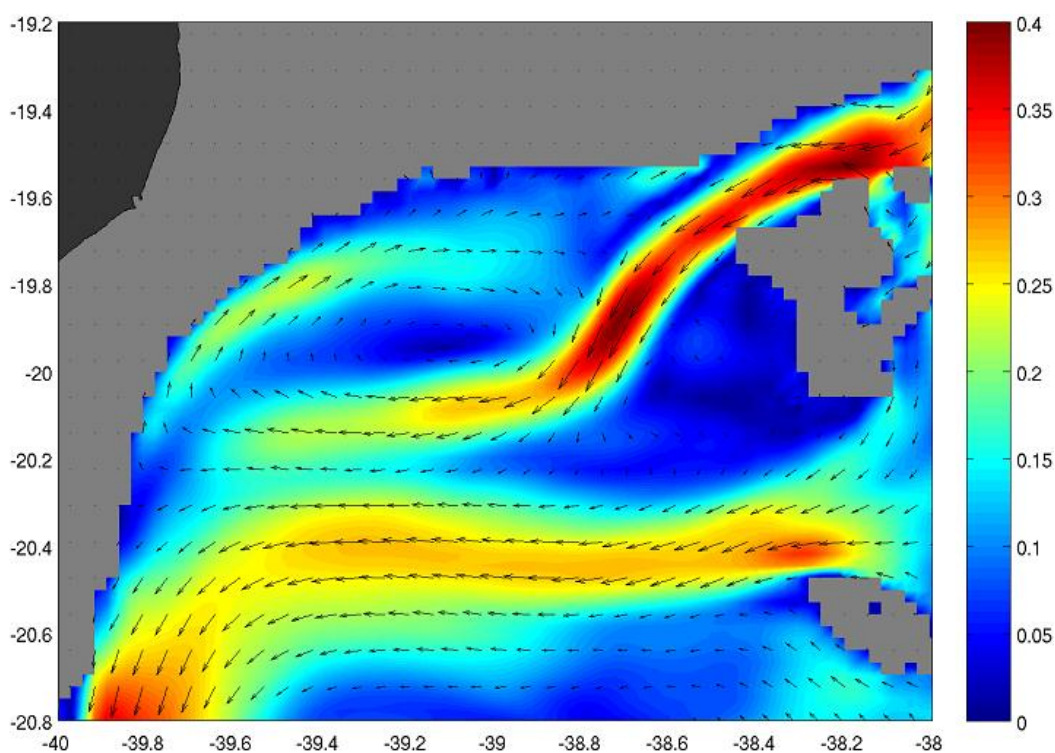


Figura 37 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 14/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 150 m. Experimento CBAC.

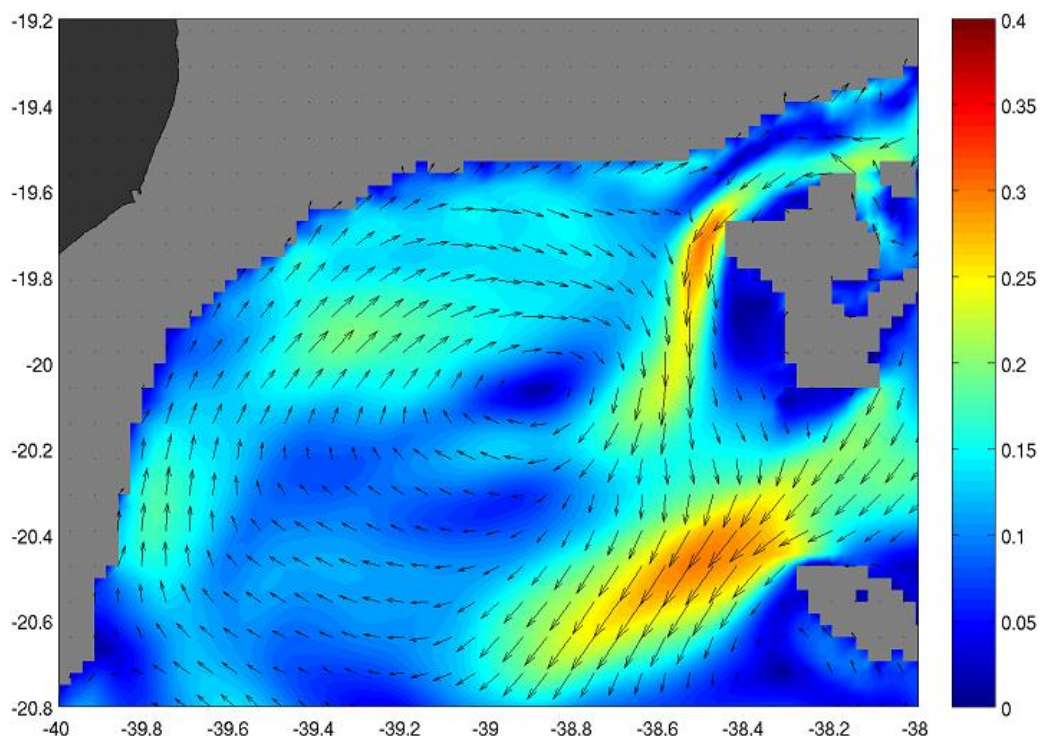


Figura 38 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 14/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 150 m. Experimento CBDES.

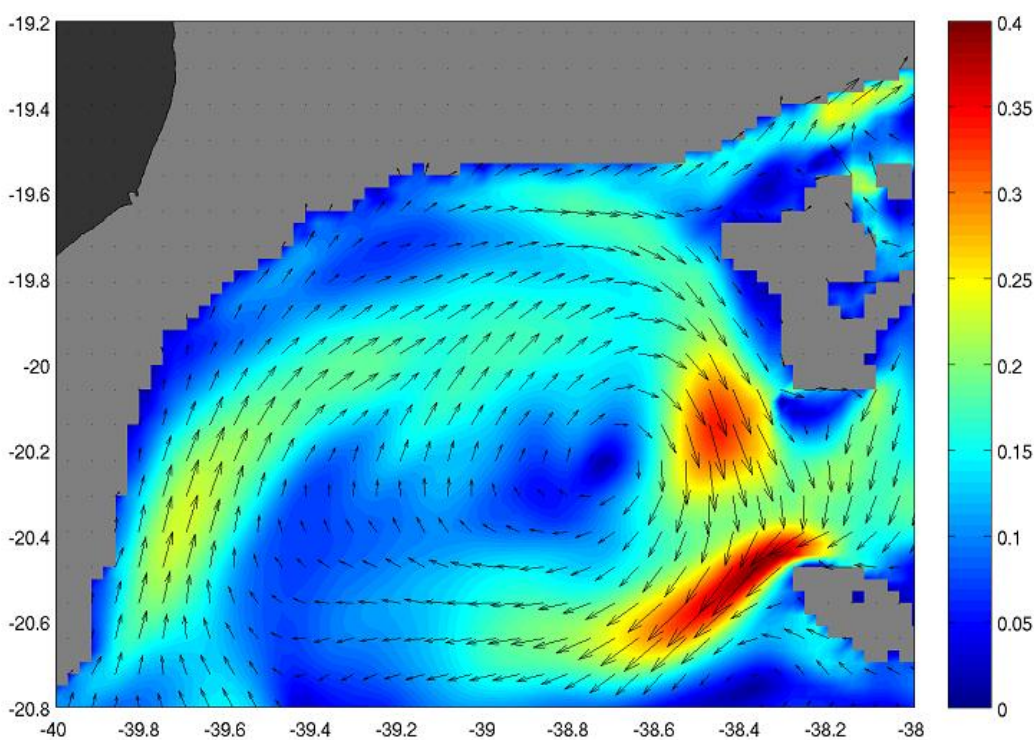


Figura 39 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 14/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 150 m. Experimento CCIAC.

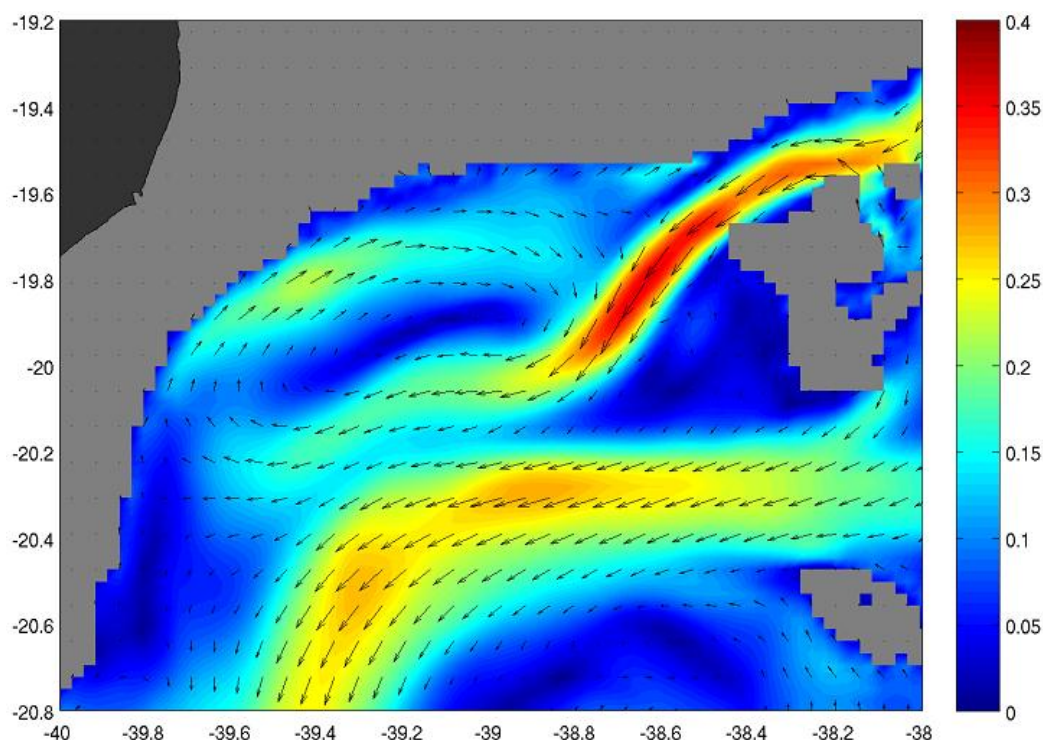


Figura 40 - Campo de velocidade (m/s) para o dia 14/09/2009, 00:00 h, na profundidade de 150 m. Experimento CCIDES.

6.6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Soutelino *et al.* (2013), em seu trabalho para investigar a influência do sistema CB/CCI e da batimetria na circulação de mesoescala da região delimitada pelas latitudes 13° S e 19° S encontrou, mediante a realização de testes de sensibilidade, que quando um desses três componentes estava ausente na simulação ocorreram profundas modificações na circulação. Essas modificações levaram a diferentes cenários de mesoescala, com a ausência de vórtices, inversão do sentido de giro (vórtices que deveriam ser anticiclônicos passaram a girar no sentido horário).

No presente estudo, com a modificação da velocidade das correntes que compõe o sistema CB/CCI, foi possível analisar a influência desse sistema em algumas feições encontradas na área de estudo. Basicamente a influência da variação das velocidades da CB e CCI nessas feições se resumiu a modificações de intensidade (enfraquecimento do vórtice para uma determinada profundidade, ou variação da intensidade da intrusão de água fria), da extensão vertical e horizontal (variação da extensão da CB e CCI), na posição da feição (deslocamento do núcleo dos vórtices).

Não sendo encontradas mudanças drásticas, tanto nas feições mais superficiais (como o Vórtice de Tubarão) quanto nas mais profundas (Vórtice Ciclônico de Tubarão), como por exemplo uma inversão do sentido de giro, ou desaparecimento completo de uma feição; o que, seguindo o trabalho de Soutelino *et al.* (2013), não resultou no surgimento de novos cenários de meso escala, ocorrendo apenas uma modificação do cenário padrão. Assim, os resultados parecem indicar que um determinado cenário de mesoescala na região de estudo não obedece a uma razão exata entre a CB e a CCI, sendo permitidas variações dessa razão para um mesmo cenário. Sendo necessário considerar outras variáveis para a definição de um cenário de mesoescala, além da razão das velocidades entre a CB e a CCI.

7 CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES

7.1 CONCLUSÃO

Baseando-se nos objetivos específicos deste estudo, foram obtidas cinco conclusões:

- No estudo da resposta do campo vertical de velocidades à variação da velocidade das correntes do sistema CB/CCI, foi encontrada uma semelhança na modificação estrutural das correntes entre os casos CBAC/CCIDES e CBDES/CCIAC. Essa semelhança parece estar relacionada com o fato de que modificações da velocidade da CB, ou da CCI, induzem uma modificação da intensidade e da extensão vertical da CCI, o que em contrapartida provoca um deslocamento da CB. Ou seja os resultados parecem indicar uma dominância da influência da CCI sobre a CB, já que o deslocamento da CB em direção ao oceano aberto ou à plataforma parece ser dominado pelo galgamento da CCI sobre a plataforma, e não o contrário;
- No estudo do Vórtice de Tubarão, após a realização dos testes de sensibilidade foram identificadas modificações mais proeminentes quando variada a velocidade da CB, indicando que o VT tem sua dinâmica controlada principalmente por modificações da CB. Basicamente um aumento da velocidade da CB foi acompanhado por um afundamento do VT e um deslocamento para o sul do núcleo dessa feição; enquanto que a diminuição da velocidade da CB foi acompanhada por um elevação do VT e por um deslocamento para o norte desse vórtice;
- Para os casos CBDES e CCIAC, onde ocorreram uma desaceleração da CB e um aumento da extensão vertical da CCI, houve uma amplificação da intrusão da água mais fria proveniente de regiões mais profundas sobre a plataforma continental. Para os casos CBAC e CCIDES, onde ocorreram uma aceleração da CB, e uma redução da extensão vertical da CCI, houve uma redução da

intrusão da água fria sobre a plataforma. Esses resultados mostram a importância do efeito barreira na ressurgência de plataforma;

- Após a análise do VCT foi constatado que, ao contrário do VT, que teve sua dinâmica controlada principalmente pela CB, esse vórtice ciclônico apresentou sua dinâmica dominada por variações de ambas correntes do sistema CB/CCI; podendo isto estar associado à diferença na extensão vertical dessas feições (VT raso e VCT profundo);
- Seguindo o trabalho de Soutelino *et al.* (2013), se conclui que as modificações das velocidades do sistema CB/CCI não ocasionaram uma modificação do cenário de mesoescala na região de estudo.

7.2 RECOMENDAÇÕES

Dentre as recomendações para a realização de trabalhos futuros estão:

- Ampliação do tempo de simulação do modelo para averiguar se o tempo de aquecimento empregado neste trabalho foi realmente suficiente para representar todas as feições de mesoescala;
- Ampliação do domínio espacial de simulação para que os contornos abertos fiquem o mais longe possível da área de estudo, reduzindo assim a influência das instabilidades induzidas pelos contornos abertos;
- Utilização de batimetria de melhor resolução para a melhor representação das feições oceanográficas, principalmente a Recirculação Intermediária do Embaimento de Tubarão;
- Utilização de dados de ventos de maior resolução para a melhor representação da física das camadas superficiais do oceano;
- Utilização de malha vertical em coordenada σ para identificar possíveis diferenças com as simulações utilizando coordenada Z ;
- Calcular a conversão de energia (barotrópica para baroclínica) para a realização de estudos mais detalhados sobre a dinâmica das feições vorticais;

- Analisar a interação das correntes do sistema CB-CCI, tanto em *momentum*, energia e massa, para o estudo da formação das feições vorticais na região de estudo;
- Calcular o transporte das correntes em unidades *sverdrup* para estudar a variação do transporte associado à variação das velocidades;
- Utilização de modelos paramétricos analíticos para estudar a resposta do campo de velocidade às variações da velocidade do sistema CB-CCI, sendo estes dados posteriormente comparados com os resultados obtidos no presente trabalho.

8 REFERÊNCIAS

- AMORIN, F. N., 2011. **A Dinâmica Sazonal da Plataforma Continental Leste Brasileira entre 10°S e 16°S**. Dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 165 pp.
- ARRUDA, W. Z.; CAMPOS, E. J. D.; ZHARKOV, V.; SOUTELINO, R. G.; SILVEIRA I. C. A., 2013. **Events of equatorward translation of the Vitoria Eddy**. *Continental Shelf Research*, 61-73.
- BLAYO, E.; DEBREU, L., 2005. **Revisiting open boundary conditions from the point of view of characteristic variables**. *Ocean modeling*, 9:231–252.
- BOEBEL, O.; DAVIS, R. E.; OLLITRAUT, M.; PETERSON, R. G.; RICHARD, P. L.; SCHMID, C.; ZENK, W., 1999 **The intermediate depth circulation of the Western South Atlantic**. *Geophys. Res. Lett.* 26 (21), 3329 – 3332.
- CALADO, L., 2001, **Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da Corrente do Brasil ao largo do Sudeste Brasileiro**. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.
- CAMPOS, E.; GONÇALVES, J., IKEDA, Y., 1995. **Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight - summer of 1991**. *Journal Geophysical Research Oceans*, v. 100, pp. 18.537-18.550.
- CHASSIGNET, E. P.; HURLBURT, H.E.; METZGERE.J.; SMEDSTADO.M.; CUMMINGSJ.A.; HALLIWELL, G.R.; BLECK, R.; BARAILLE, R.; WALLCRAFT, A. J; LOZANO, C.; TOLMAN,H.L; SRINIVASAN, A.; HANKIN, S.; CORNILLON,P.; WEISBERG, R.; BARTH, A.; HEP.; WERNER, F.; WILKIN, J.; 2009: **US GODAE: Global Ocean Prediction with the HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM)**. *Oceanography*, **22**, no. 2, 64-75
- COSTA, V. S.; MILL, G. N.; GABIOUX, M.; PAIVA, A. M., 2013. **Recirculação em Níveis Intermediários no Embaio Tubarão**. In: X Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite – OMAR-SAT, Arraial do Cabo, RJ, X OMAR-SAT.

CUMMINGS, J. A., 2005. **Operational Multivariate ocean data assimilation.** Quart. J. Royal Met. Soc., 131 (613), 3583-3604 note.

CUSHMAN-ROISIN, B., 1994. **Introduction to Geophysical Fluid Dynamics.** Prentice Hall College Div, ed. 1, 320 pag.

DEACON, G. E. R., 1937. **The hydrology of the Southern Ocean.** Discovery Reports, (15).

DELFT HYDRAULICS., 2011. **Delft3D-FLOW: Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments.** User Manual.Delft Hydraulics.

EGBERT, G. D.; EROFEEVA, S. Y., 2002. **Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides.** J. Atmospheric and Oceanic Technology., 183:204.

EMÍLSON, I., 1961. **The shelf and coastal waters off Southem Brazil.** Inst. oceanogr., S. Paulo, 17(2):101-112.

EVANS, D. L.; SIGNORINI, S.R; MIRANDA, L.B., 1983. **A note on the transport of the Brazil Current.** J. Phys. Oceanogr.,13(9):1732-1738.

GANGOPADHYAY, A.; ROBINSON, A. R.; ARANGO, H., 1997. **Circulation and Dynamics of the Western North Atlantic.**Part I: Mutiscale Feature. 14, 1314-1332

GERRITSEN , H.; de GOEDE, E. D.; PLATZEK, F. W.; GENSEBERGER, M.; VAN KESTER . A. Th. M.; UITTENBOGAARD, R. E., 2007. **Validation Document Delft3D-FLOW.** A software system for 3D flow simulations: report. 2007.

GERRITSEN, H.; VOS, R. J.; VAN DER KAAIJ, T. ; LANE, A.; BOON, J. G., 2000. **Suspended sediment modelling in a shelf sea (North Sea).** Coastal Engineering Vol. 41,1-3, 317-352.

HOOKE, S. B; BROWN, J. W., 1996. **Dipole Rings and Vortez Interactions of The Brazil Current.** IEEE transactions on geoscience and remote sensing, 34 (6): 1323 – 1330.

HOOKER, S. B.; MIED, R. P.; BROWN, J. W.; KIRWAN, A. D., 1997. **Remote Sensing of Dipole Rings**. IEEE transactions on geoscience and remote sensing, 35 (6): 1394 – 1399.

HYCOM, 2011. **Consortium for Data Assimilative Modelling – HYCOM + NCODA Global 1/12° Analysis**. Available at <http://www.hycom.org/dataserver/glb-analysis/>.

JENSEN, A. H.; KAPUR, A.; SAVELYEV, I.; ZHENG, X., 2007. **Potential Vorticity in the Ocean**. Disponível em: <http://www.rsmas.miami.edu/users/isavelyev/GFD-2/PVoceanFinal.pdf>.

JOCHUM, M.; MALANOTTE-RIZZOLLI, P., 2003. **On the Generation of North Brazil Current Rings**. Journal of Marine Research, 61, 146-173.

LARGE, W. G.; POND, S., 1981. **Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds**. J. Phys. Ocean., 11, 324-481.

LEGEAIS, J. F., OLLITRAULT, M., ARHAN, M., 2012. **Lagrangian Observation in the Intermediate Western Boundary Current of the South Atlantic**. Deep-Sea Research, v. Part II, pp. 109-228.

LIMA, N. D., 2011. **A estrutura vertical do sistema Corrente do Brasil-Corrente de Contorno Intermediária ao largo do Cabo de São Tomé**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

LIMA, N.; COSTA, V.S.; MILL, G. N.; GABIOUX, M.; GUERRA, L.A.; PAIVA, A.M., 2013. **Migração de Vórtices do Cabo de São Tomé para a Região do Embaio de Tubarão**. In: X Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite – OMAR-SAT, Arraial do Cabo, RJ, X OMAR-SAT.

LORENZZETTI, J. A.; KAMPEL, M.; BENTZ, C. M.; TORRES Jr., A. R., 2006. **A meso-scale brazil current frontal eddy: observations by asar, radarsat-1 complemented with visible and infrared sensors, in situ data, and numerical modeling**. Proceedings of SEASAR, 23-26.

LUMPKIN, R.; SPEER, K., 2003. **Large-scale vertical and horizontal circulation in the North Atlantic Ocean**. J. Phys. Oceanogr., 33, 1902–1920.

MAAMAATUAIAHUTAPU, K., V. C.; GARYON, C.; PROVOST, M.; BOULAHIDID, A. A.; 1994: **Spring and winter water mass composition in the Brazil-Malvinas Confluence**. Journal of Marine Research, (52), 397–426.

MARTINS, B. S.; PAIVA, A. M., 2013. **A Ressurgência de Vitória**. In: X Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite – OMAR-SAT, Arraial do Cabo, RJ, X OMAR-SAT.

MÉMERY, L. M.; ARHAN, X. A.; ALVAREZ-SALGADO, M. J.; MESSIA, H.; MERCIER, C. G.; CASTRO, A. F., 2000: **The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic**. Progress in Oceanography, (47), 69–98.

METZGER, J.; HURLBURT, A.; WALLCRAFT, O. M.; SMEDSTAD, B.; KARA, B.; SHRIVER, J.; SMEDSTAD, L.; POSEY, P.; THOPPIL, P.; FRANKLIN, D., 2008. **Evaluation, Validation and Transition of the 1/12° Global hycom/ncoda/pips system**. 2008 Ocean Science Meeting.

MUEHE, D., 1998. **O Litoral Brasileiro e Sua Compartimentação**. In: Sandra Baptista da Cunha, Antonio José Teixeira Guerra. (Org.). Geomorfologia do Brasil. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil S. A., v., p. 273–349.

MULLER, T. J.; IKEDA, Y.; ZANGENBERG, N., 1998. **Direct measurements of the western boundary currents off Brazil between 20°S and 28°S**. Journal of Geophysical Research, v. 103, pp. 5429-5437

PEREIRA, D. P. C.; 2009. **Processos de Instabilidade Barotrópica da Corrente do Brasil na Bacia de Santos**. Dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 85 pp.

PETERSON, R. G., STRAMMA, L., 1991. **Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean**. Prog. Oceanogr., v. 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, Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

PHILLIPS, N.A. **A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting.** J. of Meteorology. 1957.

PICKART, R. S.; SPALL, M. A.; MATHIS, J. T.; 2013. **Dynamics of Upwelling in the Alaskan Beaufort Sea and Associated Shelf-Basin fluxes.** Submitted to Deep-Sea Research I.

REID, J. L.; NOWLIN, W. D.; PATZERT, W. C., 1977. **On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean.** Journal of Physical Oceanography, (7), 62–91.

RIJN, L. C. V.; WALSTRA, D. J. R., 2003. **Modelling of sand transport in Delft3D.** Delft Hydraulics.

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 (1), 16 - 30.

ROELVINK, J.A.; UITTENBOGAARD, R. E.; LIEK, G. A., 1999: **Morphological modelling of the impact of coastal structures.** Proceedings Coastal Structures '99, Vol.2, pp. 865-871.

SCHMID, C.; SCHAFFER, H.; PODESTÁ, G.; ZENK, W.; 1995. **The Vitoria Eddy and its relation to the Brazil Current.** Journal of Physical Oceanography 25, 2532–2546.

SCHMID, C.; SIEDLER, G.; ZENK, W., 2000. **Dynamics of the intermediate water in the subtropical south atlantic.** J. Phys. Oceanogr. 30, 3191 – 3211.

SCHMIDT, A.; BELO, W.; LIMA, J.; 2007. **Modelo paramétrico analítico para a estrutura de velocidade do sistema Corrente do Brasil.** Rev. Bras. Geofis., 25(1), 75-91

SILVEIRA, I. C. A.; MIRANDA, L. B.; BROWN, W. S., 1994. **On the origins of the**

North Brazil Current. J. Geophys. Res. 99 (C11), 22501 - 22512.

SILVEIRA, I. C. A.; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S.; IKEDA, Y., 2000. **A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira.** R. bras. Oceanogr. 48 (2), 171 - 183.

SILVEIRA, I. C. A.; CALADO, L.; CASTRO, B. M.; CIRANO, M.; LIMA, J. A.; MASCARENHAS, A. S., 2004 **On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current System.** Geophys. Res. Lett. 31 (14), L14308,

SILVEIRA, I. C. A., 2007: **O Sistema Corrente do Brasil na Baía de Campos, RJ.** Tese de Doutorado. Livre Docência. Universidade de São Paulo, São Paulo. 160 pp

SILVEIRA, I.; LIMA, J.; SCHMIDT, A.; CECCOPIERI, W.; SARTORI, A.; FRANCISCO, C.; FONTES, R., 2008. **Is the meander growth in the Brazil Current system off Southeast Brazil due to baroclinic instability?** Dyn. Atmos. Oceans 45, 187-207.

SILVA, M.; ARAUJO, M.; SERVAIN, J.; PENVEN, P.; LENTINI, C. A. D., 2009. **High-resolution regional ocean dynamic simulation in the southwestern tropical Atlantic.** Ocean Modelling, 30, 256-269.

SOUTELINO, R. G., 2008. **A origem da Corrente do Brasil.** Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 101 pp.

SOUTELINO, R. G.; SILVEIRA, I. C. A.; GANGOPADHYAY, A.; MIRANDA, J. A.; 2011. **Is the Brazil Current eddy-dominated to the north of 20° S ?** Geophys. Res. Lett. 38 (3), L03607.

SOUTELINO, R. G.; GANGOPADHYAY, A.; SILVEIRA, I. C. A., 2013. **The Roles of Vertical Shear and Topography on the Eddy formation near the site of origin of the Brazil Current.** Continental Shelf Research, S0278-4343(13)00324-5.

STRAMMA, L.; FISCHER, J.; REPPIN, J., 1995. **The North Brazil Undercurrent.** Deep Sea Res. Part I 42 (5), 773 - 795.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M., 1999. **On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean**. Journal of Geophysical Research, 104 (C9), 20.863–20.883,

SVERDRUP, H. U.; JOHNSON, M. W.; FLEMING, R. H., 1942: **The Oceans, their physics, chemistry, and general biology**. Prentice-Hall, New Jersey, 1087 pp

TWIGT, D. J.; DE GOEDE, E. D.; GERRITSEN, H.; SCHRAMA, E. J. O., 2007: **Analysis and modeling of the seasonal South China Sea temperature cycle using remote sensing**. Int. Journal for Ocean Dynamics, Vol. 57, 467-484.

UITTENBOGAARD, R. E.; VOSSEN, B. V., 2003. **Subgrid-scale model for Quasi-2D turbulence in shallow water**. Shallow flows: proceedings of the international symposium, 575-582.

VERBOOM, G.K.; DE RONDE, J.G.; VAN DIJK, R. P., 1992: **A fine grid tidal flow and storm surge model of the North Sea**. Continental Shelf Research, Vol. 12, No. 2/3, pp. 213-233.

VERBOOM, G. K.; & SLOB, A., 1984. **Weakly-reflective boundary conditions for two-dimensional shallow water flow problems**. Adv water Resources. 7, 0309-1708.

TALLEY, L. D., 1996. **Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic**. In: **The South Atlantic: Present and past circulation**, Ed:G.Wefer. Springer Verlag, New York, 219–238 pp.

WALLCRAFT, A. J.; METZGER, E. J. **Software design description for the hybrid coordinate ocean model (hycom) version 2.2**. Relatório Técnico NRL/MR/7320-09-9166, Naval Research Laboratory, Stennis Space Center, MS 39529-5004. Available at www.hycom.org/attachments/063_metzger1-2009.pdf

ZEMBA, J. C., 1991. **The structure and transport of the Brazil Current between 27° and 36° South**. Tese de Doutorado, Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, 160 pp.