



Universidade Federal do Espírito Santo
Centro de Ciências Humanas e Naturais
Departamento de Oceanografia e Ecologia

Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental

**A Corrente do Brasil no Embaiamento de
Tubarão - Oceano Atlântico Sudoeste**

Tayná Rosa Martins

Dissertação de Mestrado

Vitória
2014

Universidade Federal do Espírito Santo
Centro de Ciências Humanas e Naturais
Departamento de Oceanografia e Ecologia

Tayná Rosa Martins

A Corrente do Brasil no Embaiamento de Tubarão - Oceano Atlântico Sudoeste

Trabalho apresentado ao Programa de Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental do Departamento de Oceanografia e Ecologia da Universidade Federal do Espírito Santo como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Oceanografia Ambiental.

Orientador: *Prof. Dr. Renato David Ghisolfi*
Co-orientadora: *Dra. Meyre Pereira da Silva*

Vitória
2014

Aos meus pais, Ronaldo e Eida, devo tudo a vocês.

Agradecimentos

Não poderia deixar de agradecer primeiramente a Deus por permitir que tudo isso fosse possível, por cuidar de mim e cumprir Suas promessas. E à Nossa Senhora da Consolação pela intercessão poderosíssima.

À minha Família, a base de tudo que sou. Aos meus pais, Ronaldo e Eida, por não medirem esforços para proporcionar até mesmo o que eu não mereço. Obrigada por toda confiança depositada em mim. Aos meus irmãos, Ronan e Thaís, obrigada pelo apoio.

Ao meu melhor amigo, companheiro e agora noivo (até que enfim! rs), João Pedro. Obrigada, meu amor, pelo carinho, por estar ao meu lado em todos os momentos, pela compreensão e pela paciência nos momentos de desespero. Te amo!

Às Only Girls e, principalmente, àquela que nos uniu: Nathy Bello! Muito obrigada, amiga, pelo seu testemunho de fé que me impulsona a ser melhor a cada dia. Continua intercedendo por mim aí de cima!

À Fraternidade O Caminho e seus anjos marrons que mudaram a minha vida! Não poderia de deixar de agradecer também à família maravilhosa que ganhei: Família Resgata-me, juntos somos mais!

A todos meus amigos, obrigada por fazerem parte da minha história e permitir que eu faça parte da vida de vocês. Obrigada pela compreensão nos momentos de ausência.

Ao meu orientador, Renato Ghisolfi, pela oportunidade, por todo conhecimento passado, pelas idéias e pela paciência (e também pela falta dela rs) que foram fundamentais para a realização desse trabalho.

À minha co-orientadora, Meyre da Silva, pela sua dedicação ao Laboratório e pela simplicidade em obter a solução quando os resultados parecem não fazer sentido.

Ao pessoal do LabPosseidon. Obrigada Júlia e Ângelo, os VIP's (kkkk), sei que a amizade de vocês não vai ficar restrita ao período do Mestrado. Ricardão, Nina, Ju, Lu, Mamah, Mariana, os calouros (Fernanda e Bernardo), e Bruno (Crazy), obrigada pelos momentos de discussão e pelas horas de distração.

Aos Professores do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental, pelos ensinamentos passados e por acreditarem em meu potencial.

À Petrobras pela bolsa de estudos concedida e pelo incentivo à participação de congressos e cursos.

À Marinha do Brasil por gentilmente ceder os dados utilizados na dissertação.

Por fim, a todos que de alguma forma, diretamente ou indiretamente, contribuíram na concretização dessa etapa.

*"Sei que o meu trabalho
é uma gota no oceano,
mas sem ele
o oceano seria menor."*

—MADRE TERESA DE CALCUTÁ

Resumo

A Corrente do Brasil (CB) na região do Embaiamento de Tubarão foi analisada a partir de dados hidrográficos e medidas diretas de correntes obtidos ao longo de dois transectos perpendiculares à costa durante a Operação MCTIII. Os resultados mostram que durante o período que em foram feitas as observações oceanográficas a CB, ao passar pela Cadeia Vitória-Trindade, bifurcou-se e passou nos dois canais mais próximos à costa, entre a plataforma continental e o Banco Besnard e entre o Banco Besnard e o Monte Submarino Congress. O ramo que passa mais próximo à costa continua seu percurso fluindo ao longo da quebra de plataforma e parece favorecer a entrada da ACAS sobre a plataforma continental. Assim, tende-se a confirmar que o processo de ressurgência na costa do Espírito Santo não é função somente dos ventos locais, mas também é dependente da posição e intensidade da CB e como esta interage com a quebra da plataforma continental. O outro ramo da CB, foi relacionado com a presença da feição ciclônica encontrada constituindo o seu lado leste, explicando assim a assimetria do vórtice pela superposição do fluxo para sul da CB e sua velocidade cisalhante. O Vórtice de Vitória ocupou cerca de 50 km de diâmetro centrado 20,45°S e 38,67°O. Acredita-se que em 21,4°S a CB ainda não estava completamente reorganizada após sua bifurcação pela CB e também pelas partes que recirculam para o norte tanto na feição ciclônica como na anticiclônica.

Palavras-chave: Método Dinâmico Clássico; ADCP; Ressurgência costeira; Vórtice de Vitória.

Sumário

1	Introdução	1
1.1	Contextualização	1
1.2	Objetivos	4
1.3	Justificativa	5
1.4	Estrutura da Dissertação	5
2	Revisão Bibliográfica	7
2.1	A Corrente do Brasil na região do Embaiamento de Tubarão	7
2.2	Processos e Feições de meso-escala na região do Embaiamento de Tubarão	9
3	Metodologia	14
3.1	Área de estudo	14
3.2	Cruzeiro Oceanográfico MCTIII	14
3.3	Tratamento dos dados obtidos por CTD	17
3.4	Análise das massas de água	17
3.5	Cálculo das velocidades geostróficas	19
3.6	Tratamento dos dados obtidos por ADCP	19
3.7	Estimativa do Transporte de volume	20
3.8	Caracterização do vórtice	21
4	A estrutura vertical de massas de água e correntes na plataforma continental e região <i>offshore</i> do Embaiamento de Tubarão	23
4.1	Análise dos Dados Hidrográficos	23
4.2	Estrutura vertical das Massas de água	30
4.3	Velocidades e transportes de volume da CB	34
5	Caracterização do Vórtice de Vitória em dezembro de 2011	41
5.1	Dados Hidrográficos	41
5.2	Massas de água	43
5.3	Velocidades e transportes	46
5.4	Energia e Anomalia do Vórtice	48
6	Conclusão e Considerações Finais	50
	Referências Bibliográficas	52

Lista de Figuras

1.1	Síntese do escoamento do sistema de correntes do contorno oeste ao longo da margem continental brasileira, de acordo com os padrões esquemáticos de grande escala de Stramma and England (1999).	2
3.1	Mapa da região de interesse do presente estudo com destaque para batimetria obtida do ETOPO.	15
3.2	Mapa da área de estudo com a disposição das estações oceanográficas.	16
4.1	Estrutura vertical dos parâmetros obtidos por CTD ao longo do transecto 1.	24
4.2	Estrutura vertical dos parâmetros obtidos por CTD ao longo do transecto 2.	25
4.3	Estrutura vertical dos parâmetros obtidos por CTD na plataforma continental ao longo do transecto 1.	27
4.4	Estrutura vertical dos parâmetros obtidos por CTD na plataforma continental ao longo do transecto 2.	28
4.5	Distribuição vertical de massas de água na plataforma continental do transecto 1.	30
4.6	Distribuição vertical de massas de água na plataforma continental do transecto 2.	31
4.7	Distribuição vertical de massas de água na região oceânica do transecto 2.	32
4.8	Distribuição vertical de massas de água na região oceânica do transecto 1.	32
4.9	Distribuição vertical da componente baroclínica da velocidade no transecto 1	35
4.10	Distribuição vertical da velocidade meridional obtida pelo ADCP no transecto 1	35
4.11	Distribuição da velocidade subsuperficial no transecto 1	36
4.12	Distribuição vertical da componente baroclínica da velocidade geostrófica no transecto 2	37
4.13	Distribuição vertical de velocidade meridional obtida pelo ADCP no transecto 2	37
4.14	Distribuição da velocidade subsuperficial no transecto 2	38
5.1	Estrutura vertical dos parâmetros obtidos por CTD na área do Vórtice de Vitória.	42
5.2	Distribuição vertical de massas de água na área do Vórtice de Vitória.	44
5.3	Diagrama TS espalhado e distribuição vertical da anomalia de densidade nas estações 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53 e 54.	45
5.4	Distribuição vertical da componente baroclínica da velocidade geostrófica na área do Vórtice de Vitória.	47
5.5	Distribuição vertical da velocidade meridional obtida por ADCP na área do Vórtice de Vitória.	47

Lista de Tabelas

2.1	Estimativas de transporte de volume e velocidade máxima da CB entre 19° e 22°S.	8
3.1	Tabelas com valores dos índices termohalinos utilizados para análise de massas de água na plataforma continental e na região oceânica.	19
4.1	Pressão das interfaces entre as massas de água e espessuras na região oceânica nos transectos 1 e 2.	33
4.2	Comparação entre as velocidades máximas e transportes de volume da CB obtidas por medições diretas de velocidade e as estimadas pelo Método Dinâmico Clássico.	39
5.1	Comparação entre as medições diretas de velocidade rotacionadas em 32° e as estimadas pelo Método Dinâmico Clássico entre 35 e 250 m de profundidade para o Vórtice de Vitória.	48
5.2	Energias e anomalias do Vórtice de Vitória calculadas nesse estudo e por Schmid et al. (1995).	49

CAPÍTULO 1

Introdução

1.1 Contextualização

Na região equatorial, os ventos alísios forçam a Corrente Sul Equatorial (CSE) a fluir para oeste em direção à América do Sul. Ao se aproximar da margem continental brasileira ($\sim 15^\circ\text{S}$), a Bifurcação da CSE (BiCSE) dá origem a duas importantes correntes de contorno oeste: a Corrente Norte do Brasil, ramo que segue em direção ao Equador, e a Corrente do Brasil (CB), porção que flui para o sul sobre a quebra de plataforma ao longo da costa do Brasil e, ao se encontrar com a Corrente das Malvinas ($33\text{-}38^\circ\text{S}$), separa-se da costa e forma a Corrente do Atlântico Sul que flui em direção ao continente africano (Stramma et al., 1990). A CB consiste na Corrente de Contorno Oeste (CCO) que integra o Giro Subtropical do Atlântico Sul (Garfield III, 1990).

A complexidade desse padrão de circulação consiste no fato que ao longo da coluna d'água essa bifurcação ocorre em diferentes latitudes. Stramma and England (1999) descreveram esse processo em três camadas principais, cada uma associada a uma massa de água em particular (Figura 1.1). Inicialmente (em torno de 15°S), a CB transporta somente Água tropical (AT) na camada superficial (0 - 150 m). Ao longo do seu escoamento, recebe um aporte a nível picnoclínico (entre 150 e 500 m) da BiCSE (em $\sim 20^\circ\text{S}$) associado à Água Central do Atlântico Sul (ACAS), tornando-se mais espessa verticalmente, e outro (em $\sim 25^\circ\text{S}$) a nível intermediário (entre 500 e 1000 m) associado à Água Intermediária Antártica (AIA), passando a ocupar praticamente toda a coluna d'água (Stramma and England, 1999).

Logo, na região do Embaiamento de Tubarão (ET), unidade fisiográfica da margem continental leste brasileira delimitada entre os extremos ocidentais da CVT e a continuidade sul do Banco dos Abrolhos (Barreto and Millman, 1969), o padrão vertical de correntes é a CB fluindo em direção sul transportando AT e ACAS, a Corrente de Contorno Intermediária (CCI) seguindo para o norte transportando AIA e, abaixo de 2000 m, a Corrente de Contorno Profunda (CCP) fluindo para sul transportando a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). Além dessas, a Água Costeira (AC), resultado da diluição de água oceânica pela descarga de água doce, ocupa ao longo da plataforma interna da costa leste brasileira (Pereira, 2005) e a Água Antártica de Fundo é parte da circulação de fundo abaixo de todo o sistema descrito.

A costa do Espírito Santo é marcada por uma complexa batimetria associada à presença da Cadeia Vitória-Trindade (CVT). A CB flui como uma corrente estreita e rasa em 19°S (Miranda and Castro Filho, 1981) e ao se deparar com a CVT se ramifica como resultado do obstáculo imposto pelos montes submarinos. Evans et al. (1983) descreveram-na fluindo através dos dois canais mais próximos à costa, sendo que o canal entre o Banco Besnard e o

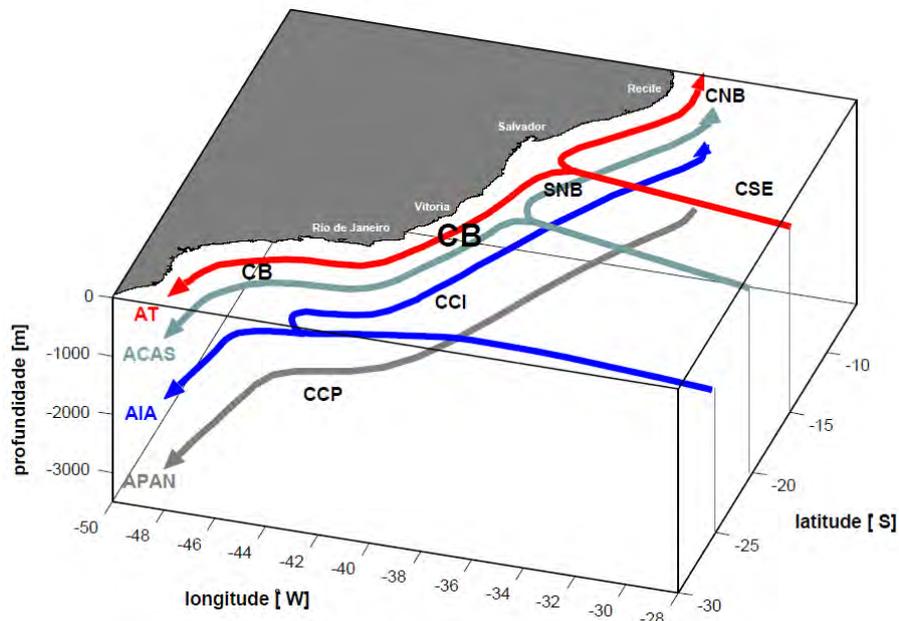


Figura 1.1: Síntese do escoamento do sistema de correntes do contorno oeste ao longo da margem continental brasileira, de acordo com os padrões esquemáticos de grande escala de [Stramma and England \(1999\)](#). Fonte: [Soutelino \(2008\)](#).

Congress foi o principal para a trajetória desta corrente com velocidade máxima de 0,52 m/s e transporte geostrófico de 3,8 Sv, relativo ao nível de 500 dbar. [Evans and Signorini \(1985\)](#) acrescentaram um terceiro canal de passagem mais afastado da costa. [Pimentel \(2012\)](#) por dados de modelagem numérica estimou o transporte total médio da CB na CVT de 4,6 Sv, com a principal contribuição do canal 3 (68%), e mostrou uma alta variabilidade da interação da CB com os montes da CVT, não sendo possível estabelecer o predomínio de nenhum. Ao longo do Embaiamento de Tubarão, a CB volta a se reorganizar e em torno de 22°S encontra-se confinada e organizada em um ramo único sobre o talude continental ([Evans et al., 1983](#); [Signorini et al., 1989](#); [Passos, 2011](#); [Pimentel, 2012](#)), observa-se ainda um aumento significativo do seu transporte para 6,6 Sv em 23°S ([Pimentel, 2012](#)), acompanhado pelo aumento na espessura, largura e velocidade média da corrente, associada à incorporação da ACAS no sistema de correntes do contorno oeste.

Segundo [Silveira et al. \(2000\)](#), a maioria das estimativas de transporte calculado para a CB tem se concentrado próximo ao Rio de Janeiro e à Zona de Confluência Brasil-Malvinas, enquanto que outras regiões ao largo do Brasil apresentam uma carência de informações principalmente no que se refere à circulação de mesoescala. Descrições da CB na costa leste do Brasil são encontradas de 10°S a 31°S, os valores de transporte foram obtidos, em sua maioria, através do método dinâmico clássico, exceto [Evans and Signorini \(1985\)](#) e [Garfield III \(1990\)](#), que utilizaram perfisagens de velocidade pelo instrumento PEGASUS, enquanto que [Müller](#)

et al. (1998) e Lima (1997) avaliaram o transporte por medições provenientes de fundeios correntográficos. Esforços recentes consistem na estimativa a partir de dados obtidos por modelos numéricos (por exemplo, Pimentel (2012)). Passos (2011) levanta a possibilidade da região oceânica adjacente ao Embaiamento de Tubarão ser uma das menos investigadas da margem continental brasileira, já que estudos sobre a circulação nesta porção da costa atualmente restringem-se a trabalhos realizados na década de 80 e 90.

Em seu escoamento para o sul, a CB apresenta desenvolvimento de meandros e vórtices que são observados desde Vitória (ES) até a Baía de Santos (entre 20° e 31°S) (Garfield III, 1990). Trabalhos recentes tem relatado que seu padrão meandrante se inicia em torno de 14°S associado com os Vórtices de Abrolhos (18°S) e Royal-Charlotte (16°S) (Soutelino et al., 2011). A atividade de meso-escala já foi investigada por diversos autores em seus aspectos descritivos e dinâmicos, que especularam que as feições topográficas e a mudança da orientação da linha de costa na região desencadeiam ondas de vorticidade (Mascarenhas Jr. et al., 1971; Campos et al., 1995) e a instabilidade baroclínica (Calado, 2001) favorecem o meandramento e geração de vórtices pela CB, tais como o Vórtice de Vitória (20°S), o Vórtice de São Tomé (22°S) e o Vórtice de Cabo Frio (23°S).

O Vórtice de Vitória, estudado primeiramente por Schmid et al. (1995), é uma estrutura ciclônica que se forma na região oceânica ao largo do Embaiamento de Tubarão e é caracterizada pelo núcleo de águas mais frias e de menor salinidade do que nas águas adjacentes. Diversos autores já investigaram sobre seu mecanismo de geração (Schmid et al., 1995; Maneschy, 2010; Silveira et al., 2008), sua estrutura (Schmid et al., 1995; Passos, 2011), sua contribuição no aumento da produção fitoplanctônica (Gaeta et al., 1999), sua permanência e recorrência (Gaeta et al., 1999; Costa, 2007; Passos, 2011), seus movimentos de translação (Schmid et al., 1995; Campos, 2006; Arruda et al., 2013), sua relação com o processo de ressurgência costeira (Schmid et al., 1995; Kampel et al., 1997; Gaeta et al., 1999), com a topografia local (Gaeta et al., 1999; Maneschy, 2010) e com a CB (Schmid et al., 1995; Pimentel, 2012). Apesar dos vários estudos realizados sobre o VV, as informações sobre o seu transporte, sua relação com a CCI e sua importância ecológica ainda são insuficientes e sobre sua estrutura vertical, recorrência, permanência e até mesmo seu processo de formação ainda são divergentes. O estudo da atividade de mesoescala e sua variabilidade sazonal encontra-se em sua fase inicial, mas tem relatado padrões de escoamento complexos despertando o interesse da comunidade científica na compreensão da dinâmica da circulação ao largo da costa leste brasileira (Passos, 2011).

Outra feição característica na região é a presença de águas significativamente frias na costa do Espírito Santo. No Brasil, áreas de ressurgência costeira são observadas desde a costa capixaba até o estado do Rio Grande do Sul, mas a região de Cabo Frio é considerada o principal e mais intenso sistema de ressurgência costeira, concentrando a maior parte dos estudos (Coelho-Souza et al., 2012). As ascensões da ACAS são comuns principalmente durante os períodos de primavera/verão devido à predominância e amplitude dos ventos de nordeste (Emilson, 1961) e os valores máximos do rotacional negativo da tensão do vento (favorável a ressurgência) (Castelão and Barth, 2006). Entretanto, a presença de meandros e vórtices na CB (Campos et al., 1995, 2000; Calado et al., 2010) e a topografia local e a linha de costa (Rodrigues and Lorenzetti, 2001) podem também ser importantes. Embora a

ressurgência de Cabo Frio já tenha sido foco de vários estudos, o mesmo não se pode afirmar sobre esse processo ao longo da plataforma capixaba. O primeiro trabalho publicado para essa região consiste nos esforços de [Aguiar et al. \(2014\)](#) que investigaram tanto a ressurgência dirigida pelo vento (transporte de Ekman e bombeamento de Ekman) quanto a ressurgência induzida pela corrente (intensificação, proximidade da plataforma e atividade de mesoescala) na Região Abrolhos-Campos (15°S-23°S).

As ressurgências costeiras e os vórtices ciclônicos influenciam a dinâmica dos produtores primários marinhos, ditando todos os outros níveis tróficos, inclusive os recursos pesqueiros ([Schmid et al., 1995](#); [Gaeta et al., 1999](#); [Coelho-Souza et al., 2012](#)). Ambos causam a ascensão da nutriclina, com fertilização da base da zona eufótica e aumento da produção primária líquida. Além do efeito sobre a comunidade biológica, os vórtices têm a capacidade de transportar energia, calor, sal e nutrientes para além de sua região de formação (por exemplo, [Robinson \(1983\)](#)) e as ressurgências são importantes na troca dessas propriedades físicas e biogeoquímicas entre as águas oceânicas e a plataforma continental (por exemplo, [Castro \(1996\)](#)).

Observações *in situ* ao longo do Embaiamento de Tubarão tem sido esporádicas. Podem-se destacar os levantamentos conduzidos pela Marinha do Brasil (Operação Leste I e II), pela Petrobras ([Silveira et al., 2005](#); [Passos, 2011](#)), pelo Projeto REVIZEE e em parceria com projetos internacionais ([Evans et al., 1983](#); [Evans and Signorini, 1985](#); [Stramma et al., 1990](#); [Schmid et al., 1995](#)). Nesse contexto, a Operação MCTIII se propôs a obter um conjunto de dados *in situ* de alta qualidade para a melhor compreensão da dinâmica local, no intuito de preencher uma lacuna em termos de observações oceanográficas na região, o que ainda deixa sem respostas perguntas tais como:

1. Qual a origem da água fria encontrada na área costeira da região de estudo? Há, de fato, ressurgência costeira nesta área?
2. Onde ocorre a reorganização da Corrente do Brasil após a passagem pela Cadeia Vitória-Trindade?
3. Qual o transporte das correntes na região? Como as massas de água estão estruturadas?
4. O Vórtice de Vitória é realmente uma feição sazonal? Ele pode ser evidenciado nos dados coletados?
5. Qual a resposta da produtividade primária à dinâmica peculiar da região?

1.2 Objetivos

A partir de observações hidrográficas e medição direta de correntes realizadas durante a Operação MCTIII, o objetivo deste estudo é caracterizar a dinâmica da plataforma continental e da região oceânica adjacente ao Embaiamento de Tubarão em dezembro de 2011. Para isso, os objetivos específicos são:

- Investigar a distribuição da temperatura, salinidade, densidade, oxigênio dissolvido e fluorescência, bem como de massas de água, e a sua correlação com os processos físicos atuantes na área de estudo;

- Estimar o transporte de volume da CB pelo Método Dinâmico Clássico e por dados de ADCP;
- Caracterizar a feição ciclônica de meso-escala associada ao escoamento da CB amostrada.

1.3 Justificativa

As medidas termohalinas, de velocidade e transporte de volume das correntes ao longo da coluna d'água obtidas com esse trabalho contribui não somente no levantamento de informações oceanográficas desta área pouco conhecida, já que as últimas estimativas *in situ* de transporte de corrente na região datam do início da década de 90 (Cirano et al., 2006), como também são importantes na validação do desempenho dos modelos numéricos de circulação oceânica e dos resultados obtidos por sensoriamento remoto. Uma vez que a coleta de dados oceanográficos *in situ* possuem alto custo de aquisição, a modelagem numérica e o sensoriamento remoto tornam-se importantes ferramentas para o bom entendimento do funcionamento dos oceanos em escala global, regional e local.

Além da motivação científica, o conhecimento da Oceanografia Física da região é de grande importância para as atividades econômicas desenvolvidas. A área de estudo possui grande importância ecológica devido à alta biodiversidade do Banco de Abrolhos (Machioro et al., 2005) e às espécies endêmicas e comunidades recifais da Cadeia Vitória-Trindade (Floeter and Gasparini, 2000). Porém, é devido ao descobrimento do petróleo na região do Pré-Sal que vem sendo foco de observações meteoceanográficas.

Para a atividade de exploração e produção de petróleo em águas profundas, o conhecimento da estrutura vertical das correntes oceânicas e sua variabilidade são essenciais para o dimensionamento correto de plataformas e estruturas *offshore* usadas pela indústria petrolífera. O licenciamento ambiental é uma obrigação legal prévia à instalação de qualquer empreendimento ou atividade potencialmente poluidora ou degradadora do meio ambiente que faz uma avaliação dos possíveis impactos ambientais e depende deste tipo de conhecimento. Em caso de acidente envolvendo vazamento de óleo, as forçantes meteoceanográficas terão papel fundamental no comportamento, trajetória e destino do óleo derramado (Fingas, 2001).

1.4 Estrutura da Dissertação

Essa Dissertação de Mestrado está dividida em 6 capítulos. No Capítulo 1, foi descrita a contextualização, os objetivos e a importância do presente estudo. No Capítulo 2 a revisão bibliográfica é apresentada descrevendo o comportamento da CB Embaio de Tubarão, bem como os processos e as feições de meso-escala a ela associados. No Capítulo 3 encontram-se a descrição da área de estudo, do cruzeiro oceanográfico e do conjunto de dados, e dos métodos utilizados no processamento dos dados *in situ*, na análise das massas de água, no cálculo das componentes baroclínicas das velocidades geostróficas, na quantificação do transporte de volume e na caracterização do vórtice. Visando estruturá-la em forma de dois artigos para

posterior submissão, os resultados e discussão foram divididos em duas partes: o Capítulo 4 são analisados os dados hidrográficos, a estrutura vertical das massas de água, as medidas de velocidade e o transporte de volume da CB obtidos direta e indiretamente. A análise da feição ciclônica amostrada é realizada no Capítulo 5. As conclusões e as considerações finais são mostradas no Capítulo 6 e, por fim, as referências bibliográficas usadas em todo o trabalho são listadas.

Revisão Bibliográfica

2.1 A Corrente do Brasil na região do Embaiamento de Tubarão

As estimativas de transporte e as velocidades máximas associadas à CB entre as latitudes de 19°S e 22°S, onde o Embaiamento de Tubarão está inserido, são mostradas na Tabela 2.1. Com exceção do trabalho de Lima (1997) que utilizou medições provenientes de fundeios correntográficos, os trabalhos realizados na década de 80 e 90 tiveram as descrições baseadas no Método Dinâmico Clássico (componente baroclínica da velocidade geostrófica) e os estudos mais recentes utilizaram resultados de simulação numérica.

Signorini (1978) investigou o padrão de circulação, velocidade média e transporte de volume da CB na região de Cabo Frio a partir de dados hidrográficos coletados em julho de 1973. Esse autor mostrou que em 22°S a maior parte do transporte da CB ocorre nos primeiros 200 m, onde a velocidade máxima em superfície atinge 0,55 m/s e o transporte de volume foi de 5,2 Sv.

Miranda and Castro Filho (1981) a partir da análise do campo de massa obtido por garrafas de Nansen em 19°S, descreveram a CB como uma corrente estreita e rasa com velocidade máxima de 0,72 m/s, transporte para o sul de 6,5 Sv, núcleo em superfície e mais de 50% confinado nos primeiros 200 m.

Os esforços de Evans et al. (1983) consistiram na análise de três seções hidrográficas complementadas com dados de XBT em abril de 1982 entre 19 e 25°S. No transecto mais ao norte (19°S), a CB foi descrita como uma corrente fraca com velocidade máxima de 0,5 m/s e 5,3 Sv. Em aproximadamente 20,5°S, ao se deparar com a CVT, os autores mostraram que a maior parte desse transporte fluiu continuamente através da passagem mais próxima à costa. O transporte relativo a 500 m (1000 m) foi aproximadamente 3,8 Sv (6,8 Sv). Ao sul da cadeia (em 21,7°S), a CB encontrou-se bem organizada e confinada sobre a quebra de plataforma continental com velocidade máxima de 0,61 m/s e transportando 4,4 Sv.

Signorini et al. (1989) analisou a estrutura térmica horizontal a partir de um conjunto de dados de CTD e XBT e identificou que entre as latitudes 19° e 22°S, a corrente não estava bem organizada após fluir por entre os canais da CVT. Neste caso, a maior parte do fluxo seguiu pelo canal mais próximo do talude. Já entre a região de 22° e 25°S, a corrente se reorganizou, mostrou sinais mais baroclínicos com uma intensificação do cisalhamento da velocidade geostrófica estando o eixo da CB posicionado nas proximidades do talude continental. A estrutura de corrente geostrófica em relação à superfície isobárica de 500 dbar foi calculada e as velocidades máximas na superfície foram próximas a 0,3-0,4 m/s, com transporte de volume resultante variando de 1,0 a 3,3 Sv.

Autor	Latitude (°S)	Prof. ref. (m)	Transporte (Sv)	Vel. Máx. (m/s)
Signorini (1978)	22	600	5,2	0,55
Miranda and Castro Filho (1981)	19	500	6,5	0,72
Evans et al. (1983)	19	500	5,3	0,50
	20,5	500/1000	3,8/6,8	0,52
	21,7	500	4,4	0,61
Stramma et al. (1990)	19,4	~560	5,7	0,19
	20	~610	1,6	0,24
Schmid et al. (1995)	21	600/1200	9,4/7,4	
Lima (1997)	22	correntômetro	5,5±2,6	-
	22	numérico	7,1	< 0,55
Silveira et al. (2005)	21	numérico	6,7	0,83
	21	numérico	7,9	0,6
Passos (2011)	20	numérico	6,5	0,31
	20	numérico	5,7	0,28
	20,5	numérico	3	0,25
	20,5	numérico	5,5	0,44
	21	numérico	8	0,78
Pimentel (2012)	20,5	numérico	4,6±2,1	0,62

Tabela 2.1: Estimativas de transporte de volume e velocidade máxima da CB entre 19° e 22°S. Adaptada de [Schmid et al. \(1995\)](#), [Silveira et al. \(2000\)](#) e [Silveira \(2007\)](#) e atualizada pela presente autora.

[Passos \(2011\)](#) descreveu dois padrões distintos da CB no Embaiamento de Tubarão observados por dados sinóticos e simulação numérica. Durante o inverno, ao alcançar a CVT, a CB apresentou-se estreita, transportando um valor total de cerca de 6,5 Sv. Ao cruzar a CVT, a CB se bifurcou num ramo menor que flui entre o Banco de Abrolhos e o Banco Besnard, ocupando os primeiros 300 m da coluna de água, com velocidade máxima em torno de 0,13 m/s e transporte de 0,8 Sv. Já seu ramo principal, localizado entre o Banco Besnard e o Monte Submarino Congress, se estendeu da superfície até ≈ 500 m de profundidade, com velocidade máxima de 0,31 m/s e transporte em torno de 5,8 Sv. Em aproximadamente $20,5^{\circ}\text{S}$, a CB manteve-se acima dos 500 m, mais larga e com transporte menor (3 Sv), mostrando que o escoamento da CB ainda não está completamente reorganizado no Embaiamento de Tubarão. A reorganização ocorreu em 21°S , onde nos primeiros 500 m o transporte total foi estimado em 8 Sv. No cenário de verão, em 19°S a CB meandrou anticiclonicamente e apresentou transporte de cerca de 10,5 Sv. Na região da CVT foi identificada uma trifurcação, com o fluxo principal ocorrendo entre o Banco Besnard e o Congress e dois fluxos secundários entre o Banco de Abrolhos e o Besnard e a leste do do Monte Submarino Congress. Os três ramos apresentaram transporte e velocidade máxima, respectivamente, de 0,28 m/s e 2,6 Sv, 0,1 m/s e 0,1 Sv e 0,19 m/s e 3 Sv. Nesse período, a CB se reorganizou ao largo do ET e em 21°S apresentou novamente o padrão de jato, compreendido entre a superfície até 800 m.

[Pimentel \(2012\)](#) analisou o comportamento da CB ao passar pela CVT com base em simulação numérica e derivadores langragianos de superfície. Os resultados mostraram a CB dividindo seu fluxo por três canais principais: um mais costeiro, localizado entre a plataforma continental e o Banco Besnard, o segundo entre o Banco Besnard e o Monte Submarino Congress e o último a leste do Monte Submarino Congress. As velocidades máximas foram de 0,46 m/s, 0,62 m/s e 54 m/s, respectivamente. O transporte total médio da CB na CVT foi de 4,6 Sv, com a principal contribuição sendo terceiro canal (68%). A variedade de padrões observados, sem predomínio de nenhum, não permitiu a identificação de um padrão dominante de ramificação da CB nesta região. A reorganização da CB, após a CVT, ocorreu junto ao talude em uma faixa compreendida entre imediatamente após a CVT até 22°S . Quando comparou o transporte da CB na CVT com o transporte em regiões ao norte (18°S) e ao sul (23°S) da cadeia, a autora observou um aumento significativo do transporte da corrente em direção ao sul, acompanhado pelo aumento da espessura, largura e velocidade média da corrente.

2.2 Processos e Feições de meso-escala na região do Embaiamento de Tubarão

A atividade de mesoescala associada à CB tem sido investigada por diversos autores desde a década de 70 (por exemplo, [Mascarenhas Jr. et al. \(1971\)](#), [Signorini \(1978\)](#), [Campos et al. \(1995\)](#), [Calado \(2001\)](#) e [Silveira et al. \(2008\)](#)), em seus aspectos descritivos e dinâmicos, que relacionaram as feições topográficas de fundo, a mudança na orientação da linha de costa, a instabilidade baroclínica, entre outros fatores, favorecem o meandramento e geração de vórtices pela CB, tais como o Vórtice de Vitória, o Vórtice de São Tomé (22°S) e o Vórtice de Cabo

Frio (23°S).

No Embaiamento de Tubarão, a feição ciclônica que se destaca é O VV que foi primeiramente descrito por [Schmid et al. \(1995\)](#) na região *offshore* da plataforma continental próximo à cidade de Vitória em fevereiro de 2011. As seções de temperatura potencial e salinidade claramente mostraram a estrutura do VV caracterizado pela água 8°C mais fria (em 100 m) e de baixa salinidade em seu núcleo, com raio aproximado de 25 km e sinal termal visível até 700 m de profundidade e localizado a oeste da CB no momento da observação. As velocidades geostróficas calculadas (relativo à 1200 dbar correspondente à interface entre o fluxo para norte da AIA e o fluxo para o sul da APAN) mostraram a porção leste com velocidade superficial para o sul maior do que 0,50 m/s enquanto que a porção oeste era mais fraca com velocidade máxima superficial para norte de cerca de 0,40 m/s. As imagens do satélite infravermelho indicaram que o vórtice interagiu não somente com a topografia local e a CB, mas também com um forte evento de ressurgência que se estendeu a partir de Cabo Frio, causado por ventos de nordeste (paralelos à costa). Os autores sugeriram que essa ressurgência costeira leva a formação de um meandro, o qual se desenvolveu em um vórtice ciclônico, se desprende e migrou em direção a nordeste, possivelmente pela forte influência da topografia local, depois retornou para o sul, devido à interação do VV com o fluxo para sul da CB ou pela reflexão do vórtice pela CVT.

A partir de observações *in situ* obtidas com o Projeto JOPS-II-9 durante o outono de 1995 e imagens de temperatura da superfície do mar, [Gaeta et al. \(1999\)](#) relataram o VV como uma anomalia mais fria e menos salina e maiores concentrações de nitrato e fosfato inseridas no fluxo da CB. Essa feição possuía cerca de 50 km de diâmetro e estava centrada em 20,3°S e 38,9°O. Na camada de mistura superficial do VV, a clorofila-*a* e a produtividade primária foram até 2 vezes mais elevadas do que em áreas adjacentes. Esses resultados provaram, pela primeira vez, que o bombeamento de águas mais ricas pelo VV contribui significativamente para o aumento da produção fitoplanctônica nas águas tropicais da costa leste do Brasil.

A correlação entre a presença do vórtice e a ocorrência de ressurgência sugerida por [Schmid et al. \(1995\)](#) não foi ratificada no estudo de [Gaeta et al. \(1999\)](#) descrito acima e de [Kampel et al. \(1997\)](#) no inverno de 1997, já que esses autores identificaram uma feição ciclônica na região sem ocorrência de ressurgência na área. Isso levou [Gaeta et al. \(1999\)](#) a sugerir que o VV é uma feição permanente na região e sua gênese poderia estar ligada a um efeito topográfico imposto no fluxo da CB após sua passagem pela CVT e o evento de ressurgência durante a primavera e verão interagiria levando ao enriquecimento da circulação ciclônica.

[Campos \(2006\)](#) utilizando uma implementação do HYCOM, encontrou dois modos de translação para o VV. No primeiro caso, como descrito por [Schmid et al. \(1995\)](#), o vórtice se moveu inicialmente para nordeste, depois permaneceu quase-estacionário, ainda na Baía de Vitória, por mais 2 meses, e finalmente retornou para o sul e desapareceu. No segundo caso, ele continuou seu movimento em direção ao Equador, cruzando a CVT e atingindo regiões além do Banco de Abrolhos.

Usando dados da climatologia proposta por [Boyer et al. \(2005\)](#), [Costa \(2007\)](#) mostrou que não havia nenhuma evidência do vórtice no campo anual de temperatura e salinidade. No entanto, sazonalmente a estrutura do VV se fazia presente preferencialmente no outono. A análise referente aos dados mensais, indicou uma assinatura climatológica nos meses de

fevereiro, março e abril, o que levou o autor a concluir que o VV é uma feição recorrente de mesoescala no Embaiamento de Tubarão.

Com o auxílio de ferramentas numéricas, [Maneschy \(2010\)](#) avaliou o papel da CVT na dinâmica da CB e sua influência na formação do VV. Seus resultados mostraram que a estrutura do VV foi formada com e sem a presença da CVT. Porém, a região de formação e as dimensões diferentes foram diferentes, revelando o papel fundamental da CVT no padrão de escoamento da CB e formação do VV, apesar da relação não ser estritamente dependente. Outras feições topográficas da costa leste brasileira ligadas à variação da largura da plataforma continental parecem exercer efeitos conjuntos sobre a CB para formação dessa feição.

[Silveira et al. \(2008\)](#) sugeriram que o Vórtice de Vitória é uma estrutura recorrente e constitui uma parte de uma onda de Rossby juntamente com os Vórtices de Cabo Frio e São Tomé que representam três cavados de uma onda de instabilidade baroclínica, indicando que o VV não é uma feição estacionária e sim que se propaga em direção ao sul da Bacia de Santos, causadas pelo cisalhamento vertical do sistema de correntes de contorno oeste ao largo da costa sudeste.

[Passos \(2011\)](#), através de modelagem numérica e dados sinóticos dos anos 2004 e 2005 provenientes do Projeto Abrolhos, notou a assinatura de um ciclone devido aos valores mais baixos de temperatura e salinidade no cenário de verão. Verificou-se um núcleo com diferenças de 3°C e 0,6 de salinidade em relação ao entorno (em 200 m) associado à CB em seu lado oeste. No cenário de inverno, o sinal do VV não é registrado dentro do ET, o que contradiz a questão levantada por [Gaeta et al. \(1999\)](#): definitivamente não se trata de uma feição perene.

[Pimentel \(2012\)](#) não conseguiu estabelecer um padrão bem definido de ocorrência do vórtice a partir da análise dos resultados de uma simulação numérica de alta resolução. Pelo menos um vórtice foi registrado em todos os meses do ano, com predominância de ocorrência entre outubro e março (primavera e verão). Em relação à interação do vórtice com a passagem da CB pela CVT, não foi possível observar um comportamento característico. Cinco exemplos do padrão da circulação da CB na geração do VV no ET foram estabelecidos, mas nenhum foi dominante. Os resultados da simulação sugerem que a estrutura do vórtice não está diretamente ligada à interação da CB com os canais da CVT, corroborando os resultados de [Maneschy \(2010\)](#).

Outra feição característica na região são os eventos de ressurgência evidenciados pela presença de águas significativamente frias ao longo da costa capixaba. No Brasil, áreas de ressurgência costeira são observadas em sete regiões ao longo da costa sudeste/sul (Vitória, São Tomé, Cabo Frio, São Sebastião, Santa Catarina, Santa Marta e Rio Grande do Sul). Contudo, a região de Cabo Frio é considerada o principal e mais intenso sistema de ressurgência costeira, concentrando cerca de 35% de todos os estudos realizados nesses ambientes na costa brasileira ([Coelho-Souza et al., 2012](#)).

Durante o verão, o Centro de Alta Pressão do Atlântico Sul faz prevalecer ventos da direção nordeste que possuem uma grande componente paralela à costa sudeste brasileira ([Rodrigues and Lorenzetti, 2001](#)). A ressurgência na região é atribuída divergência costeira devido ao transporte de Ekman ([Castro and Miranda, 1998](#)). Esse processo consiste na compensação da perda de massa próximo a costa por uma água mais profunda rica em nutrientes que é trazida em direção à superfície do mar ([Coelho-Souza et al., 2012](#)). Estudos mais recentes

tem mostrado que a contribuição de outros mecanismos, como o bombeamento de Ekman, meandros e vórtices da CB, topografia de fundo e orientação da linha de costa, no processo de intrusão da ACAS na plataforma continental também são importantes.

[Campos et al. \(1995\)](#), a partir de dados hidrográficos coletados na costa brasileira entre Santos e Rio de Janeiro em janeiro de 1991, constataram que a presença de um padrão meandrante da CB (estágio primário da formação de um vórtice de núcleo frio) esteve aparentemente associado à intrusão da ACAS na plataforma continental. Essa afirmação foi embasada no fato que o vórtice ciclônico se dispôs entre a corrente de contorno oeste e o talude continental e a água dentro dessa feição foi constantemente trocada devido à divergência que ocorre na extremidade frontal e a convergência que ocorre na extremidade posterior. Como a porção frontal do meandro flui em direção ao sul, a água ressurgida foi advectada para a plataforma continental. Então, isso pôde resultar em uma deposição líquida de água ressurgida na plataforma.

[Campos et al. \(2000\)](#), com base na análise de dados hidrográficos e resultados de experimentos numéricos, indicaram que a presença de ACAS sobre uma grande área da plataforma continental durante o verão, quando o vento é predominantemente de nordeste, a ressurgência costeira ocorreu em resposta ao transporte de Ekman. Na presença do meandro, a combinação dos dois efeitos resultou em um forte mecanismo capaz de trazer a ACAS da região do talude para perto da costa. Já no inverno, quando a ressurgência costeira é diminuída, praticamente somente a ressurgência induzida pelo meandro ocorreu, deixando a ACAS confinada na quebra de plataforma.

Utilizando a modelagem numérica, [Rodrigues and Lorenzetti \(2001\)](#) ressaltaram uma diferença significativa entre a dinâmica da ressurgência que acontece em Cabo Frio e em Cabo de São Tomé. Esses autores sugeriram que a mudança da orientação da linha de costa de Norte-Sul para Leste-Oeste não foi somente o fator chave controlador da magnitude, mas também foi importante na localização dos núcleos de ressurgência na porção sul, que se estende de Cabo de São Tomé ao Rio de Janeiro, principalmente próximo a Cabo Frio, explicada em termos de geração de vorticidade. Enquanto que topografia de fundo local foi o principal mecanismo da intensidade da ressurgência costeira na região do Cabo de São Tomé a Vitória, consideravelmente mais fraca, além de ser responsável pela localização da célula de ressurgência na porção norte do domínio. Portanto, os autores concluíram que a geometria da linha de costa e a topografia do fundo oceânico tem um importante papel na ressurgência costeira na plataforma continental sudeste brasileira.

Dados de escaterômetro usados por [Castelão and Barth \(2006\)](#) mostraram que a região compreendida entre Vitória (20°S) e Ilha de São Sebastião (24°S) até 200 km da costa foi caracterizada pelo rotacional negativo da tensão do vento (ressurgência favorável) ao longo de todo o ano, com valores máximos durante o verão e mínimo durante o outono, enquanto que nas regiões ao norte de Vitória foi encontrado um fraco rotacional da tensão do vento durante todas as estações. O transporte de Ekman, por sua vez, foi estimado ser menos variável ao longo da costa. Então, os autores concluíram que o aumento localizado do bombeamento de Ekman durante o verão adicionado ao transporte de Ekman contribuiu significativamente para a observação frequente de águas frias perto de Cabo Frio, sugerindo que a ressurgência dirigida pelo rotacional do estresse do vento foi a maior contribuidora desse processo.

[Calado et al. \(2010\)](#), com a ajuda de simulação numérica, sugeriram que nas proximidades

do Cabo de São Tomé a presença da CB e seus meandros ciclônicos podem causar (ou enriquecer) a ressurgência costeira. Como a simulação foi rodada sem impor o vento como forçante, os autores apresentaram evidência que a ressurgência dirigida pelo vórtice é possível, mesmo na ausência de ventos favoráveis, devido ao crescimento da instabilidade de um meandro ciclônico quase-estacionário nessa localização.

Palóczy et al. (2013), a partir de dados da temperatura superficial do mar, observações *in situ* e modelagem numérica, mostraram que, como em Cabo Frio, o vento foi a forçante principal mais provável da ressurgência costeira na região do Cabo de São Tomé. Porém, uma intrusão local de ACAS foi visível no campo de temperatura, mesmo sob condições de ventos desfavoráveis à ressurgência, enquanto se observaram ciclones frontais quase-estacionários da CB. Comparando casos de ressurgência com e sem meandro, foi encontrado que, geralmente, os eventos de ressurgência com meandros tenderam a receber menos impulso do vento ($\approx 25\%$ menos, em média, podendo chegar a 50%), e tenderam a ser mais intensos (mínimo de temperatura menor). Finalmente, uma investigação sobre o papel da inclinação das isolinhas ligadas à estrutura principalmente baroclínica da CB levou os autores a concluir que essa estrutura se mostra suficiente para explicar a escala de tempo observada (≈ 5 dias) do evento de ressurgência costeira próximo ao Cabo de São Tomé.

O trabalho pioneiro sobre a ressurgência na Região Abrolhos-Campos ($15^{\circ}\text{S} - 23^{\circ}\text{S}$) consiste nos esforços de Aguiar et al. (2014). Esses autores analisaram os eventos entre os anos de 2003 a 2011 através de modelagem numérica e dados de temperatura da superfície do mar em três latitudes: 17°S , 21°S e 23°S . Os mecanismos que induzem a ressurgência foram divididos em dois grupos: vento (transporte de Ekman e bombeamento de Ekman) e corrente (intensificação da CB, aproximação ou separação da costa, presença ou não de vórtices). Quanto ao primeiro grupo, mais de 90% dos eventos ocorreram em condições de transporte e bombeamento de Ekman favoráveis à ressurgência em todas as três seções. Em 21°S , o transporte de Ekman influenciou em 100% dos eventos e sua magnitude média foi duas vezes maior do que o bombeamento de Ekman. Em 17°S , ambos os processos tiveram aproximadamente a mesma intensidade e, em 23°S , o bombeamento de Ekman foi qualitativamente e quantitativamente mais importante do que transporte de Ekman, como encontrado por Castelão and Barth (2006). Quanto aos mecanismos de ressurgência dirigido pela corrente, a frequência e a intensidade de cada um variaram dependendo da seção. O *encroachment* (processo resultante da intensificação da CB e sua aproximação da costa) foi predominante durante os eventos em 21°S . Já em 17°S , os eventos são predominantemente influenciados pelos meandros da CB e, em 23°S , meandros e vórtices são características fundamentais na promoção da ressurgência dirigida pela corrente. Os autores concluíram que as características dinâmicas da CB estudadas parecem ser determinadas por mudanças na topografia de fundo ao longo da costa, como sugerido por Rodrigues and Lorenzetti (2001).

CAPÍTULO 3

Metodologia

3.1 Área de estudo

A margem continental ao largo do Espírito Santo (Figura 3.1) se mostra diferenciada do restante do litoral brasileiro por ser marcada pela grande variação da largura da plataforma continental. Entre as latitudes 17,5°S e 19,3°S é caracterizada pela presença do Banco de Abrolhos, onde a plataforma continental mostra-se bastante extensa, com aproximadamente 200 km (Motoki et al., 2012). No Embaiamento de Tubarão, unidade fisiográfica da margem continental leste brasileira delimitada entre os extremos ocidentais da CVT e a continuidade sul do Banco dos Abrolhos (Barreto and Millman, 1969), a plataforma continental é estreita, em torno de 40 km, em formato de baía. Em direção ao sul, a plataforma continental aumenta gradativamente, atingindo uma largura média de 80 km no Cabo de São Tomé (Zembruscki, 1979). A profundidade da quebra de plataforma varia de 60 a 100 m ao longo da maior parte da região (Castro and Miranda, 1998).

O talude, por sua vez, varia entre 30 a 80 km. A transição entre o talude e o sopé continental é caracterizada pela presença do Platô de São Paulo nas Bacias de Campos e Santos. Tipicamente, essa feição está compreendida entre a base do talude continental e profundidades que variam de 3200 m a 3600 m.

Na latitude da cidade de Vitória (20,2°S), a planície abissal é intercalada pela Cadeia Vitória-Trindade (França, 1979). Os montes submarinos estão dispostos a dezenas de metros da superfície do mar e os pontos emersos dessa cadeia de vulcões extintos formam o Arquipélago de Martin-Vaz e a Ilha de Trindade, a aproximadamente 1200 km da costa do Espírito Santo.

A complexa batimetria descrita acima se insere como uma barreira física afetando o fluxo do Sistema de Correntes de Contorno Oeste e a distribuição de massas d'água na porção leste da plataforma continental brasileira (Stramma and England, 1999; Silveira, 2007). Além disso, tem grande influência na dinâmica local ao contribuir para a formação de diversos processos oceanográficos com implicações biológicas, como mistura vertical, meandramentos e vórtices (Gaeta et al., 1999; Lemos, 2014).

3.2 Cruzeiro Oceanográfico MCTIII

A Operação MCTIII, desenvolvida a partir da parceria entre o Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação (MCTI), a Marinha do Brasil e a Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), consistiu na análise conjunta de sub-projetos que envolvem as áreas física, química e biológica

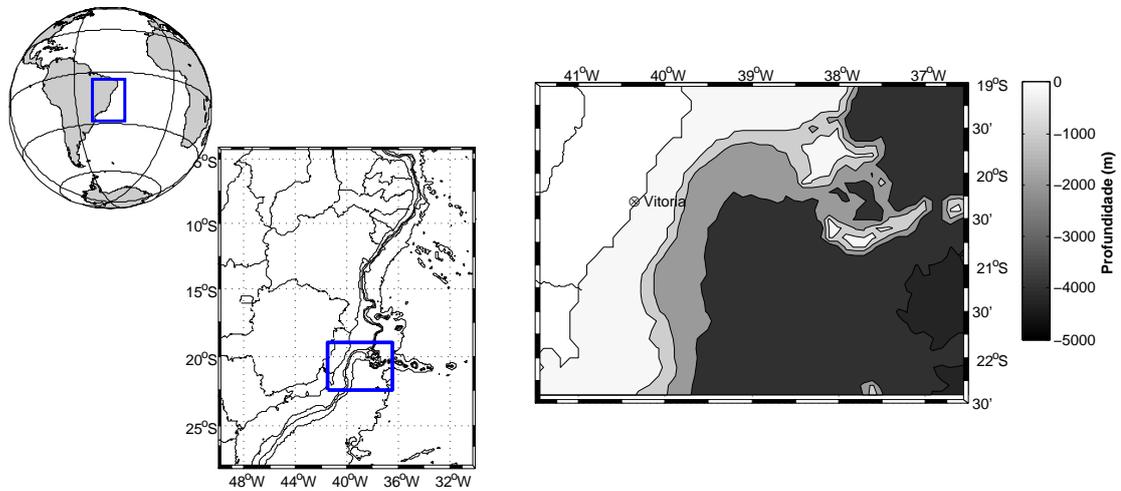


Figura 3.1: Mapa da região de interesse do presente estudo com destaque para as isóbatas de -200, -1000, -2000 e -4000 m de profundidade.

da Oceanografia, com a finalidade de avaliar, a partir de observações *in situ*, a dinâmica de meso-escala na plataforma e na margem continental da costa do Espírito Santo, sua influência no fornecimento de nutrientes e nos efeitos na produtividade primária e na comunidade zooplancônica.

Nesse contexto, a coleta de dados foi dividida em duas pernadas. A primeira consistiu em um perfil transversal à costa composto por 21 estações oceanográficas abrangendo desde a plataforma continental interna até a região oceânica das Ilhas de Trindade e Martin Vaz. Contudo, a presente dissertação consiste na análise de dados *in situ* dos dados hidrográficos e das medidas diretas de correntes coletados na segunda perna da Operação MCTIII, realizados entre os dias 12 a 21 de dezembro de 2011, a bordo do Navio Oceanográfico Antares da Marinha do Brasil. As amostragens foram feitas ao longo de dois transectos orientados perpendicularmente à linha de costa. O transecto 1 se dispôs ao longo da latitude de 21,4°S e entre as longitudes de 40,9°O e 37,8°O com 32 estações e o transecto 2, perpendicular à Foz do Rio Doce, abrangeu as latitudes entre 19,7°S e 21,4°S e longitudes entre 39,9°S 37,2°S composto por 26 estações, culminando um total de 58 estações oceanográficas que abrangem desde a plataforma continental interna até aproximadamente 340 km de distância da costa (Figura 3.2). O espaçamento entre as estações foi de aproximadamente 3 milhas náuticas na plataforma continental e essa distância foi aumentando gradativamente em direção *offshore*. As amostragens atingiram a profundidade máxima da coluna d'água de cada estação.

Em cada estação oceanográfica foram obtidos perfis verticais de temperatura, condutividade, oxigênio dissolvido e fluorescência com o auxílio de um CTD do modelo *SBE-9plus*, fabricado por *Sea Bird Electronics*, com um fluorímetro *Turner Scufa* e um sensor de oxigênio dissolvido *SBE 43* acoplados. Durante todo o percurso do cruzeiro, foram coletados dados de velocidade

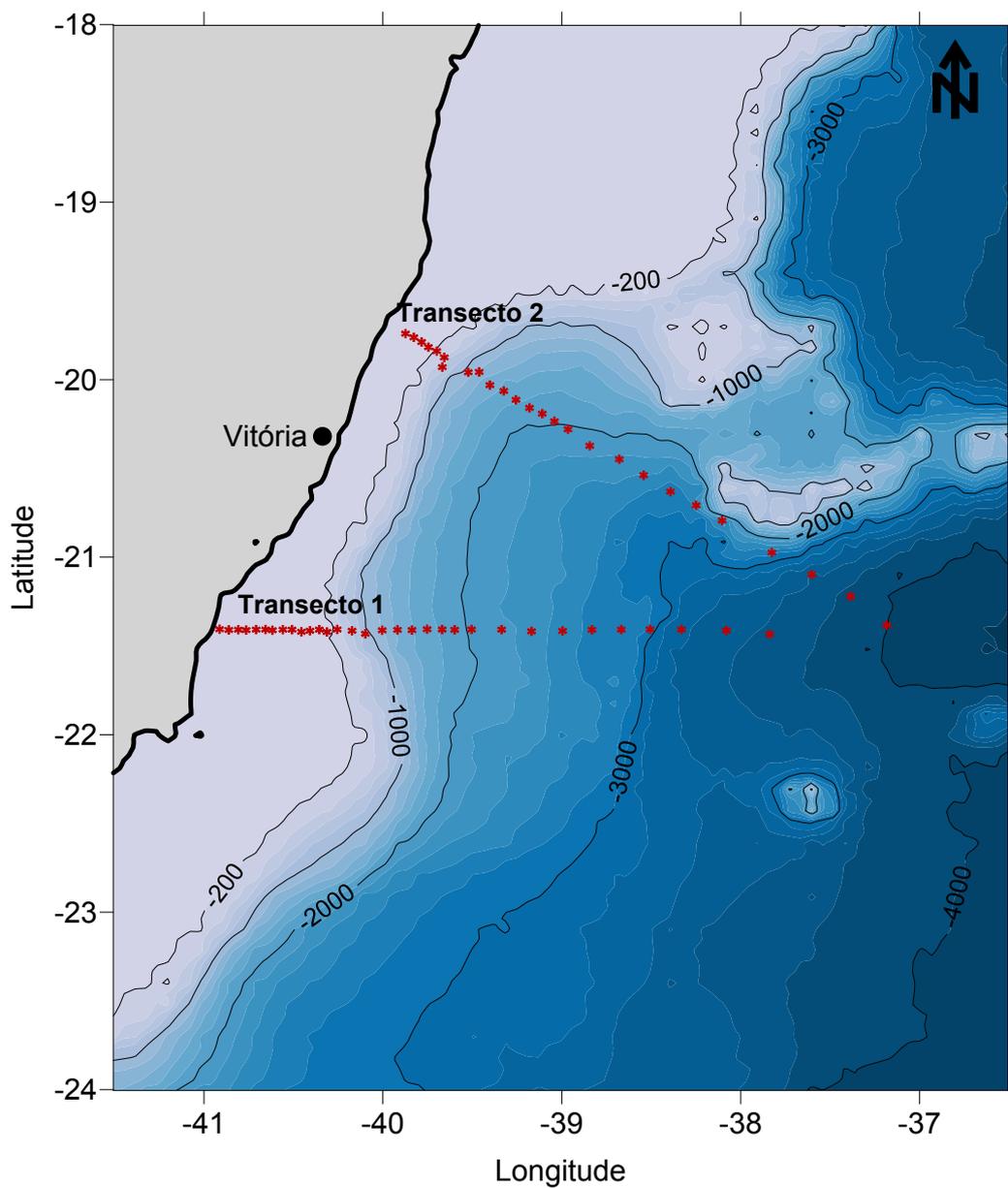


Figura 3.2: Mapa da área de estudo com a disposição das 58 estações oceanográficas divididas em 2 perfis transversais à costa realizadas durante a segunda pernada da Operação MCTIII.

de correntes a partir da superfície até aproximadamente 300 m, utilizando um perfilador do tipo ADCP modelo OS75KHz da *RD Instruments*.

3.3 Tratamento dos dados obtidos por CTD

Para serem utilizados nas análises, os dados hidrográficos obtidos por CTD foram tratados com o auxílio do software *SBE Data Processing* fornecido pelo próprio fabricante. Esse procedimento assegurou que os dados não apresentaram valores discrepantes e nem descontinuidades. As etapas desse procedimento foram realizadas de acordo com o que foi sugerido no manual, que incluiu:

- **Filtragem:** Filtro passa-baixa, eliminou as altas frequências (ruídos) nos dados de temperatura, condutividade e pressão;
- **Alinhamento:** Correção da diferença entre os tempos de resposta dos sensores de condutividade e oxigênio em relação à pressão para garantir que todos os parâmetros se tratam da mesma parcela de água;
- **Binagem:** Médias verticais dos dados a cada 1 dbar de coluna de água, de forma que os perfis termohalinos fiquem equi-espçados verticalmente;

Em seguida, foi realizado o alisamento por janela móvel que consiste na substituição dos valores de temperatura e salinidade por um média ponderada entre eles mesmos e os valores adjacentes. O tamanho da janela utilizado foi dependente da pressão em que o dado se encontrava. Em pressões menores do que 100 dbar, foi aplicada uma janela de 5 dbar. Para pressões entre 100 e 500 dbar, o tamanho da janela foi de 21. E para pressões maiores do que 500 dbar, aplicou-se uma janela de 31 dbar. A janela aplicada foi do tipo *hanning* cuja a distribuição de peso é de caráter gaussiano, ou seja, o maior peso é atribuído ao valor central.

Por fim, foram feitos os cálculos de outras propriedades oceanográficas a partir da temperatura, condutividade e pressão (por exemplo: salinidade absoluta a partir da condutividade, temperatura conservativa a partir da temperatura *in situ*, densidade potencial a partir da temperatura, salinidade e pressão, entre outras) com o auxílio do pacote de rotinas *GSW Oceanographic Toolbox* desenvolvido por [McDougall and Barker \(2011\)](#).

3.4 Análise das massas de água

A conduta mais simples para a escolha dos índices termohalinos das massas de água é considerar aqueles já existentes na literatura e localizá-los nas curvas T-S. Porém, é sabido que as massas de água, após serem formadas em seus locais de origem, são transportadas pelas correntes e têm suas propriedades T-S alteradas pelos processos de mistura no interior no oceano. Então, estes índices podem não ser representativos para a região de estudo, já que foram estipulados para outras regiões (por exemplo, [Mamayev \(1975\)](#)). Contudo, preferiu-se determinar os índices

termohalinos especificamente para a região investigada como foi feito por [Silva \(1995\)](#), [Godoi \(2005\)](#) e [Thomaz \(2012\)](#).

Como a área de estudo desse trabalho estende-se de águas da plataforma continental, com poucas dezenas de metros de profundidade, até a região oceânica que atinge a pressão máxima de 4000 dbar, foi necessário dividi-la em dois domínios para utilizar a metodologia disponível na literatura. O critério utilizado foi a profundidade máxima da estação amostrada, ou seja, se for menor que 50 dbar ela foi considerada Plataforma Continental (PC), caso contrário, foi considerada Região Oceânica (RO). A determinação dos índices termohalinos das massas de água presentes na PC foi mais simples, foram considerados os pontos extremos do diagrama TS dos dados amostrados em cada transecto.

Para a RO, segundo a metodologia proposta, as interfaces e os núcleos só podem ser determinados para massas de água situadas abaixo da camada de mistura onde algumas propriedades podem ser assumidas como conservativas, por exemplo a temperatura e a salinidade. Dessa forma, inferir os índices termohalinos da AT e conseqüentemente, a interface AT-ACAS, acaba sendo inviável. Portanto, a camada de mistura foi eliminada, mas se tem conhecimento que essa camada na região oeste do Atlântico Sul é ocupada pela Água Tropical ([Emilson, 1961](#)). Assim, foi assumido como AT águas com temperaturas e salinidades superiores ao limite superior da ACAS e esse, por sua vez, foi determinado a partir da análise do perfil vertical médio da frequência de estratificação, conhecida como frequência de Brunt-Väisälä. Esse parâmetro acaba por ser utilizado tanto para estipular a estabilidade da coluna d'água quanto o gradiente vertical de densidade.

A teoria analítica das curvas T-S, descrita em detalhe por [Mamayev \(1975\)](#), mostra que é possível encontrar a interface representada por 50% de mistura entre duas (ou três) massas de água empilhadas verticalmente. Isto pode ser feito através do traçado de uma reta de mistura (envolvendo duas massas de água) ou de um triângulo de mistura (envolvendo três massas de água). Este método geométrico de aplicação simples advém da aplicação dos Teoremas de [Shtokman \(1944\)](#), baseado nos conceitos da termodinâmica da água do mar. Assim, os índices termohalinos da AIA e APAN foram estipulados.

Por fim, a AAF foi considerada como ponto extremo do diagrama TS para a região oceânica. A Tabela 3.1 resume os valores adotados no presente trabalho para análise de massas de água na PC e RO ao largo da região do Embaimento de Tubarão.

Para determinação das porcentagens de mistura e das interfaces entre as massas de água, foi usada a solução analítica para a mistura de 3 massas de água apresentada em [Mamayev \(1975\)](#), cujas equações são:

$$m_1T_1 + m_2T_2 + m_3T_3 = T$$

$$m_1S_1 + m_2S_2 + m_3S_3 = S$$

$$m_1 + m_2 + m_3 = 1$$

onde m_1 , m_2 e m_3 são as proporções das três massas de água consideradas. (T_1, S_1) , (T_2, S_2) e (T_3, S_3) são os índices termohalinos das massas de água. T e S são, respectivamente, a temperatura e a salinidade na profundidade analisada.

Tabela 3.1: Tabelas com valores dos índices termohalinos (temperatura conservativa e salinidade absoluta) utilizados para análise de massas de água na plataforma continental e na região oceânica.

Plataforma Continental				
Massa de água	Transecto 1		Transecto 2	
	TC (°C)	SA (g/kg)	TC (°C)	SA (g/kg)
AC	24,74	34,68	22,94	31,26
AT	25,1	37,4	25,9	37,5
ACAS	19,43	36,28	16,12	35,65
Região Oceânica				
Massa de água	TC (°C)		SA (g/kg)	
ACAS	20,43		36,5	
AIA	2,5		33,66	
APAN	4,04		35,06	
AAF	0,37		34,71	

3.5 Cálculo das velocidades geostróficas

Baseado no Método Dinâmico Clássico desenvolvido por [Sandström and Helland-Hansen \(1903\)](#), a componente baroclínica da velocidade geostrófica foi estimada. Esse método consiste em usar as medidas hidrográficas (temperatura e salinidade) para calcular o campo de densidade através da equação do estado do mar. Porém, somente o campo de velocidade relativa pode ser calculado sendo necessário assumir um Nível de Não Movimento cujas velocidades da corrente são assumidas ser zero nessa profundidade.

A determinação das interfaces entre as massas de água feita por esse estudo, inferiu que a interface média entre ACAS e AIA se encontra em aproximadamente 400 dbar no Embaimento de Tubarão. De acordo com a literatura, esse limite está associado também às correntes que as transportam (CB e CCI). Logo, foi assumido 400 dbar como Nível de Não Movimento por acreditar que a velocidade cisalhante nessa pressão seja mínima.

3.6 Tratamento dos dados obtidos por ADCP

As medidas de velocidades diretas obtidas por ADCP foram processadas com pacote de programas *CODAS processing* desenvolvido pelo "Currents Group" da Universidade do Havaí. Esse pré-processamento inclui:

- **Promedição temporal:** Foram utilizados os arquivos de médias curtas (.STA - "Short Time Average") que estão separados em intervalos de 5 minutos;

- **Cálculo da velocidade absoluta das correntes:** Remoção da velocidade do navio e correção dos vetores em relação ao norte verdadeiro usando uma camada de referência do oceano;
- **Remoção de perfis espúrios:** Foram descartados perfis amostrados enquanto o navio estava parado nas estações oceanográficas, com mudanças bruscas e isoladas na direção das correntes e que não atingiram pelo menos 50% de *percent good*;

A profundidade máxima medida pelo ADCP foi em torno de 400 m, mas por razões de controle de qualidade a máxima profundidade analisada foi reduzida para 250 m. As medidas de ADCP não incluem a superfície do mar, no caso as primeiras medições foram em 35 m.

3.7 Estimativa do Transporte de volume

Os transportes de volume da CB foi estimado tanto para as velocidade geostróficas quanto para as medições diretas de velocidade, considerando todo o fluxo para sul com intensidade acima de 0,01 m/s, até a profundidade de 400 m para a componente baroclínica da velocidade geostrófica e 250 m para as medições diretas.

Para o Vórtice de Vitória, o transporte da borda oeste foi calculado considerando todo o fluxo para norte com intensidade acima de 0,01 m/s, até a profundidade de 400 m para componente baroclínica da velocidade geostrófica e 250 m para as medições diretas. Para a borda leste, foi considerado todo o fluxo para sul com intensidade maior do que 0,1 m/s. Tal critério foi adotado pela impossibilidade de se distinguir o escoamento da CB da rotação do vortice devido à sobreposição dos dois.

Após essas considerações, o transporte de volume, cuja unidade padrão é o Sverdrup (Sv) (equivalente a $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$), foi calculado integrando-se o volume de água que atravessa perpendicularmente determinada seção no oceano por unidade de tempo:

$$Q = \int vndA \quad (3.1)$$

Sendo:

A Área [m^2]

v velocidade do fluxo que atravessa a área [m/s]

n vetor normal a essa área

Apenas a componente perpendicular ao transecto é considerada. Assim, a componente baroclínica da velocidade geostrófica já são perpendiculares ao transecto, mas para as medições diretas foi utilizado somente a componente meridional da velocidade.

3.8 Caracterização do vórtice

A fim de caracterizar o vórtice, os dados hidrográficos foram usados para calcular as energias e anomalias, conforme a metodologia descrita por [Schmid et al. \(1995\)](#).

- **Volume:**

$$V = \frac{\pi f_0^2 r_0^4}{16g'} \quad (3.2)$$

Sendo:

f_0 frequência de Coriolis [rad/s]

r_0 raio [m]

g' gravidade reduzida [m/s²]

- **Energia Cinética Total:**

$$KE = \frac{1}{2} \int_V \rho u_g^2 dV' \quad (3.3)$$

Sendo:

ρ massa específica [kg/m³]

u_g^2 velocidade geostrófica [m/s]

V volume do vórtice [m³]

- **Energia Potencial Disponível Total:**

$$APE = \int_V g' \rho (H - H_r) dV' \quad (3.4)$$

Sendo:

H profundidade de uma isopicnal dentro do vórtice [m]

H_r profundidade de uma isopicnal na estação de referência [m]

- **Anomalia de Calor Disponível Total:**

$$AHA = \int_V \rho c_p (T - T_r) dV' \quad (3.5)$$

Sendo:

c_p calor específico [J/kg °C]

T temperatura dentro do vórtice [°C]

T_r temperatura na estação de referência [°C]

- **Anomalia de Sal Disponível Total:**

$$ASA = \int_V \rho (S - S_r) dV' \quad (3.6)$$

Sendo:

S salinidade dentro do vórtice [g/kg]

S_r salinidade na estação de referência [g/kg]

- **Número de Rossby:**

$$Ro = \frac{U}{r_0 f_0} \quad (3.7)$$

Sendo:

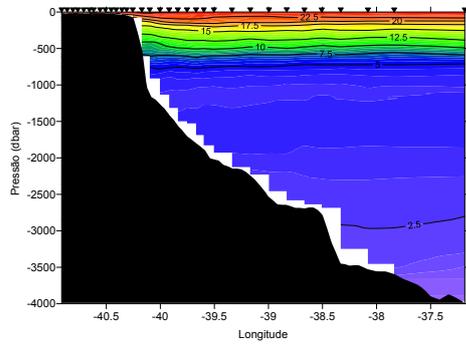
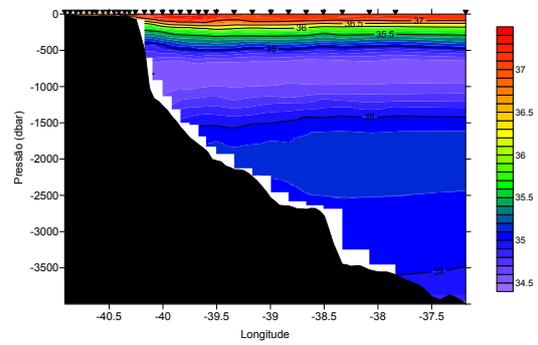
U velocidade cisalhante [m/s²]

A estrutura vertical de massas de água e correntes na plataforma continental e região *offshore* do Embaiamento de Tubarão

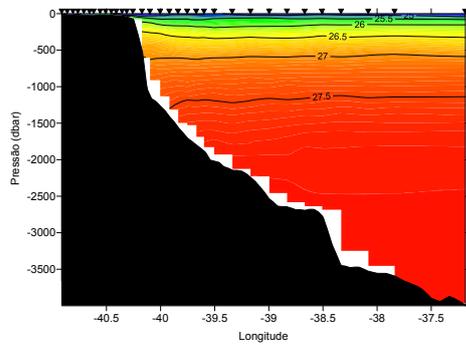
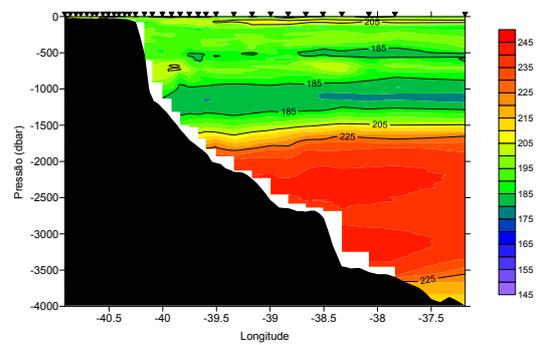
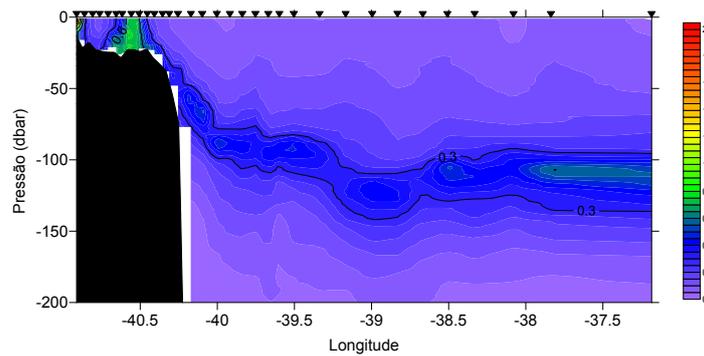
4.1 Análise dos Dados Hidrográficos

Na região oceânica, ambos os transectos mostram uma distribuição já conhecida das propriedades hidrográficas (Figuras 4.1 e 4.2). Os dados de temperatura conservativa e a salinidade absoluta em ambos transectos mostram uma camada superficial homogênea de água mais quente e mais salina, seguida por um forte gradiente de temperatura e salinidade e diminuição gradual com o aumento da pressão. Essa última tem valor mínimo de 34,5 g/kg entre 700 e 1000 dbar, aproximadamente, e volta a aumentar com o aumento da pressão. No campo de massa, nota-se o aumento da anomalia de massa específica com a pressão em ambos transectos. Observa-se ainda o mínimo de oxigênio dissolvido entre 1000 e 1500 dbar (valores entre 179 e 185 $\mu\text{mol/kg}$) e o máximo em toda a coluna d'água ocorre entre 1500 e 3500 dbar com valores de 240 $\mu\text{mol/kg}$. Conclui-se que as camadas superficiais, intermediárias e profundas na região oceânica não possuem diferenças marcantes entre os dois transectos e a distribuição dos dados hidrográficos é consequência da estrutura vertical das massas de água, como será descrito na seção a seguir. Uma estrutura notável nas seções de dados hidrográficos no transecto 2 (Figura 4.2) é o giro ciclônico centrado em 20,45°S e 38,67°O. O Capítulo 5 preocupa-se em descrever as características dessa feição de meso-escala em detalhes.

Por outro lado, a distribuição dos dados hidrográficos na plataforma continental deve ser destacada. As seções de temperatura conservativa de ambos os transectos mostram claramente a contribuição de águas mais frias sobre plataforma continental. Por exemplo, a isoterma de 22,5°C que na região oceânica se encontra a 90 dbar, pode ser vista aflorando a superfície no transecto 1 (Figura 4.3a) sobre a plataforma média-externa e no transecto 2 (Figura 4.4a) encontra-se aflorando na superfície sobre a plataforma interna. Logo, uma frente térmica é observada separando a contribuição de água mais fria, proveniente do processo de ressurgência, da água de máxima temperatura conservativa próxima a quebra de plataforma continental. Como consequência, o que se observa são as isopicnais inclinando-se em direção à superfície junto ao talude. Geostroficamente, essa inclinação reflete a presença do jato da CB para sul-sudoeste (água mais densa à direita da corrente que transporta água menos densa) e quanto maior for a inclinação dessas isopicnais, maior será a intensidade da componente baroclínica

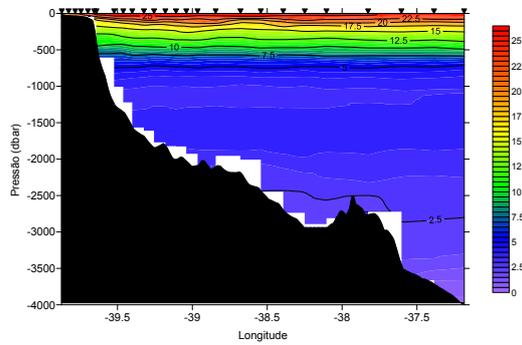
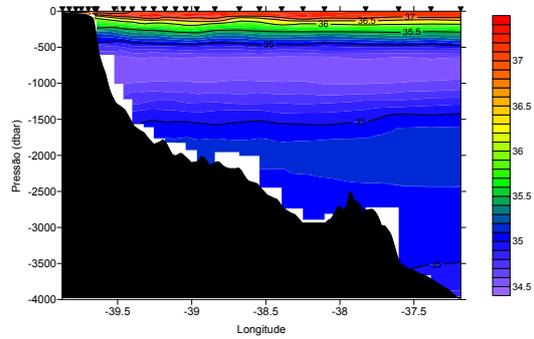
(a) Temperatura Conservativa ($^{\circ}\text{C}$)

(b) Salinidade Absoluta (g/kg)

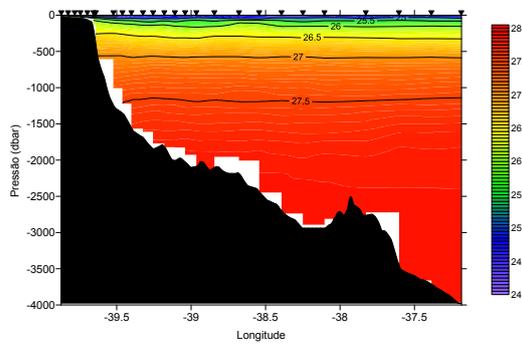
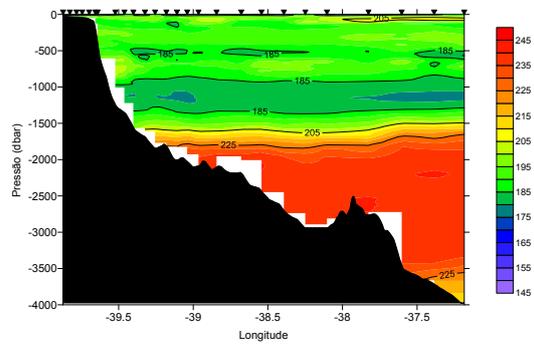
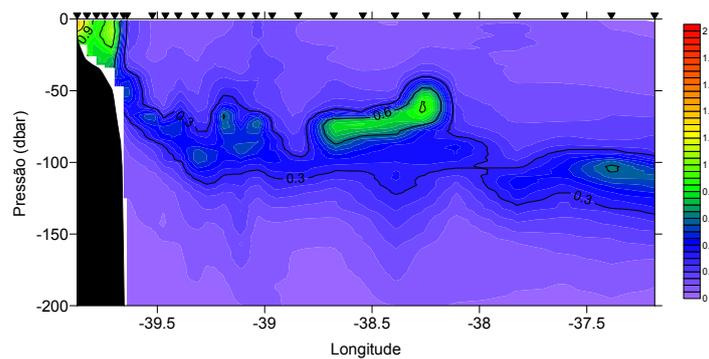
(c) Anomalia de massa específica (kg/m^3)(d) Oxigênio Dissolvido ($\mu\text{mol}/\text{kg}$)

(e) Fluorescência (URF)

Figura 4.1: Estrutura vertical dos parâmetros obtidos por CTD ao longo do transecto 1. (a) Temperatura Conservativa ($^{\circ}\text{C}$). (b) Salinidade Absoluta (g/kg). (c) Anomalia de massa específica (kg/m^3). (d) Oxigênio Dissolvido ($\mu\text{mol}/\text{kg}$). (e) Fluorescência (URF).

(a) Temperatura Conservativa ($^{\circ}\text{C}$)

(b) Salinidade Absoluta (g/kg)

(c) Anomalia de massa específica (kg/m^3)(d) Oxigênio Dissolvido ($\mu\text{mol}/\text{kg}$)

(e) Fluorescência (URF)

Figura 4.2: Estrutura vertical dos parâmetros obtidos por CTD ao longo do transecto 2. (a) Temperatura Conservativa ($^{\circ}\text{C}$). (b) Salinidade Absoluta (g/kg). (c) Anomalia de massa específica (kg/m^3). (d) Oxigênio Dissolvido ($\mu\text{mol}/\text{kg}$). (e) Fluorescência (URF).

da velocidade da CB.

O processo de ressurgência apresentou características distintas entre os transectos, apesar da proximidade espacial ser relativamente pequena entre eles. As diferenças parecem ser condicionadas tanto pela morfologia da plataforma continental (largura, profundidade e declividade) (Rodrigues and Lorenzetti, 2001) como pela forma como a CB interage com esta morfologia (Aguiar et al., 2014). Rodrigues and Lorenzetti (2001) destacaram que na região entre Vitória (20°S) e Cabo de São Tomé (22°S) a topografia de fundo exerce um importante papel nessa ascensão de água, sendo o principal mecanismo controlador da intensidade e localização da célula de ressurgência. Resultados de simulação numérica obtidos por Da Silva e outros (em preparação) sugerem que a posição da ressurgência na plataforma é determinada pela mistura vertical causada pelo cisalhamento horizontal da CB com a plataforma.

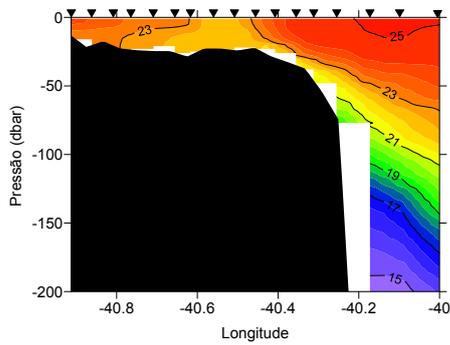
No transecto 1 a plataforma é mais extensa, mais rasa e sua quebra é mais abrupta, como consequência é possível ver a estrutura baroclínica da CB mais deslocada em direção à região oceânica e as isotermas menos inclinadas aflorando na superfície próximo à plataforma continental média-externa (Figura 4.3a). Da Silva e outros sugerem que nessa região (~21,5°S) as características da plataforma faz que a disposição das isotermas seja praticamente perpendiculares à superfície e, assim, gere um gradiente de velocidade que favorece uma intensa mistura vertical criando uma coluna verticalmente homogênea como observada nesse transecto.

Já no segundo transecto, a plataforma menos extensa e sua quebra mais suave favorece uma aproximação do fluxo da CB à costa com as isotermas mais inclinadas e a presença dessa água mais fria ocupando o fundo da plataforma e aflorando a superfície bem próximo à costa (Figura 4.4a). De acordo com os mesmos autores, as características da plataforma ao norte de 20°S favorecem a ocorrência de um processo típico de “*encroachment*” descrito por Roughan and Middleton (2004). Aguiar et al. (2014) identificaram esse processo acontecendo em 21°S. Esses autores descreveram que uma aproximação do eixo da corrente à costa contribuiu com essa pré-disposição das isotermas e, se uma intensificação na CB (forte jato ao longo da quebra de plataforma) for suficiente, um enriquecimento do transporte de Ekman irá ocorrer na camada limite de fundo, o qual no Hemisfério Sul é direcionado à costa.

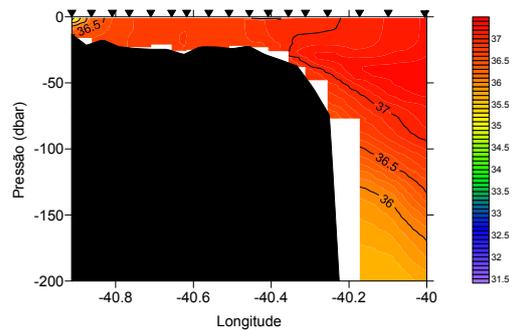
Assim, os resultados apresentados aqui tendem a confirmar que o processo de ressurgência na costa do Espírito Santo não é função somente dos ventos locais (como é sabido que durante o verão os ventos de nordeste paralelos à costa resultam em divergência costeira devido ao transporte de Ekman), mas também é dependente da posição e intensidade da CB e como esta interage com a quebra da plataforma continental, como foi afirmado por Aguiar et al. (2014) e está sendo estudado por Da Silva e outros (comunicação pessoal).

Nas seções de salinidade absoluta é possível notar ainda a presença de água menos salina proveniente do aporte continental. No transecto 1, nota-se um núcleo dessa água bem junto a costa com salinidade mínima de 34,85 g/kg (Figura 4.3b). A fraca influência de águas de baixa salinidade nesse transecto pode estar relacionado ao fato de que a desembocadura do Rio Paraíba do Sul (principal aporte continental nessa região) está localizada a uma distância de cerca de 25,5 km da estação oceanográfica mais próxima da costa (distância calculada por um ângulo de 204° a partir da vertical).

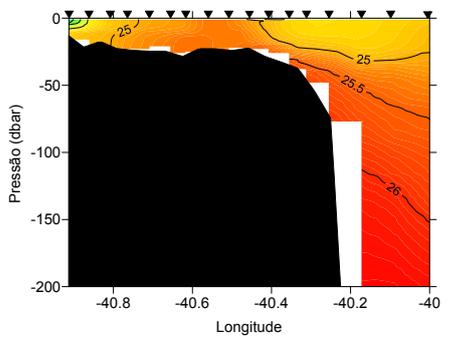
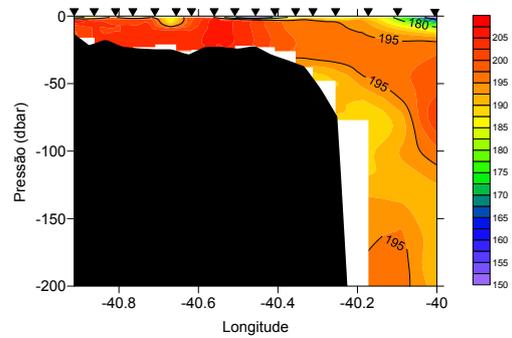
Enquanto no transecto 2 observa-se um bolsão em cima da plataforma com valores chegando a 31,4 g/kg. A presença dessa água menos salina é resultado da influência da pluma do Rio



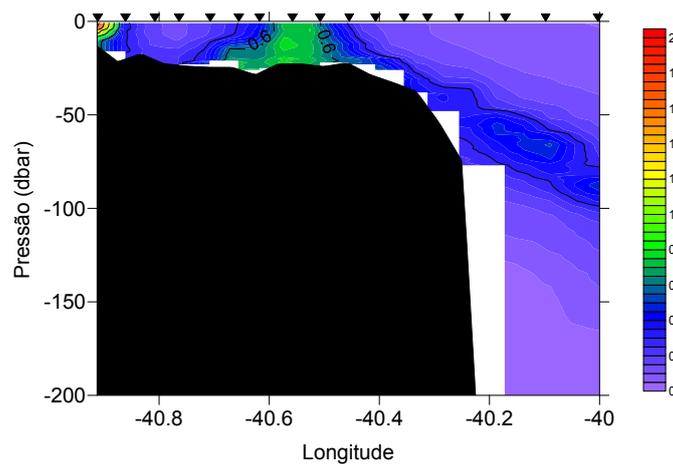
(a) Temperatura Conservativa (°C)



(b) Salinidade Absoluta (g/kg)

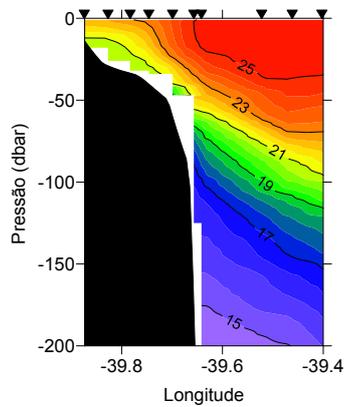
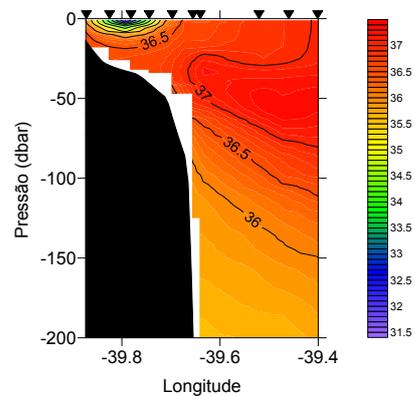
(c) Anomalia de massa específica (kg/m³)

(d) Oxigênio Dissolvido (μmol/kg)

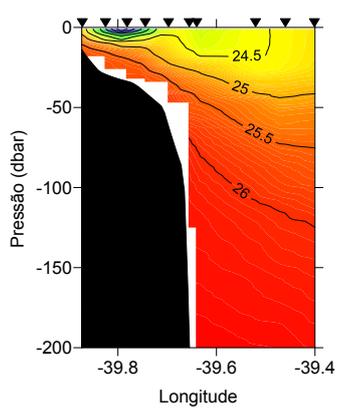
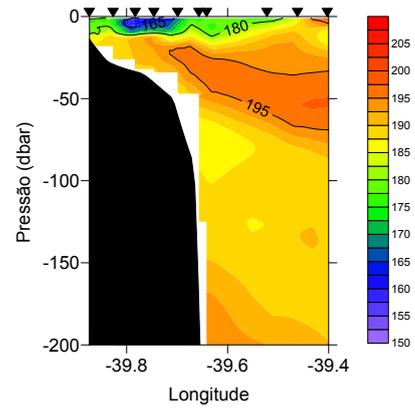
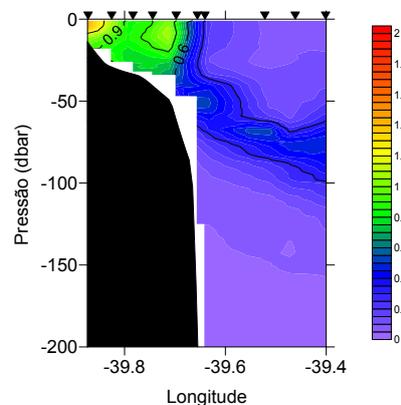


(e) Fluorescência (URF)

Figura 4.3: Estrutura vertical dos parâmetros obtidos por CTD na plataforma continental ao longo do transecto 1. (a) Temperatura Conservativa (°C). (b) Salinidade Absoluta (g/kg). (c) Anomalia de massa específica (kg/m³). (d) Oxigênio Dissolvido (μmol/kg). (e) Fluorescência (URF).

(a) Temperatura Conservativa ($^{\circ}\text{C}$)

(b) Salinidade Absoluta (g/kg)

(c) Anomalia de massa específica (kg/m^3)(d) Oxigênio Dissolvido ($\mu\text{mol/kg}$)

(e) Fluorescência (URF)

Figura 4.4: Estrutura vertical dos parâmetros obtidos por CTD na plataforma continental ao longo do transecto 2. (a) Temperatura Conservativa ($^{\circ}\text{C}$). (b) Salinidade Absoluta (g/kg). (c) Anomalia de massa específica (kg/m^3). (d) Oxigênio Dissolvido ($\mu\text{mol/kg}$). (e) Fluorescência (URF).

Doce, uma das feições oceanográficas mais proeminentes na plataforma continental do Espírito Santo (por exemplo, Campos (2011)). Sua influência pôde ser notada na seção de salinidade absoluta pelo filamento de 10 km de extensão que está a 15 km (distância calculada por um ângulo de -12° a partir da vertical) de sua desembocadura no transecto 2 (Figura 4.2b). Campos (2011) destacou que, devido à alta vazão do Rio Doce e os ventos tipicamente do quadrante norte-nordeste nesse período, há condições para que a pluma seja advectada superficialmente na forma de uma feição alongada orientada para o sul que pode alcançar dezenas de quilômetros.

Logo, o campo de anomalia de massa específica, é reflexo tanto do campo de temperatura quanto de salinidade, ou seja, responde tanto ao processo de ressurgência quanto ao aporte continental como mostram as Figuras 4.3c e 4.4c. Em ambos transectos, o menor valor de densidade corresponde ao aporte continental sendo $23,2 \text{ kg/m}^3$ no primeiro, onde forma um núcleo próximo à costa e $21,6 \text{ kg/m}^3$ no segundo, onde ocupa toda superfície. Os maiores valores ($25,4 \text{ kg/m}^3$ no transecto 1 e $25,6 \text{ kg/m}^3$ no transecto 2) são relacionados com o processo de ressurgência, nota-se que no transecto 1 a isopical de $25,5 \text{ kg/m}^3$ em 80 dbar na região oceânica se encontra a 30 dbar na quebra de plataforma e no transecto 2 a mesma se localiza em 90 dbar na região oceânica e em 15 dbar na plataforma interna.

Os picos de fluorescência na plataforma continental também respondem a influência dos dois processos supracitados. As maiores concentrações (acima de 0,6 URF) estão estritamente ligados à eles, atingindo o máximo de 1,9 URF no transecto 1 e 1,4 URF no transecto 2, ambos bem próximos à costa. No transecto 1 é nitida a correlação entre os picos de fluorescência e a ascensão da água mais fria na plataforma média-externa e o *input* de água menos salina na plataforma continental interna (Figura 4.3e). Já no transecto 2 (Figura 4.4e), a plataforma por completa se mostrou com altos valores de fluorescência, não deixando tão evidente onde se localiza a influência de cada um. Os aportes continentais fertilizam e promovem a produtividade primária do oceano através do *input* de água doce, sedimentos, matéria orgânica e substâncias dissolvidas que condicionam as propriedades físicas, químicas e biológicas da região costeira e oceânica adjacente (por exemplo, Campos (2011)). A subida de águas frias provenientes da pincloina na plataforma continental deixam nutrientes disponíveis para a produção primária na zona eufótica. Fernandes (2013) registrou níveis médios muito altos de concentração de clorofila-*a* na plataforma interna próximo às desembocadura desses rios. Esse autor relatou também maior intensidade nos meses de dezembro em um transecto perpendicular à costa em frente a Vitória e sugeriu que a atuação de forçantes externas à plataforma continental seja a possível causa do enriquecimento nutritivo dessa área.

Por sua vez, a distribuição de oxigênio dissolvido, que também é afetada pelos processos físicos e biológicos, na plataforma continental ao longo do transecto 1 (Figura 4.3d) estão em torno de $200 \mu \text{ mol/kg}$ e diminuem conforme se aproximam da quebra de plataforma até $190 \mu \text{ mol/kg}$. Observa-se um pico de $205 \mu \text{ mol/kg}$ no ponto que ocorre a ressurgência. Já no transecto 2 (Figura 4.4d), os valores mínimos de oxigênio dissolvido ($177 \mu \text{ mol/kg}$) ocupam toda a superfície, chegando a $160 \mu \text{ mol/kg}$ no ponto de mínima salinidade. Os valores aumentam nas águas que estão no fundo da plataforma e na quebra dessa, chegando a $190 \mu \text{ mol/kg}$.

4.2 Estrutura vertical das Massas de água

Na região de estudo, foram identificadas seis massas de água: Água Costeira (AC), Água Tropical (AT) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS) na plataforma continental; AT, ACAS, Água Intermediária Antártica (AIA), Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e Água Antártica de Fundo (AAF) na região oceânica.

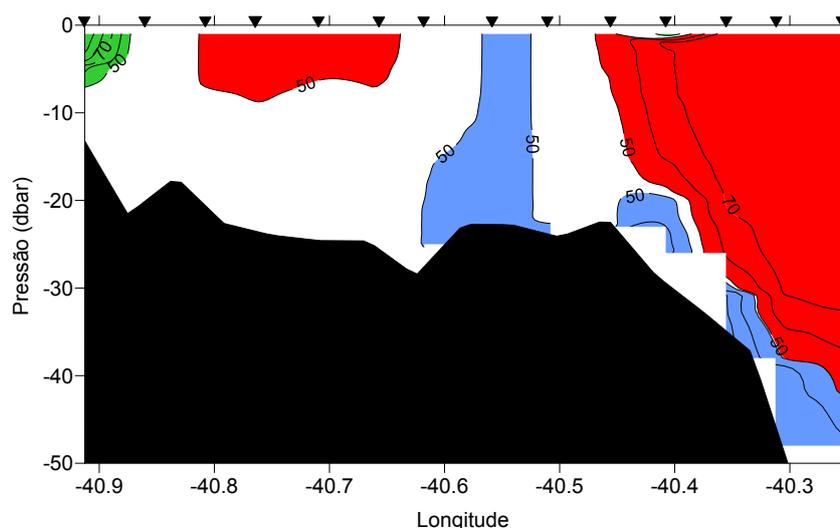


Figura 4.5: Distribuição vertical de massas de água na plataforma continental do transecto 1. AC - Água Costeira (verde); AT - Água Tropical (vermelho); ACAS - Água central do Atlântico Sul (azul).

A AC foi quantificada na plataforma continental e a sua presença nos transectos 1 e 2 esteve associada basicamente aos mínimos de salinidades. A plataforma interna da costa leste brasileira é ocupada principalmente por essa massa d'água que resulta da diluição de água oceânica pela descarga de água doce continental, apresentando-se quente ($T > 20^{\circ}\text{C}$) e de baixa salinidade ($S < 35$) (Pereira, 2005).

A contribuição da AT se encontra na quebra de plataforma em ambos transectos, ocupando a maior parte da área amostrada. Na região oceânica, essa água ocupa da superfície até profundidades médias de 128 dbar no transecto 1 e 107 dbar no transecto 2. Dentro da camada de mistura e em constante troca com a atmosfera, é caracterizada por ser mais quente e salina do que as demais. Oligotrófica, concordando com valores muito baixos de fluorescência encontrados, é originada em regiões oceânicas de baixas latitudes, que apresentam intensa radiação e taxa de evaporação maior do que a taxa de precipitação, é transportada para sul pela CB fluindo próximo à quebra de plataforma (Emilson, 1961).

Em ambos transectos, foi possível observar uma forte intrusão da ACAS na plataforma continental, confirmando que há uma interação entre a plataforma e sua região oceânica adjacente

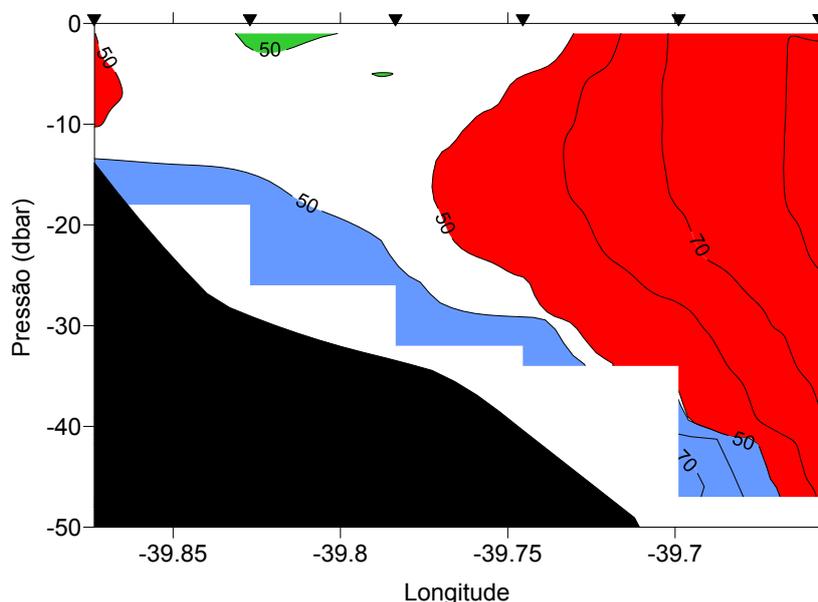


Figura 4.6: Distribuição vertical de massas de água na plataforma continental do transecto 2. AC - Água Costeira (verde); AT - Água Tropical (vermelho); ACAS - Água Central do Atlântico Sul (azul).

através do processo de ressurgência. A água que ascendeu não correspondeu a uma massa de água 100% pura (ie, índices termohalinos de $T < 20^{\circ}\text{C}$, $S < 36.4$ (Castro and Miranda, 1998)), mas a mistura resultante possuiu, pelo menos, mais de 50% de contribuição dessa água. A AC apresentou maior interação com a ACAS no transecto 2 do que no transecto 1, como mostram as Figura 4.5 e 4.6. No segundo transecto, a ACAS ocupa uma área bem próxima ao fundo da plataforma, não aflora a superfície mas entra em um processo de mistura com a AC. Já no transecto 1, essa água aflora a superfície na região da plataforma média-externa, não entrando em contato com o aporte continental.

Castro and Miranda (1998) ressaltaram que a água observada na plataforma continental é resultado da mistura entre três massas de água: AT, ACAS e a AC. Já Na plataforma externa, a mistura vertical entre a AT e a ACAS é dominante, enquanto que a plataforma interna é preenchida em sua maior parte pela AC na superfície. A ACAS pode ser dominante na camada de fundo ao longo da costa sul/sudeste especialmente durante o verão, quando uma forte termoclina sazonal se desenvolve e os eventos de ressurgência costeira são mais frequentes.

A ACAS é a massa de água associada ao processo de ressurgência ao largo da costa sudeste/sul brasileira. Formada na Zona de Convergência Subtropical, ocupa verticalmente a região da picnoclina ao longo do Giro Subtropical do Atlântico Sul (Sverdrup et al., 1942). Na região oceânica, essa água se estende de 128 a 396 dbar no transecto 1 e de 107 a 382 dbar no transecto 2 com espessura aproximada de 268 e 275, respectivamente.

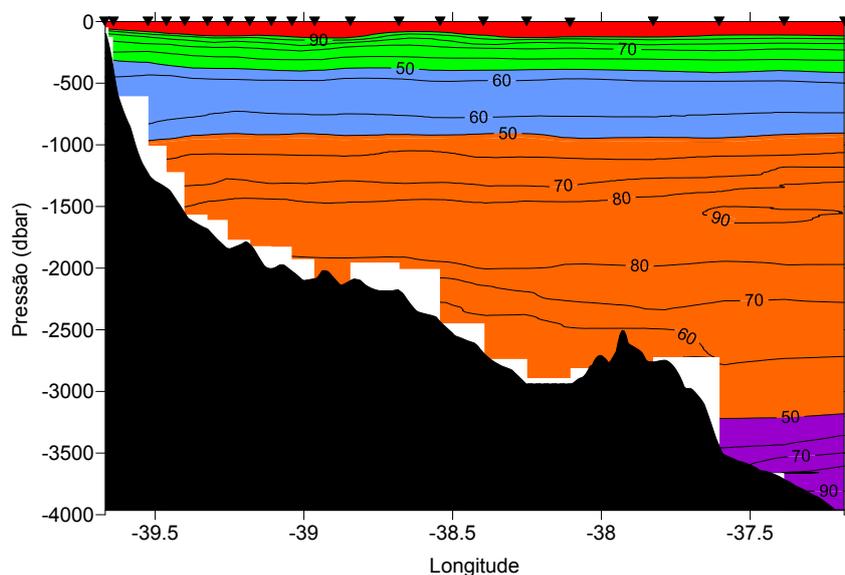


Figura 4.7: Distribuição vertical de massas de água na região oceânica do transecto 2. AT - Água Tropical (vermelho); ACAS - Água Central do Atlântico Sul (verde); AIA - Água Intermediária Antártica (azul); APAN - Água Profunda do Atlântico Norte (laranja); AAF - Água Antártica de Fundo (roxo).

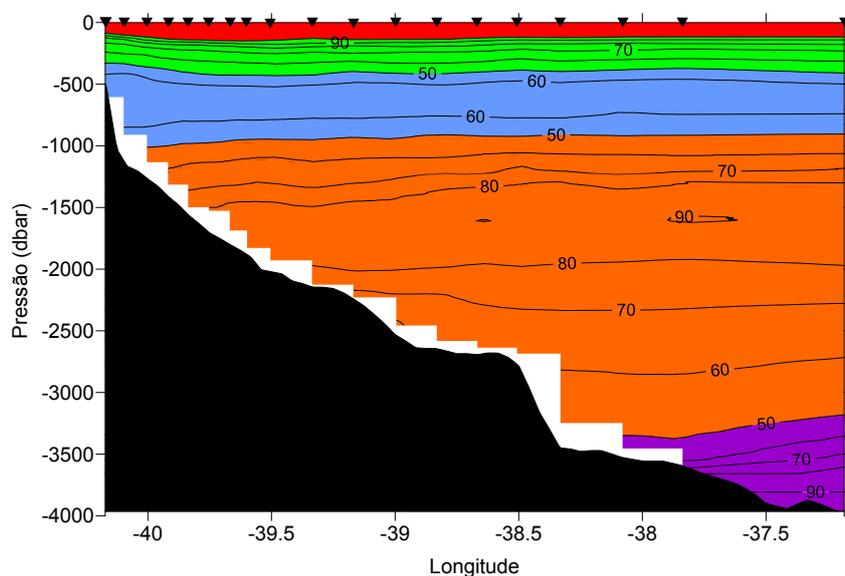


Figura 4.8: Distribuição vertical de massas de água na região oceânica do transecto 1. AT - Água Tropical (vermelho); ACAS - Água Central do Atlântico Sul (verde); AIA - Água Intermediária Antártica (azul); APAN - Água Profunda do Atlântico Norte (laranja); AAF - Água Antártica de Fundo (roxo).

A AIA estende-se de 396 a 944 dbar com uma espessura de aproximadamente 548 no primeiro transecto e de 382 a 924 dbar com espessura média de 542 no segundo. No diagrama TS (não mostrado), essa massa de água é identificada pelo mínimo relativo de salinidade. Nos dados hidrográficos apresentados, observa-se o mínimo relativo de salinidade associado à AIA ocupando entre 700 e 1000 dbar aproximadamente. Através da distribuição de quantidades percentuais notou-se que a AIA não apresentou isolinhas maiores que 60%, indicando que essa massa de água, que possui sua origem da Convergência Antártica, ao se deslocar em direção ao norte, vai se misturando com águas sobrejacente e subjacente, chegando na região de estudo com suas características físicas modificadas.

A faixa ocupada pela APAN começa em cerca de 944 dbar de profundidade média no transecto 1 e 924 dbar no transecto 2 e atingem 3299 dbar e 3204 dbar, ocupando 2355 e 2280 dbar, respectivamente.

As concentrações de oxigênio dissolvido encontradas ao longo da coluna d'água são resultados da presença de massas de água nas camadas intermediárias e profundas. As massas de água profundas, formadas em superfície nas altas latitudes são ricas em oxigênio, já que os gases são mais solúveis em águas frias. Essas águas, por serem mais densas, afundam e se movem para longe de suas regiões de origem, levando altas concentrações de oxigênio dissolvido, como é visto na faixa de 1600 a 3500 dbar ocupada pela APAN. O mínimo relativo de oxigênio dissolvido que ocupa de 1000 a 1500 dbar, pode estar associado à presença da Água Circumpolar Superior. Poucos trabalhos consideram a existência desta água, uma vez que não é possível separar a AIA da ACS somente por propriedades conservativas, pois possuem temperatura e salinidade muito próximas, sendo necessárias propriedades não-conservativas como oxigênio dissolvido e nutrientes. [Zemba \(1991\)](#) utiliza-se do oxigênio dissolvido para distingui-las em um perfil vertical e aponta o núcleo da ACS em torno de 1200 m de profundidade, enquanto [Silveira \(2007\)](#) sugere como interface ACS-APAN localizada a 1300 m de profundidade.

Subjacente à APAN, a AAF se estende até a máxima profundidade amostrada (4000 dbar), não sendo possível calcular a sua espessura. Ressalta-se aqui, a pouca informação existente a respeito da AAF, já que a maioria dos trabalhos realizados na Bacia de Campos não se estendem a profundidades maiores que os três primeiros quilômetros da coluna d'água. As interfaces e espessuras das massas de água na região oceânica encontram-se sintetizadas na Tabela 4.1.

Tabela 4.1: Pressão das interfaces entre as massas de água e espessuras na região oceânica nos transectos 1 e 2.

Interfaces (dbar)	AT-ACAS	ACAS-AIA	AIA-APAN	APAN-AAF
Transecto 1	128	396	944	3299
Transecto 2	107	382	924	3204
Espessuras (dbar)	AT	ACAS	AIA	APAN
Transecto 1	128	268	548	2355
Transecto 2	107	275	542	2280

Ao comparar os dois transectos, não é notado grandes diferenças entre as pressões das

interfaces e as espessuras devido à proximidade dos transectos amostrados. Porém, é possível observar que o Sistema CB, composto na área de estudo pela AT e ACAS, e a APAN, massa de água associada com a CCP, conforme fluem para o sul tornam-se levemente mais espessas verticalmente e mais profundas. Já a AIA, associada à CCI, encontra-se a tendência de ficar mais rasa de acordo que seu fluxo segue para o norte. Esse resultado reflete o processo de mistura que as massas de água vão sofrendo ao longo do seu transporte pelas correntes.

4.3 Velocidades e transportes de volume da CB

No transecto 1 (em 21,4°S), os resultados do MDC mostraram a CB fluindo para o sul próximo ao talude continental, confinada entre a superfície e 400 dbar, com velocidade máxima de 0,56 m/s e transporte de 4,83 Sv (Figura 4.9). Esse resultado se assemelha ao que foi descrito por [Evans et al. \(1983\)](#) na mesma latitude, a CB transportando 4,4 Sv para o sul com velocidade máxima de 0,61 m/s, usando 500 dbar como nível de referência. No entanto, outros trabalhos mostraram maiores valores de transporte para a CB entre 21°S e 23°S. [Passos \(2011\)](#) em $\approx 21,5^\circ$ descreveu o comportamento baroclínico da CB com 8 Sv de transporte da superfície até 500 m de profundidade. Entre 22° e 23°S, [Evans et al. \(1983\)](#) relataram a CB com extensão vertical entre 400-500 m e velocidade máxima em torno de 0,70 m/s, transportando cerca de 6 Sv.

A estimativa de transporte a partir de medições diretas, por sua vez, mostrou a CB transportando 7,8 Sv com velocidade máxima de 0,6 m/s (Figura 4.10). Esse resultado se encaixa no transporte médio de $5,5 \pm 2,6$ obtido por [Lima \(1997\)](#) a partir de correntômetro em 22°S e $6,6 \pm 3,7$ Sv da CB na latitude de 23°S observado por [Pimentel \(2012\)](#) por dados de simulação numérica, mas ainda fica aquém do que o encontrado por [Passos \(2011\)](#) (8 Sv considerando somente a componente baroclínica). Essa autora relatou em $\approx 21,5^\circ$ um jato completamente reorganizado da CB após sua ramificação devido à passagem entre os montes submarinos da CVT. Portanto, acredita-se que durante o período que foram feitas as observações oceanográficas a CB ainda não se encontrava completamente reorganizada sobre o transecto 1.

A presença de uma feição anticiclônica associada à CB em seu lado leste foi identificada tanto na seção da componente baroclínica da velocidade geostrófica quanto nos dados de ADCP. A velocidade máxima para norte em ambos os métodos foi de 0,18 m/s, se estendendo até 400 m no MDC e até 150 m nas medições diretas. A observação do campo superficial de velocidade (Figura 4.11) sugere que o transecto 1 tenha passado no limite sul da feição. No verão de 2005, [Passos \(2011\)](#) identificou uma feição anticiclônica centrada em 21,3°S e 38,7°O com velocidade para norte de 0,12 m/s transportando cerca de 1,9 Sv. [Signorini \(1978\)](#) e [Arruda et al. \(2013\)](#) também relataram presença de feições anticiclônicas nessas proximidades.

Abaixo da CB, a seção da componente baroclínica da velocidade geostrófica (Figura 4.9) mostraram a CCI fluindo em direção ao norte junto ao talude continental, confinada entre 400 e 1500 dbar com velocidade máxima de 0,17 m/s em 800 dbar e cerca de 45 km de largura. E a CCP fluindo em direção ao sul dividida em 3 núcleos de velocidades máximas de 0,26 m/s, 0,28 m/s e 0,19 m/s nas profundidades entre 1000 e 2500.

No transecto 2 (abragendo as latitudes entre 19,7°S e 21,4°S), na seção da componente

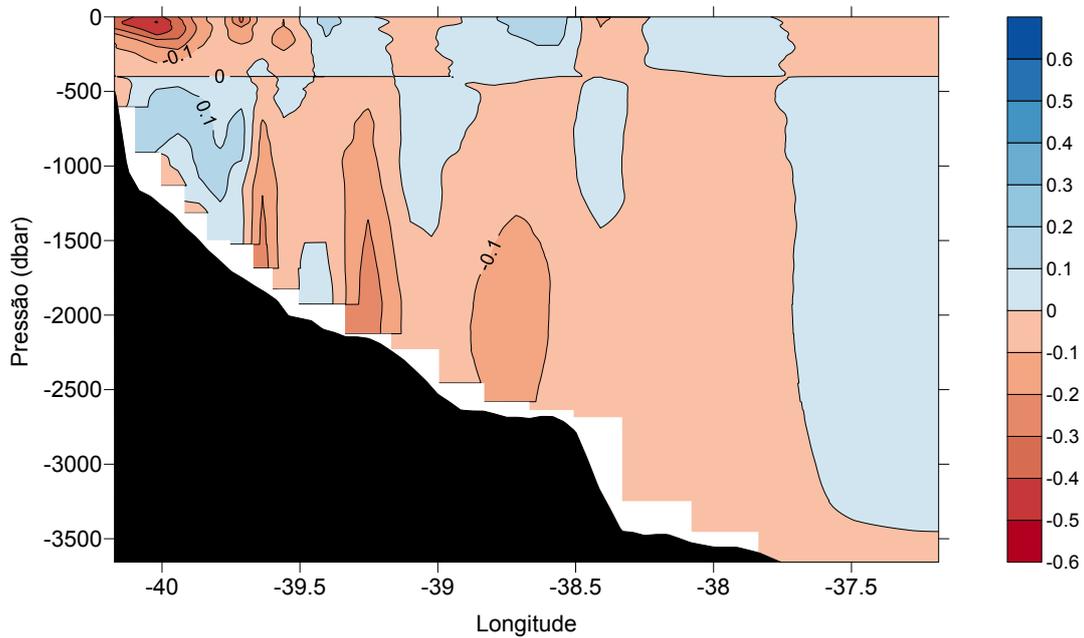


Figura 4.9: Distribuição vertical da componente baroclínica da velocidade (m/s) no transecto 1 com nível de referência em 400 dbar. Valores positivos (azul) para norte, valores negativos (vermelho) para sul.

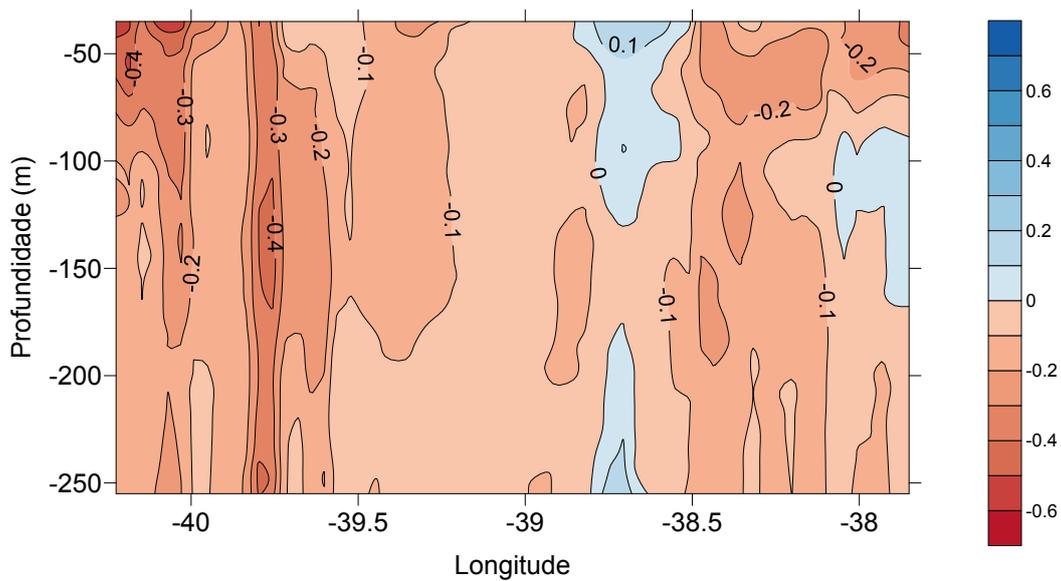


Figura 4.10: Distribuição vertical de velocidade meridional (m/s) obtida pelo ADCP no transecto 1. Valores positivos (azul) para norte, valores negativos (vermelho) para sul.

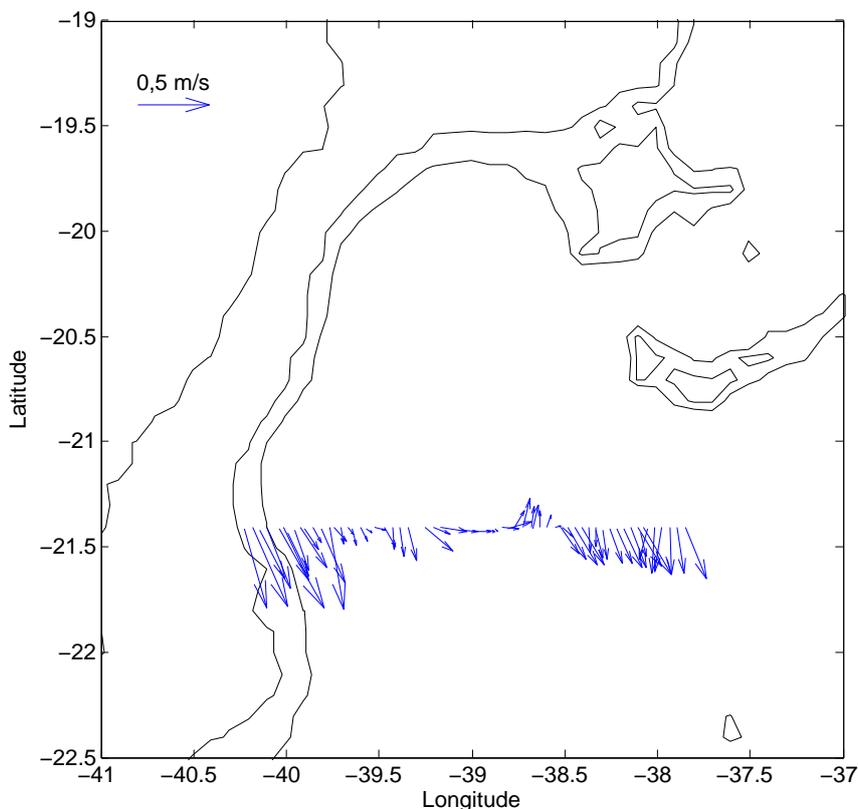


Figura 4.11: Distribuição da velocidade subsuperficial (em ≈ 50 m) no transecto 1 (m/s).

baroclínica da velocidade geostrófica (Figura 4.12) a CB parece fluir para o sul mais desorganizada do que no primeiro transecto. Observa-se um núcleo com velocidade máxima de 0,47 m/s mais próximo à costa e outros dois de 0,25 m/s e 0,22 m/s, transportando um total de 6,31 Sv nos primeiros 400 m de profundidade. É sabido que ao passar pela complexa batimetria da região, a CB apresenta seu fluxo dividido entre os montes da CVT e voltam a se reorganizar no Embaiamento de Tubarão (Evans et al., 1983; Evans and Signorini, 1985; Passos, 2011; Pimentel, 2012). As três possíveis passagens são pelos canais: entre a plataforma continental e o Banco Besnard, mais próximo à costa; entre o Banco Besnard e o Monte Submarino Congress; e o entre o Monte Submarino Congress até 36°O (Pimentel, 2012).

Os valores encontrados são comparáveis com os achados de Schmid et al. (1995) e Passos (2011) em $\sim 20,5^{\circ}\text{S}$. Os primeiros autores estimaram o transporte para sul de 7,4 Sv e velocidade máxima de 0,5 m/s. O segundo autor encontrou o fluxo para sul com velocidade máxima de 0,44 m/s e transporte de 5,5 Sv. Ambos estudos sugeriram que o jato principal da CB passou entre o Banco Besnard e o Monte Submarino Congress, o que somente pode ser observado a partir das medições diretas de correntes por ADCP. Esses resultados mostram o transporte da CB atingindo 12,26 Sv e velocidade máxima de 0,71 m/s associada com o ramo que passa pelo canal entre o Banco Besnard e o Monte Submarino Congress e 0,62 m/s no ramo mais próximo à costa. Inicialmente, esse valor de transporte parecer ser superestimado. Por outro lado,

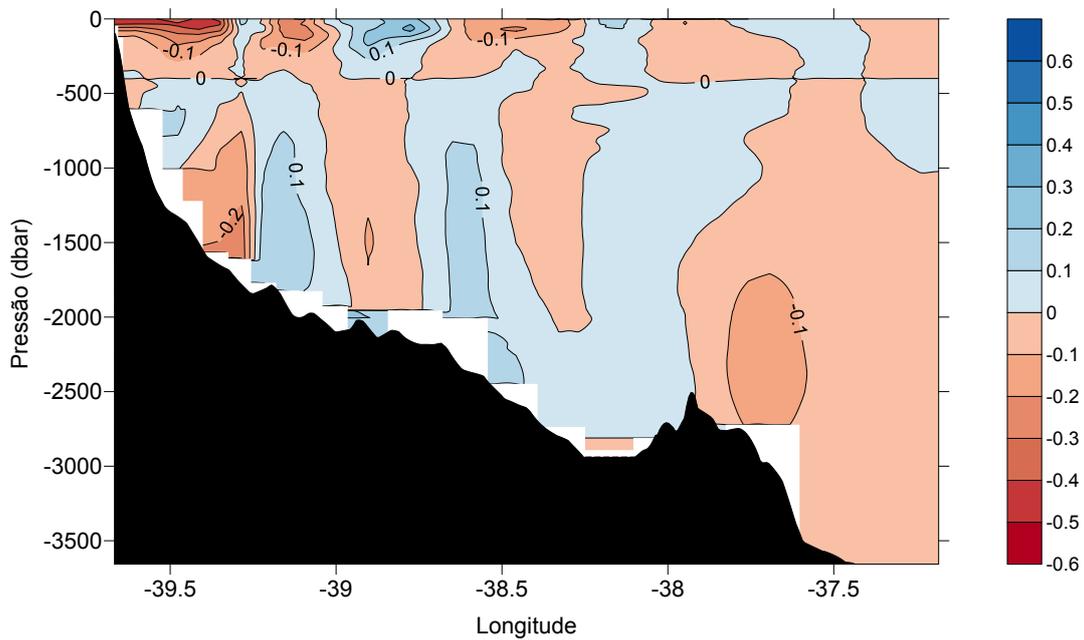


Figura 4.12: Distribuição vertical da componente baroclínica da velocidade geostrófica (m/s) no transecto 2 com nível de referência em 400 dbar. Valores positivos (azul) para norte, valores negativos (vermelho) para sul.

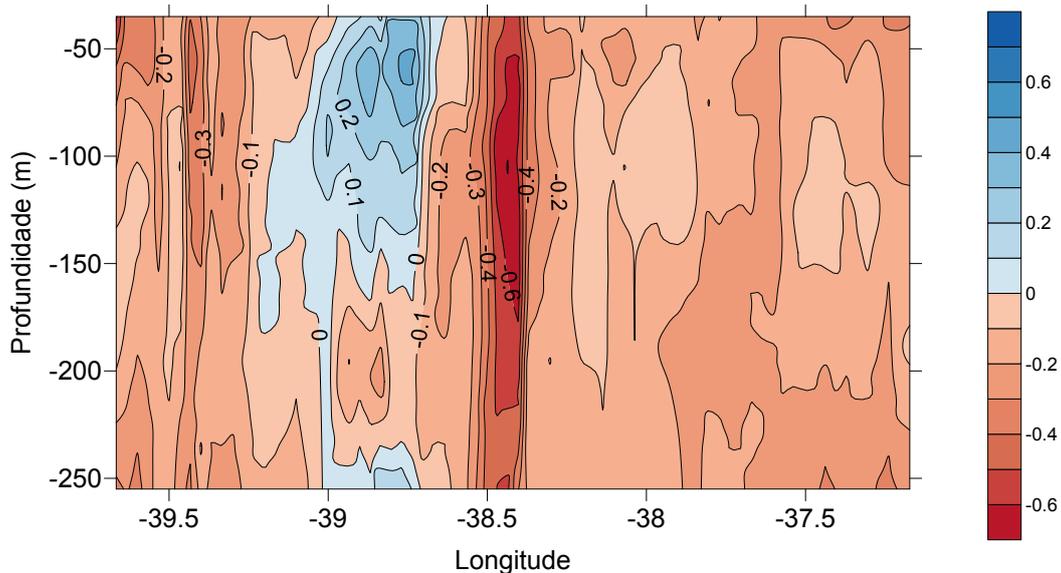


Figura 4.13: Distribuição vertical de velocidade meridional (m/s) obtida pelo ADCP no transecto 2. Valores positivos (azul) para norte, valores negativos (vermelho) para sul.

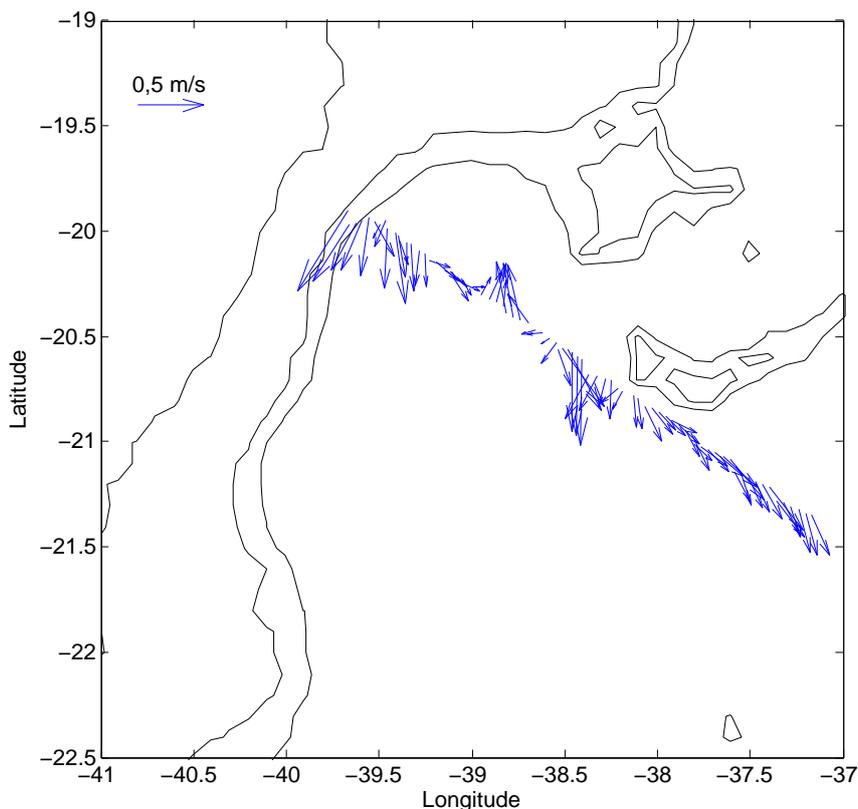


Figura 4.14: Distribuição da velocidade subsuperficial (em ≈ 50 m) no transecto 2 (m/s).

deve-se considerar que os trabalhos nessa região abrangeram somente a componente baroclínica da velocidade geostrófica em transectos menores. Já essa estimativa considera a velocidade total em um transecto que alcança regiões mais *offshore* (~ 350 km).

Uma feição ciclônica foi encontrada associado à CB tanto nas seções da componente baroclínica da velocidade geostrófica quanto nas velocidades meridionais obtidas por ADCP. As características desse vórtice e sua relação com a CB já foram descritas por Schmid et al. (1995), Gaeta et al. (1999), Passos (2011) e Pimentel (2012). As evidências dessa estrutura se encontram descritas no Capítulo 5.

Na camada intermediária, a CCI fluindo para o norte divide-se em três ramos: o primeiro bem próximo ao talude continental ocupando de 400 a 1000 dbar com velocidade máxima de 0,12 m/s, o segundo se estende até 2000 dbar com velocidade máxima de 0,19 m/s e o terceiro com 0,15 m/s. O segundo parece estar associado com uma recirculação no Embaiamento de Tubarão de 0,2 m/s podendo ser gerada no encontro da CCI com o Banco Besnard ao tentar passar por entre os montes da CVT. Quanto a CCP, parece ser deslocada para leste passando pela CVT no canal mais *offshore* com velocidade máxima de 0,19 m/s em seu fluxo para o sul.

Com base na distribuição subsuperficial de velocidade (Figura 4.11 e 4.14), sugere-se que durante o período que foram feitas as observações oceanográficas, a CB ao passar pela CVT tenha se bifurcado e passado nos dois canais mais próximos à costa, entre a plataforma continental

e o Banco Besnard e entre o Banco Besnard e o Monte Submarino Congress. O ramo que passa mais próximo a costa continua seu percurso fluindo ao longo da quebra de plataforma e parece ter favorecido a entrada da ACAS sobre a plataforma continental (Aguilar et al., 2014). Já o outro ramo, está relacionado com a presença do vórtice ciclônico encontrado constituindo o seu lado leste, explicando assim a assimetria do vórtice pela superposição do fluxo para sul da CB e sua velocidade cisalhante. Acredita-se que sobre o transecto 1 a CB ainda não se encontra completamente reorganizada após sua bifurcação pela CB e também pelas partes que recirculam para o norte tanto na feição ciclônica como na anticiclônica.

Para efeito de comparação entre as velocidades estimadas e as medidas diretamente, foi necessário padronizá-las, ou seja, os eixos de decomposição da velocidade dos dados de ADCP do transecto 2 foram rotacionadas em 32° no sentido horário e as estimadas pelo MDC foram consideradas somente as que estavam entre 35 e 250 m de profundidade em ambos os transectos. Os resultados podem ser conferidos na Tabela 4.2

Tabela 4.2: Comparação entre as velocidades máximas e transportes de volume da CB obtidas por medições diretas de velocidade (rotacionadas em 32° no transecto 2) e as estimadas pelo Método Dinâmico Clássico entre 35 e 250 m de profundidade no transecto 1 e 2.

	Transecto 1		Transecto 2	
	MDC	ADCP	MDC	ADCP
Vel. máx. (m/s)	0,53	0,60	0,53	0,78
Transporte (Sv)	3,44	7,08	4,39	7,58

Em geral, as velocidades estimadas indiretamente e as velocidades observadas diretamente parecem estar em boa concordância no sentido de ambas evidenciarem as mesmas feições, como o fluxo da CB próximo ao talude, sua bifurcação após a passagem pela CVT e os vórtices associados. Porém, quando se compara os valores estimados de transporte de volume, observa-se uma discrepância entre os dois métodos de obtenção de velocidades.

Isto se deve às especificidades de cada um. Nos dados de ADCP de casco estão contidas as componentes barotrópicas e baroclínica do escoamento e a contaminação por fenômenos de maior frequência pode ser observada, enquanto as velocidades geostroficamente calculadas abrangem só a componente baroclínica da velocidade geostrofica, ou seja, tendem a ser subestimadas da velocidade real. Além disso, o MDC é sensível a escolha do nível de referência além de ser formulado a partir de aproximações matemáticas, as correntes de menor escala são ignoradas e os processos não-lineares como os efeitos friccionais e de aceleração do fluxo são excluídos.

No transecto 1, estima-se que o escoamento da CB seja em torno de 48% baroclínico, enquanto que no transecto 2 a estimativa fica cerca de 58%. Esses resultados levam a concluir que a componente barotrópica da CB nessa região para essa situação seja significativa. Vale ressaltar que a estrutura barotrópica da CB ainda é desconhecida, um único estudo feito por Silveira (2007) preocupou-se em investigar o quão baroclínica é o escoamento da CB. Esse autor encontrou valores entre 75 e 80% utilizando dados de cinco perfis de velocidades tomados por lançamentos do perfilador PEGASUS em abril de 1983 entre as latitudes 22° e 23° S. Logo,

assim como o caso do presente estudo, os dados são transientes, ou seja, representam um cenário momentâneo e específico. As diferenças entre os resultados podem ser, em primeiro lugar, devido às diferentes áreas investigadas e ainda porque os métodos utilizados para estimar as componentes baroclínicas e barotrópicas foram distintos.

Caracterização do Vórtice de Vitória em dezembro de 2011

5.1 Dados Hidrográficos

As seções de temperatura, salinidade e massa específica claramente mostraram a presença de uma atividade vortical (Figuras 5.1a, 5.1b e 5.1c, respectivamente). Essa feição é caracterizada pelo núcleo mais frio, menos salino e mais denso do que as águas ao seu entorno. As isolinhas de temperatura, salinidade e densidade são ~ 50 dbar mais elevadas no centro do vórtice e seu núcleo é 4°C mais frio, $0,83$ g/kg menos salino e $0,45$ kg/m^3 mais denso (em 112 dbar, estação de referência 53). Sua forte evidência pode ser notada de 70 a 300 dbar nas isotermas de 22 a $14,5^{\circ}\text{C}$, nas isohalinas de 37 a $35,6$ g/kg e nas isopicnais de $25,5$ a $26,4$ kg/m^3 , mas é possível ver uma fraca assinatura até 500 dbar. Horizontalmente, ocupa cerca de 50 km de diâmetro centrado em $20,45^{\circ}\text{S}$ e $38,67^{\circ}\text{O}$. A elevação das isopicnais, pelo ajuste baroclínico, sugerem uma feição com um fluxo para o norte em seu lado oeste e para sul no leste. Em função das evidências encontradas serem semelhante ao descrito anteriormente por outros autores (por exemplo, Schmid et al. (1995), Gaeta et al. (1999) e Passos (2011)), a feição será tratada como o Vórtice de Vitória.

O tamanho do raio encontrado (~ 25 km) corrobora os primeiros trabalhos relatados por meio de dados termohalinos (Schmid et al., 1995; Gaeta et al., 1999), mas está aquém segundo trabalhos mais recentes de modelagem numérica, que relataram 85 km de diâmetro (Pimentel, 2012) chegando até 116 km ocupando todo o Embaiamento de Tubarão (Passos, 2011). Quanto à sua extensão vertical, o vórtice se encontra mais raso (300 dbar) do que trabalhos anteriores, que descrevem sua assinatura a partir de 400 m de profundidade (Schmid et al., 1995) até 1000 m, quando se acopla verticalmente à CCI (Passos, 2011). Essas observações fazem que seja considerada a possibilidade do transecto não ter passado exatamente no centro do vórtice ou tenha sido amostrada uma feição em processo de desaparecimento, ou ainda que eles não tenham sido formados no mesmo local. Pimentel (2012) identificou duas formas de ocorrência do Vórtice de Vitória: uma na qual a sua formação ocorre na região do Embaiamento de Tubarão, em torno de $20,9^{\circ}\text{S}$, e outra que ele se forma ao sul de $22,5^{\circ}\text{S}$ a partir do meandramento da CB e migra para a região do ET. Segundo a autora, o vórtice apresenta características diferentes conforme seu local de formação. Quando formado no ET, apresenta-se menos intenso e com menor duração, enquanto que o formado mais ao sul tem maior duração e é mais intenso.

O centro do vórtice encontrado ($20,45^{\circ}\text{S}$ e $38,67^{\circ}\text{O}$) se aproxima dos demais, Schmid

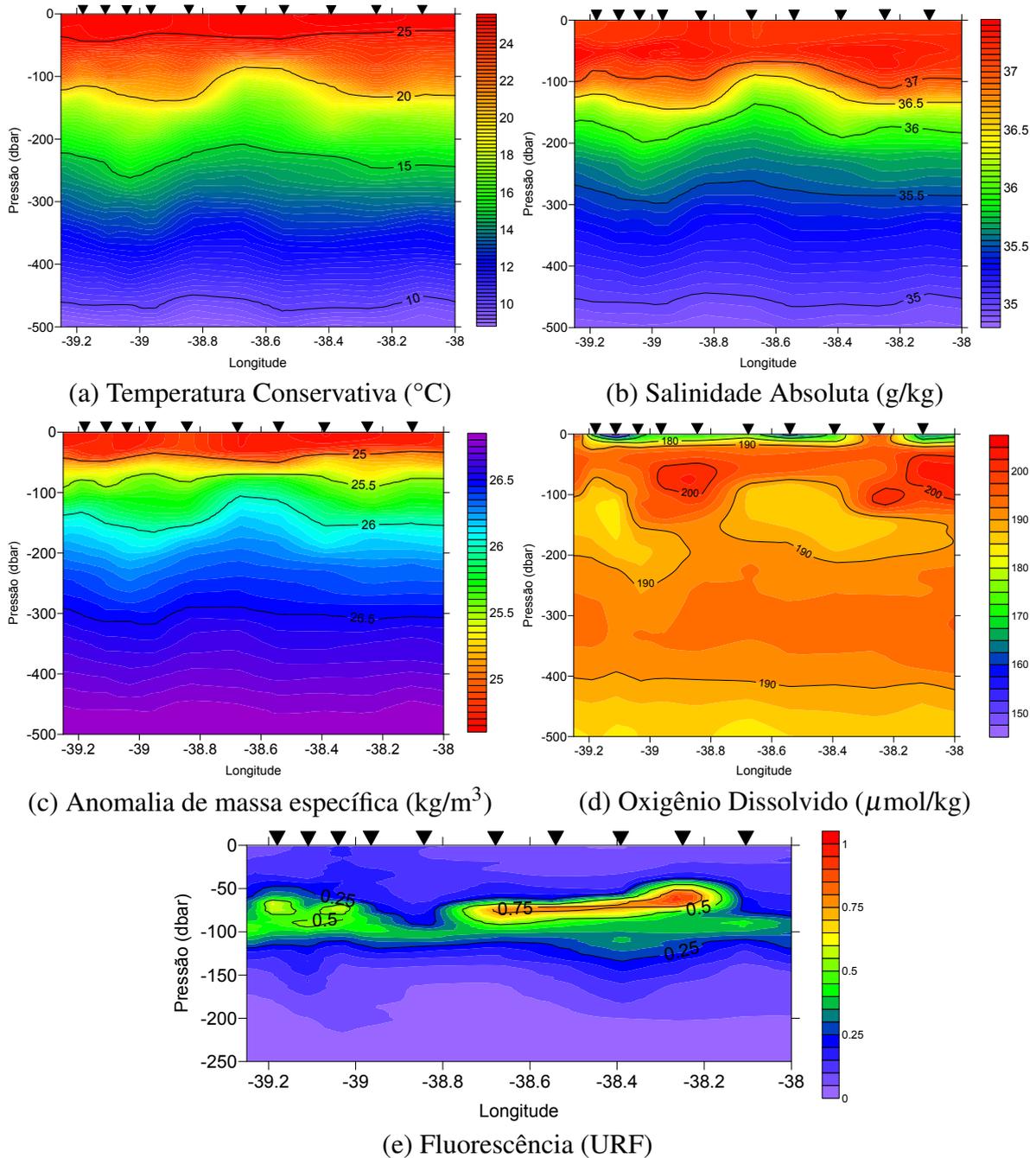


Figura 5.1: Estrutura vertical dos parâmetros obtidos por CTD na área do Vórtice de Vitória. (a) Temperatura Conservativa ($^{\circ}\text{C}$). (b) Salinidade Absoluta (g/kg). (c) Anomalia de massa específica (kg/m^3). (d) Oxigênio Dissolvido ($\mu\text{mol/kg}$). (e) Fluorescência (URF).

et al. (1995) encontraram-no centrado em 20,5°S e 38,5°O, Gaeta et al. (1999) em 20,3°S e 38,9°O e Passos (2011) 20,2°S e 39,2°O, mas deve-se levar em conta o comportamento não-estacionário do vórtice. Foi primeiramente constatado um movimento para nordeste e, ao atingir a cadeia Vitória-Trindade, se propaga para sul (Schmid et al., 1995) ou continua seu movimento ultrapassando a cadeia e atingindo regiões além do Banco de Abrolhos (Campos, 2006; Arruda et al., 2013).

Nos dados de oxigênio dissolvido (Figuras 5.1d) pode ser observada uma baixa concentração (atingindo 186 $\mu\text{mol/kg}$) que se estende de 70 a 200 dbar associada à feição, interrompendo uma faixa com valores maiores do que 195 $\mu\text{mol/kg}$. Já os dados de fluorescência mostram na Figura 5.1e valores entre 0,25 e 0,4 URF ocupando de 50 a 120 dbar que atingem até 0,8 URF dentro da área do vórtice com o pico de fluorescência (0,9 URF) associado à sua borda leste. Ambos achados mostram a influência do processo físico do vórtice na atividade biológica, já que a fluorescência está associada com a concentração de clorofila *a*, que por sua vez é *proxy* da biomassa fitoplanctônica, e o oxigênio é controlado pela relação fotossíntese X consumo.

Na região oceânica a transparência da água é maior e, então, a luz incidente é maior. Esse excesso de luz pode provocar fotoinibição dos organismos nas camadas mais superficiais da coluna d'água (por exemplo, Conceição (2013)), deixando a faixa de fluorescência mais profunda, além da escassez de nutrientes devido à presença da AT. Porém, Gaeta et al. (1999) reportaram um núcleo superficial de nitrato e fosfato especialmente correlacionado com a água fria do interior do vórtice. Logo, esses autores concluíram que o Vórtice de Vitória ascende a nutriclina e fertiliza a zona eufótica. Esse input de nutrientes aumenta a produtividade primária líquida. Inicialmente, a fotossíntese realizada por esses organismos leva ao aumento da concentração de oxigênio dissolvido, como relatado por Schmid et al. (1995) na superfície do VV. Porém, a disponibilidade de nutrientes pode não suportar a floração algal e/ou pode ocorrer a senescência devido ao curto ciclo de vida desses organismos, resultando no consumo de oxigênio dissolvido decorrente da mineralização dos compostos orgânicos (células e produtos de excreção) (Cunha-Santino et al., 2008). Além disso, a baixa concentração de oxigênio dissolvido pode ser resultado da rápida predação zooplancônica que desencadeia toda a cadeia trófica (Coelho-Souza et al., 2012). Esses achados confirmam que o vórtice tem um impacto significativo na biota local (Schmid et al., 1995; Gaeta et al., 1999).

5.2 Massas de água

As massas de água encontradas nos 500 primeiros metros na área do VV foram: AT, ACAS e AIA. Na Figura 5.2 é possível ver que a distribuição vertical das mesmas também é afetada pelo vórtice. No centro do vórtice, a AT se estende da superfície a 80 dbar. Abaixo da AT, encontra-se a ACAS ocupando até ~ 395 dbar e, por fim, a AIA onde a assinatura da feição encontra-se bem fraca. Nas bordas do vórtice, por sua vez, a AT ocupa da superfície até 128 dbar e a ACAS até 415 dbar.

A ACAS é a massa de água que está estritamente associada com o vórtice, que também é a que aflora na plataforma continental capixaba no processo de ressurgência, conforme foi identificado por este trabalho no Capítulo 4. Schmid et al. (1995) por imagens de temperatura

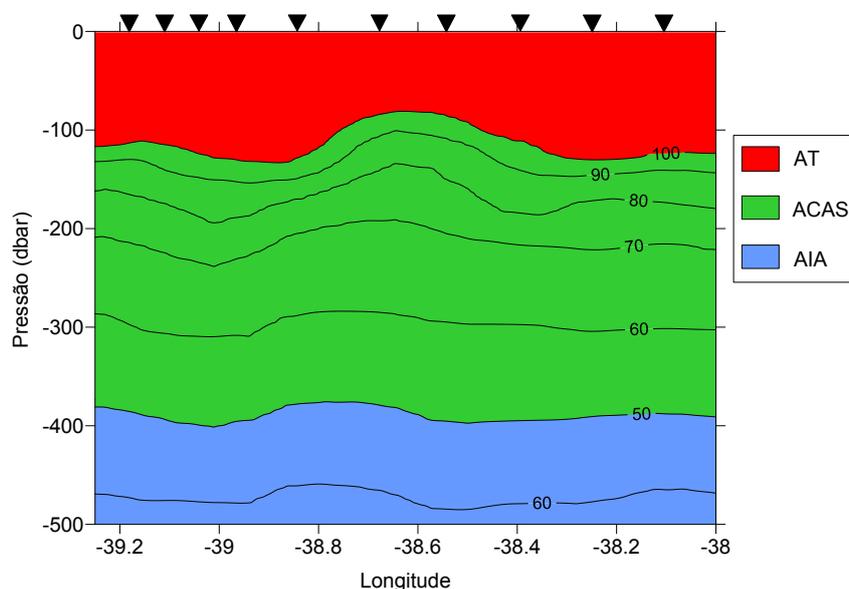
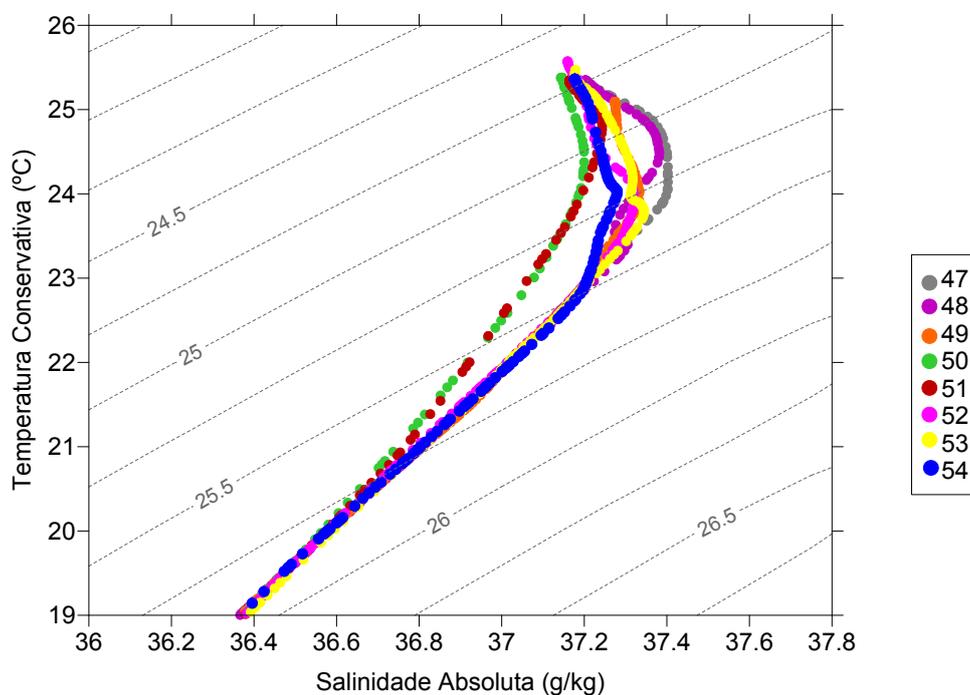


Figura 5.2: Distribuição vertical de massas de água na área do Vórtice de Vitória. AT - Água Tropical (vermelha), ACAS - Água central do Atlântico Sul (verde) e AIA - Água Intermediária Antártica (azul).

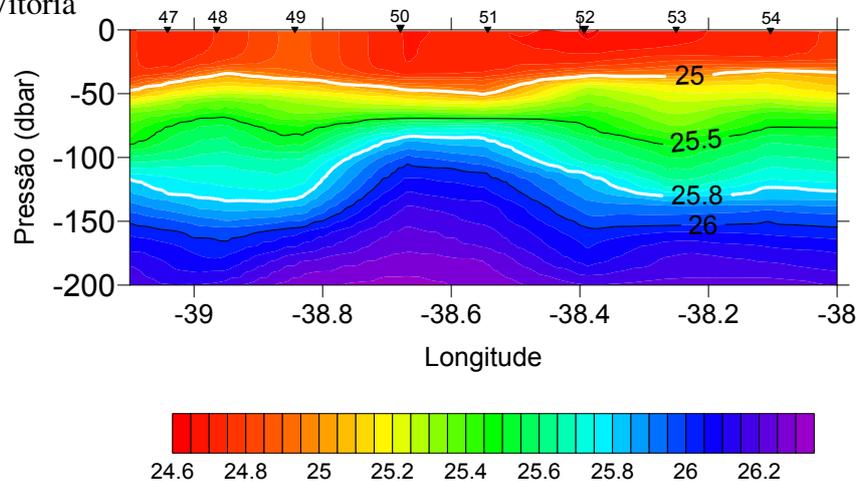
da superfície do mar constatou que o forte evento de ressurgência costeira levou a formação de um meandro que posteriormente se desprendeu em um vórtice, trapeando em seu centro a água fria da plataforma. Posteriormente, o aquecimento superficial em latitudes tropicais no verão austral deu origem a água quente e salina, identificada neste trabalho como AT, que formou uma "capa" na parte superficial da feição. Os dados hidrográficos mostram aqui que os sinais termal e salino da feição não afloram a superfície, mas é possível ver nos dados de ADCP a inversão de velocidade no campo superficial (Figura 4.14).

Além de Schmid et al. (1995), outros trabalhos associaram feições ciclônicas com a presença da água mais fria e menos salina proveniente de águas profundas na plataforma continental. Gaeta et al. (1999) afirmou que a gênese do vórtice pode estar ligada ao efeito topográfico imposto no fluxo da CB após ela passar pela CVT, mas o forte evento de ressurgência durante a primavera e o verão levaria ao incremento da circulação ciclônica. Campos et al. (1995), por sua vez, propõe que a formação de vórtices ciclônicos é que impulsiona a ressurgência de quebra de plataforma ao longo do escoamento da CB e não o contrário. (Campos et al., 2000) nas regiões de Cabo Frio, (Calado et al., 2010) nos entornos do Cabo de São Tomé e Aguiar et al. (2014) na costa do Espírito Santo, evidenciaram a presença de um vórtice ciclônico favorecendo a entrada de água da picnoclina na plataforma.

A partir da análise do diagrama TS espalhado (Figura 5.3), pode ser observado que nas estações 50 e 51 entre as isopícnias de 25 e 25,8 kg/m³ (justamente as isopícnias que abrangem a parte superior do vórtice) a inclinação da curva TS é diferente das demais estações oceânicas



(a) Diagrama TS espalhado para as estações localizadas na área do Vórtice de Vitória



(b) Anomalia de massa específica (kg/m^3) para as estações localizadas na área do Vórtice de Vitória

Figura 5.3: Diagrama TS espalhado e distribuição vertical da anomalia de densidade nas estações 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53 e 54. (a) Diagrama TS espalhado entre as isopicnais 24,6 e 25,9 kg/m^3 . (b) Distribuição vertical da Anomalia de massa específica. Destaque para área entre as isopicnais 25 e 25,8 kg/m^3 .

desse transecto. Para avaliar se essa diferença é significativa, o Teste-t que compara a inclinação da curva TS da estação 51 (dentro do vórtice) e da estação 53 (estação de referência) foi aplicada. Os resultados mostraram que essa inclinação é significativamente diferente, ou seja, existe sim um processo de mistura diferenciado forçado pelo vórtice. Como mostra a Figura 5.2, o processo de mistura que ocorre entre as interface das águas oligotróficas da AT e das águas ricas em nutrientes da ACAS propiciado pelo vórtice tende a ser diapícnal, enquanto o processo que ocorre nas estações fora da feição é isopícnal, ou seja, o vórtice provoca uma mistura vertical entre essas massas d'água.

5.3 Velocidades e transportes

A seção de velocidades geostróficas associada ao vórtice (Figura 5.4) mostrou os dois núcleos de velocidades de direções opostas. O lado oeste que flui para nordeste (valores positivos) alcança velocidade máxima de 0,33 m/s e transporte de 1,76 Sv, enquanto o fluxo para sudoeste (valores negativos ao lado leste) transporta 1,41 Sv e atinge velocidade máxima de 0,23 m/s, confirmando claramente a natureza ciclônica do vórtice investigado. Seu sinal pode ser visto até 400 dbar. Os dados da velocidade meridional obtidos por ADCP (Figura 5.5) mostraram a velocidade máxima para norte de 0,43 m/s transportando 0,94 Sv nos primeiros 150 m e a velocidade máxima de 0,71 m/s com transporte de 3,67 Sv para sul atingindo 250 m.

Schmid et al. (1995), ao calcular as velocidades geostróficas e o transporte associado ao vórtice, encontraram a parte que flui para norte transportando 2,9 Sv com velocidade máxima de 0,4 m/s e o transporte para sul foi de 7,4 Sv e velocidade máxima de 0,5 m/s. Esses autores também acompanharam o VV por aproximadamente 40 dias através de derivadores lagrangeanos de superfície, os cálculos de transporte dentro do vórtice variou de 1,8 a 0,6 Sv ao longo desse período. Passos (2011), por sua vez, mostrou que a componente baroclínica que flui para norte transporta 2 Sv com velocidade máxima de 0,19 m/s e fluxo para sul com velocidade máxima de 0,44 m/s e transporte de 5,5 Sv. Ambos os autores encontraram a porção que flui para sul mais intensa e afirmaram que o vórtice estava associado à CB em seu lado oeste, explicando assim a assimetria do vórtice pela superposição do fluxo para sul da CB e sua velocidade cisalhante. Tal fato não pôde ser observado na seção da componente baroclínica de velocidade aqui calculada, uma vez que a distribuição da anomalia de massa específica (Figura 5.3b) mostra que as isopícnais na borda oeste do vórtice são mais íngremes do que as da borda leste, resultando em maior velocidade para norte do que para sul. Sugere-se então que a complexa dinâmica interna do vórtice pode dar origem a movimentos ageostróficos (Koszalka et al., 2010).

É importante ressaltar a sensibilidade do MDC à escolha do nível de não movimento. Por exemplo, o transporte para norte do VV estimado por medições diretas é menor do que o estimado indiretamente. No entanto, a seção de velocidade meridional obtida por ADCP (Figura 5.5) mostra que a borda oeste do vórtice se estende até 150 m e na seção da componente baroclínica da velocidade geostrófica (Figura 5.4) a feição é mais profunda por ter sido assumido o nível de não movimento em 400 dbar. Isso pode explicar a discrepância entre a velocidade medida e a componente baroclínica da velocidade geostrófica bem como seus transportes de

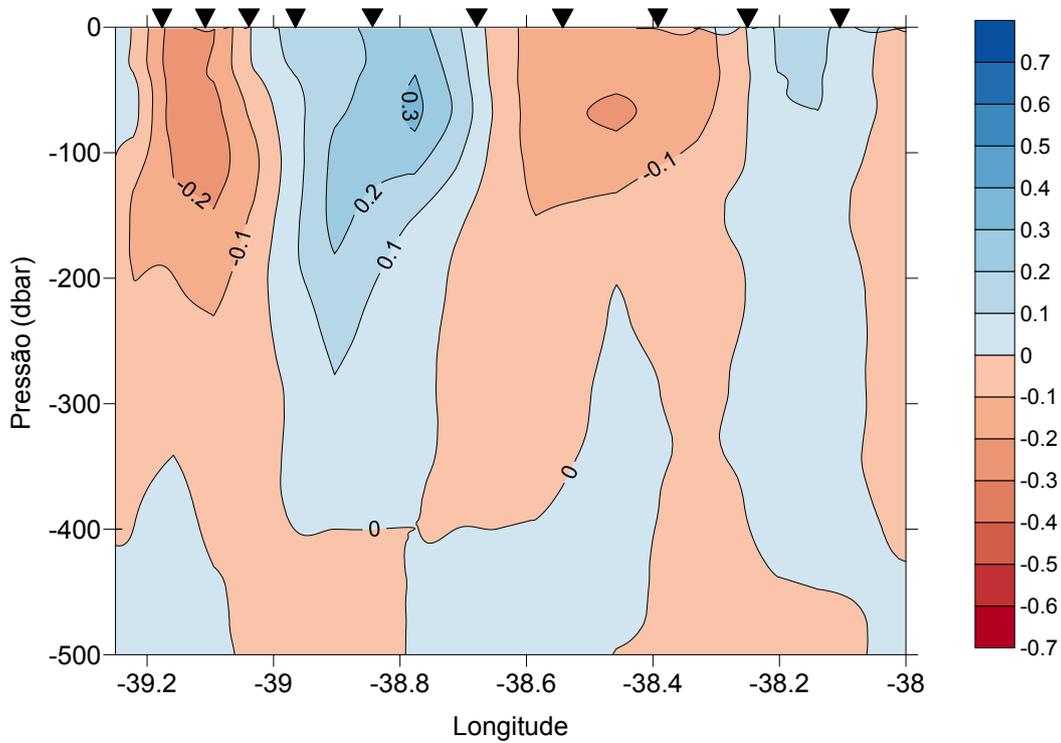


Figura 5.4: Distribuição vertical da componente baroclínica da velocidade geostrófica (m/s) na área do Vórtice de Vitória com nível de referência de 400 dbar. Valores positivos (azul) para norte, valores negativos (vermelho) para sul.

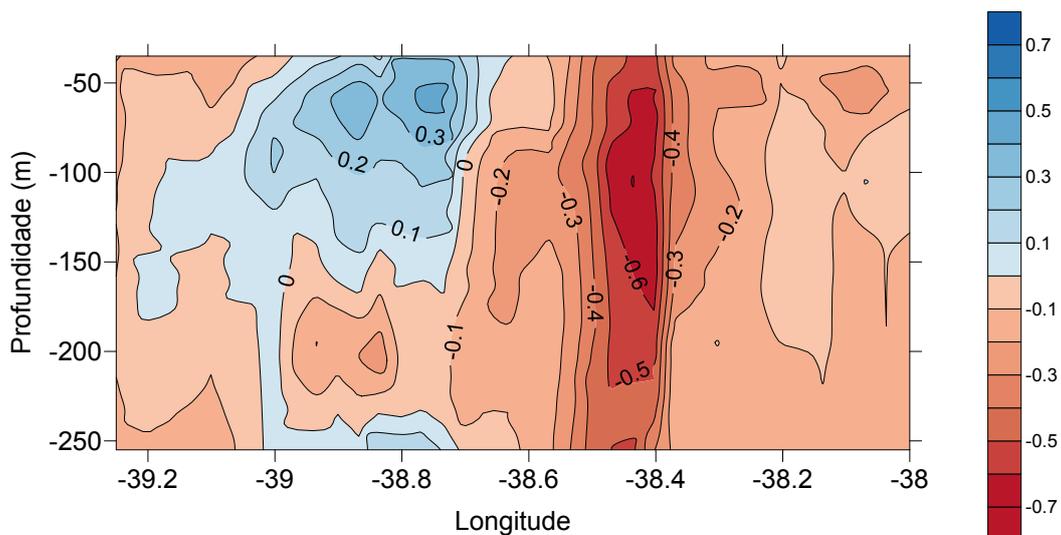


Figura 5.5: Distribuição vertical da velocidade meridional (m/s) obtida por ADCP na área do Vórtice de Vitória. Valores positivos (azul) para norte, valores negativos (vermelho) para sul.

volume estimados mostrados na Tabela 5.1.

Tabela 5.1: Comparação da máxima velocidade para norte, máxima velocidade para o sul, estimativa de transporte para o norte, estimativa de transporte para o sul e o Número de Rossby entre as medições diretas de velocidade rotacionadas em 32° e as estimadas pelo Método Dinâmico Clássico entre 35 e 250 m de profundidade para o Vórtice de Vitória. O tamanho do raio utilizado para os cálculos foi de 25 km para um vórtice centrado em $20,5^\circ\text{S}$.

	ADCP	MDC
Máx. Vel. N (m/s)	0,32	0,34
Máx. Vel. S (m/s)	0,61	0,23
Transporte N (Sv)	0,58	1,32
Transporte S (Sv)	2,9	1,03
Ro	0,36	0,22

O Número de Rossby é uma medida da importância da não-linearidade no balanço dinâmico (por exemplo, Schmid et al. (1995)). Para os dados de ADCP, foi encontrado um número de Rossby de 0,36, ou seja, a contribuição dos termos advectivos no fluxo é da ordem de 36% da velocidade total. Já pelo MDC, o número de Rossby encontrado é 0,22, corroborando os valores encontrados por Schmid et al. (1995) ($Ro \approx 0,28$) e Passos (2011) ($Ro \approx 0,15$) que afirmaram que o vórtice estava essencialmente em balanço geostrófico, ambos usaram a componente baroclínica da velocidade geostrófica para essa estimativa.

5.4 Energia e Anomalia do Vórtice

As energias dos vórtices são geralmente maiores do que do campo em que ele está inserido. Logo, eles possuem um papel importante no nível de energia no oceano. O mesmo pode ser afirmado para as anomalias de calor e sal. Os vórtices possuem fluxos estruturados associados com uma massa isolada de água com características anômalas (mais especificamente quanto a temperatura e salinidade) daquelas que circundam a feição (Flierl, 1979). A fim de quantificar as energias e as anomalias do VV, os dados hidrográficos e a componente baroclínica da velocidade geostrófica foram utilizados para calcular a Energia Cinética Total (KE), Energia Potencial Disponível Total (APE), Anomalia de Calor Disponível Total (AHA), Anomalia de Sal Disponível Total (ASA)

Os valores encontrados (Tabela 5.2) apresentam certa coerência aos encontrados por Schmid et al. (1995). O vórtice descrito por esses autores se apresenta com maiores níveis de energia enquanto que a feição amostrada por esse trabalho possui maiores anomalias. É válido ressaltar que esse estudo considerou o vórtice com 25 km de raio, 400 m de extensão vertical e as propriedades utilizadas por esse estudo foram temperatura conservativa e salinidade absoluta, enquanto que Schmid et al. (1995) considerou o raio de 50 km com 350 m de extensão vertical e utilizou temperatura potencial e salinidade prática.

Tabela 5.2: Energia Cinética (KE), Energia Potencial (APE), Anomalia de Calor (AHA) e Anomalia de Sal (ASA) do Vórtice de Vitória calculado pelo presente estudo considerando 25 km de raio, 400 m de extensão vertical e a estação de referência escolhida foi a 53. A Tabela também mostra os valores encontrados por [Schmid et al. \(1995\)](#).

Autor	KE	APE	AHA	ASA
Esse estudo	$6,45 \times 10^{13} J$	$0,5 \times 10^{13} J$	$1,67 \times 10^{19} J$	$8,17 \times 10^{14} kg$
Schmid et al. (1995)	$9,6 \times 10^{13} J$	$19 \times 10^{13} J$	$0,1 \times 10^{19} J$	$0,5 \times 10^{11} kg$

[Schmid et al. \(1995\)](#), ao comparar os valores encontrados com vórtices similares descritos na literatura, indicaram que o VV é importante para os níveis de energia e circulação local. Porém, tem um papel menor no transporte de sal e calor por ficar próximo ao seu local de origem.

Conclusão e Considerações Finais

O presente trabalho visou descrever o escoamento da CB e os processos e as feições a ela associados ao largo do Embaiamento de Tubarão. Para isso, foi utilizado um conjunto de dados de alta resolução espacial formado pelas observações hidrográficas e medições diretas de correntes obtidas durante a Operação MCTIII, desenvolvida a partir da parceria entre o Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação (MCTI), a Marinha do Brasil e a Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), em dezembro de 2011. A motivação desse projeto foi preencher uma lacuna em termos de observações oceanográficas na região, já que os poucos trabalhos existentes restringem-se à observações realizadas nas décadas de 80 e 90.

Os resultados apresentados evidenciaram que os processos de ressurgência que ocorrem na região não é dirigido somente pelo regime de ventos, mas também que a posição e intensidade da CB e como esta interage com a quebra da plataforma continental podem ter uma importante contribuição. Além disso, ficou constatado que a água que ascende na plataforma durante esse processo é uma mistura com mais de 50% de ACAS em sua composição, acompanhada por altos valores de fluorescência que confirmam a resposta da produtividade primária à dinâmica peculiar da região.

Outra feição amostrada e que foi dado um maior enfoque é o Vórtice de Vitória. Esse estudo forneceu evidências para o melhor entendimento da estrutura vertical do vórtice a partir de uma análise de dados de diferentes plataformas. Um fato que chamou a atenção foi que a componente baroclínica da velocidade na borda oeste da feição foi mais intensa do que em sua borda leste. Isso não era esperado devido à sobreposição do fluxo em direção para sul da CB. Sugere-se então que exista uma dinâmica intrínseca associada ao vórtice que deve exercer um importante papel sobre a dinâmica dos produtores primários, já que a distribuição da fluorescência parece responder à essa peculiaridade.

Quanto às estimativas de transporte de volume da CB, os resultados obtidos indiretamente pelo Método Dinâmico Referenciado são comparáveis às estimativas feitas por outros autores que utilizaram a mesma metodologia. Porém, as estimativas feitas a partir das medições diretas de ADCP apresentaram valores maiores do que já relatado, mostrando um padrão de escoamento complexo na área estudada. O ADCP forneceu oportunidades para estimar o campo de corrente absoluta e o seu transporte de volume associado, o que despertou a necessidade do conhecimento da componente barotrópica da CB.

A parte da CB que flui sobre a quebra de plataforma não pôde ser analisada em ambas estimativas, mesmo parecendo uma parcela considerável nas seções de anomalia específica. A frequência do aparelho do ADCP não permitiu amostrar áreas próximas à costa, enquanto que pelo MDR não é possível inferir as velocidades nas estações mais rasas do que o nível de não movimento. É importante ressaltar que, mesmo com as limitações envolvidas pelos métodos

utilizados, a alta resolução espacial do conjunto de dados possibilitou a investigar e descrever a estrutura da CB em detalhes consideráveis na região de estudo.

Os dados discutidos nesse trabalho podem ser úteis para a validação de modelos regionais de alta resolução e sensoriamento remoto e podem ser de interesse da comunidade biogeoquímica para investigar a interação entre a comunidade biológica e as feições de mesoescala do sistema. Em troca, essas ferramentas podem ajudar a investigar e documentar os mecanismos envolvidos na intrusão de águas da picnoclina na plataforma, na formação do vórtice e no comportamento da CB.

A análise de dados realizada também aumentou o número de questões adicionais que requerem maiores investigações, como, por exemplo, a compreensão da dinâmica intrínseca do vórtice e impacto nos processos biofísicos marinhos. É válido ressaltar que os resultados mostraram um cenário transiente, ou seja, o escoamento da CB e as feições em um determinado tempo e espaço. Portanto, destaca-se ainda a necessidade de que mais dados *in situ* sejam levantados, principalmente com maior resolução temporal, como um fundeio correntográfico para estimar o transporte médio baseado nas medidas a longo prazo visando a investigar, além de outros aspectos, a componente barotrópica associada a CB.

Referências Bibliográficas

- Aguiar, A. L., Cirano, M., Pereira, J., and Marta-Almeida, M. (2014). Upwelling processes along a western boundary current in the Abrolhos–Campos region of Brazil. *Continental Shelf Research*, 85:42–59.
- Arruda, W. Z., Campos, E. J. D., Zharkov, V., Soutelino, R. G., and Silveira, I. C. A. (2013). Events of equatorward translation of the Vitoria Eddy. *Continental Shelf Research*, 70:61–73.
- Barreto, H. and Millman, J. (1969). Esboço fisiográfico da margem continental brasileira. In Toffoll, L., editor, *Margem continental brasileira*, pages 11–30. PETROBRÁS, Rio de Janeiro.
- Boyer, T., Levitus, S., Garcia, H., Locarnini, R. A., Stephens, C., and Antonov, J. (2005). Objective analyses of annual, seasonal, and monthly temperature and salinity for the world ocean on a 0.25 degrees grid. *Int. J. Climatology*, 25(7):931–945.
- Calado, L. (2001). *Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da Corrente do Brasil ao largo do Sudeste Brasileiro*. Dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo - Instituto Oceanográfico, São Paulo.
- Calado, L., Silveira, I. C. A. d., Gangopadhyay, A., and Castro, B. M. d. (2010). Eddy- induced upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil). *Continental Shelf Research*, 30:1181–1188.
- Campos, A. P. M. (2011). *Análise da variabilidade espacial e temporal da pluma do Rio Doce (ES) através do sensoriamento remoto*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Espírito Santo - Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental, Vitória.
- Campos, E. J. D. (2006). Equatorward translation of the Vitoria Eddy in a numerical simulation. *Geophysical Research Letters*, 33:L22607.
- Campos, E. J. D., Gonçalves, J. E., and Ikeda, Y. (1995). Water mass characteristics and geostrophic circulation in the south Brazil bight – Summer of 1991. *J. Geophysical Research*, 100:18537–18550.
- Campos, E. J. D., Velhote, D., and Silveira, I. C. A. d. (2000). Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. *Geophysical Research Letters*, 27(6):751–754.
- Castelão, R. and Barth, J. (2006). Upwelling around Cabo Frio, Brazil: The importance of wind stress curl. *Geophysical Research Letters*, 33:L03602.

- Castro, B. (1996). *Correntes e massas de água da plataforma continental norte de São Paulo*. Tese de livre docência, Universidade de São Paulo - Instituto Oceanográfico, São Paulo.
- Castro, B. M. and Miranda, L. B. d. (1998). Physical oceanography of the western atlantic continental shelf located between 4°n and 34°s: Coastal segment (4,w). In Robinson, A. R. and H., B. K., editors, *The Sea: The Global Coastal Ocean - Regional Studies and Syntheses.*, pages 209–251. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Cirano, M., Mata, M. M., Campos, E. J. D., and Deiró, N. F. R. (2006). A circulação oceânica de larga-escala na região oeste do Atlântico Sul com base no modelo de circulação global OCCAM. *Revista Brasileira de Geofísica*, 24(2):209–230.
- Coelho-Souza, S. A., López, M. S., Guimarães, J. R. D., Coutinho, R., and Candella, R. N. (2012). Biophysical interactions in the Cabo Frio upwelling system, Southeastern Brazil. *Brazilian J. of Oceanography*, 60(3):353–365.
- Conceição, J. R. d. (2013). *Caracterização ambiental das comunidades fitoplanctônicas de uma área da plataforma continental e duas áreas oceânicas do estado do Espírito Santo*. Monografia, Universidade Federal do Espírito Santo - Bacharel em Ciências Biológicas, Vitória.
- Costa, T. P. (2007). *Existe um Vórtice de Vitória Climatológico?* Monografia, Universidade de São Paulo - Bacharel em Oceanografia, São Paulo.
- Cunha-Santino, M. B., Gouvêa, S. P., Bianchini Jr, I., and Vieira, A. A. H. (2008). Oxygen uptake during mineralization of photosynthesized carbon from phytoplankton of the Barra Bonita Reservoir: a mesocosm study. *Brazilian J. of Biology*, 68(1):115–122.
- Emilson, I. (1961). The shelf and coastal waters off Southern Brazil. *Bolm. Instituto Oceanográfico*, 17(2):101–112.
- Evans, D. and Signorini, S. R. (1985). Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, 315:48–50.
- Evans, D., Signorini, S. R., and Miranda, L. (1983). A note on the transport of the Brazil Current. *J. of Physical Oceanography*, 13:1732–1738.
- Fernandes, M. S. (2013). *Análise da variabilidade espaço-temporal da distribuição de clorofila a entre a plataforma continental do norte da Bacia de Campos e Bacia do Espírito Santo por meio de imagens de satélite*. Monografia, Universidade Federal do Espírito Santo - Curso de Graduação em Oceanografia, Vitória.
- Fingas, M. (2001). *The basics of oil spill cleanup*. CRC Press LLC. Lewis Publisher, New York.
- Flierl, G. (1979). A Simple Model for a Structure of Warm and Cold Core Rings. *J. of Geophysical Research*, 84(C2):781–785.

- Floeter, S. R. and Gasparini, J. L. (2000). The southwestern Atlantic reef fish fauna: composition and zoogeographic patterns. *Journal of Fish Biology*, 56:1099–1114.
- França, A. (1979). Geomorfologia da margem continental leste brasileira e da bacia oceânica adjacente. In REMAC, P., editor, *Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes.*, pages 89–127. PETROBRÁS, Rio de Janeiro.
- Gaeta, S. A., Lorenzetti, J. A., Miranda, L. B. d., Susini-Ribeiro, S. M. M., Pompeu, M., and Araujo, C. E. S. d. (1999). The Vitória Eddy and its relation to the phytoplankton biomass and primary productivity during the austral fall of 1995. *Archive of Fishery and Marine Research*, 47(2/3):253–270.
- Garfield III, N. (1990). *The Brazil Current at subtropical latitudes*. Tese de doutorado, University of Rhode Island, Rhode Island.
- Godoi, S. S. d. (2005). *Dinâmica Quase-Geostrófica do Sistema Corrente do Brasil no Embaiamento de São Paulo*. Tese de doutorado, Instituto Oceanográfico, São Paulo.
- Kampel, M., Lorenzetti, J. A., and Silva Jr., C. L. (1997). *Observação por satélite de ressurgências na costa S-SE brasileira*. Congresso latino-americano sobre ciências do mar - colacmar, 7:38-40, Santos.
- Koszalka, I., Bracco, A., McWilliams, J. C., and Provenzale, A. (2010). *Vertical velocities and coherent vortices*. Aompi, Disponível em: <http://www.whoi.edu/files/server.do?id=77184&pt=2&p=83808>.
- Lemos, A. T. (2014). *Aspectos Meteo-oceanográficos associados com a concentração de clorofila-a ao longo da Cadeia Vitória-Trindade*. Tese de doutorado, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória.
- Lima, J. A. M. (1997). *Oceanic circulation on the Brazil Current shelf break and slope at 22°S*. Tese de doutorado, University of New South Wales, New South Wales.
- Machioro, G. B., Nunes, M. A., Dutra, G. F., Moura, R. L., and Pereira, P. G. P. (2005). Avaliação dos impactos da exploração e produção de hidrocarbonetos no banco de abrolhos e adjacências. In Silva, J. M. C. and Fonseca, M., editors, *Megadiversidade de Abrolhos*, pages 225–310. Conservação Internacional, Belo Horizonte.
- Mamayev, O. I. (1975). *Temperature-Salinity Analysis of World Ocean Waters*, volume 11 of *Elsevier Oceanography Series*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Maneschy, F. A. (2010). *Avaliação do Efeito Topográfico da Cadeia Vitória-Trindade na dinâmica da Corrente do Brasil durante o verão*. Monografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro - Graduação em Oceanografia, Rio de Janeiro.
- Mascarenhas Jr., A. S., Miranda, L. M., and Rock, N. J. (1971). *A study of the oceanographic conditions in the region of Cabo Frio*. Gordon & Breach Scientific Publication. Cstlow, J. D. Fertility of the sea., New York.

- McDougall, T. J. and Barker, P. M. (2011). *Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox*. Isbn 978-0-646-55621-5, SCOR/IAPSO WG127.
- Miranda, L. B. d. and Castro Filho, B. M. (1981). Geostrophic flow conditions of the Brazil Current at 19°S. *Ciência Interamericana*, 22(1-2):44–48.
- Motoki, A., Motoki, K. F., and Melo, D. P. (2012). Caracterização da morfologia submarina da Cadeia Vitória-Trindade e áreas adjacentes, ES, com base na batimetria predita do topo versão 14.1. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 13(2):151–170.
- Müller, J. M., Ikeda, Y., Zangenberg, N., and Nonato, L. V. (1998). Direct measurements of western boundary currents off Brazil between 20°S and 28°S. *J. Geophysical Research*, 103(C3):5429–5437.
- Palóczy, A., Silveira, I. d., Castro, B., and Calado, L. (2013). Coastal upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil): The supporting role of deep ocean processes. *Continental Shelf Research*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2013.09.005>.
- Passos, L. G. d. (2011). *Padrões de escoamento baroclínico de mesoescala ao largo do Embaiamento de Tubarão e do Banco de Abrolhos*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de São Paulo - Instituto Oceanográfico, Vitória.
- Pereira, D. P. C. (2005). *Caracterização da estrutura termohalina e de velocidades dos dipolos vorticais da Corrente do Brasil*. Monografia de graduação, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Pimentel, F. P. (2012). *A Corrente do Brasil e a Corrente de Contorno Intermediário na região da Cadeia Vitória-Trindade*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica, Vitória.
- Robinson, A. R. (1983). Eddies in Marine Science. *Springer-Verlag*, page 616.
- Rodrigues, R. R. and Lorenzetti, J. A. (2001). A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. *Continental Shelf Research*, 21:371–394.
- Roughan, M. and Middleton, J. H. (2004). On the East Australian Current: Variability, encroachment, and upwelling. *Journal of Geophysical Research*, 109:C07003.
- Sandström, J. and Helland-Hansen, B. (1903). Übberr die Berechnung von Meereströmungen. *Rept. Norwegian Fishery and Marine Investigations*, 2(4).
- Schmid, C., Schafer, H., Podestá, G., and Zenk, W. (1995). The Vitória Eddy and Its Relation to the Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, 25:2532–2546.
- Shtokman, W. B. (1944). *Geometric properties of $\theta - S$ curves in the mixing of three water masses in an infinite sea*, volume 13(8). *Izv. Akd. Nauk. S. S. S. R.*

- Signorini, S. R. (1978). On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Research*, 25:481–490.
- Signorini, S. R., Miranda, L. B., Evans, D. L., Stevenson, M. R., and Inostroza, H. M. (1989). Corrente do Brasil: estrutura térmica ente 19° e 25°S e circulação geostrófica. *Bolm. Inst. oceanogr.*, 37(1):33–49.
- Silva, M. P. d. (1995). *Caracterização Físico-Química das Massas de Água da Bacia de Santos durante o Projeto COROAS*. Dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Silveira, I. C. A. (2007). *O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ*. Tese de livre docência, Universidade de São Paulo - Instituto Oceanográfico, São Paulo.
- Silveira, I. C. A., Ribeiro, E. O., Lima, J. M. L., Mattos, R. A., Soutelino, R. G., and Leal, C. A. (2005). *Caracterização oceanográfica da Bacia do Espírito Santo e da Região de Abrolhos*. Anais do ii congresso brasileiro de oceanografia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória.
- Silveira, I. C. A. d., Lima, J., and Schmitd, A. (2008). Is the meander growth in the Brazil Current system off Southeast Brazil due to baroclinic instability? *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 45:187–207.
- Silveira, I. C. A. d., Schmidt, A. C. K., Campos, E. J. D., Godoi, S. S., and Ikeda, Y. (2000). A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 48:171–183.
- Soutelino, R. G. (2008). *A origem da Corrente do Brasil*. Dissertação de mestrado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo - Mestrado em Ciências, Área de Oceanografia Física, São Paulo.
- Soutelino, R. G., Silveira, I. C. A. d., Gangopadhyay, A., and A., M. J. (2011). Is the Brazil Current eddy-dominated to the north of 20°S? *Geophysical Research Letters*, 38, L03.607.
- Stramma, L. and England, M. (1999). On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophysical Research*, 104(C9):20863–20883.
- Stramma, L., Ikeda, Y., and Peterson, R. (1990). Geostrophic transport in the Brazil Current region north of 20°S. *Deep-Sea Research*, 37:1875–1886.
- Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., and Fleming, R. H. (1942). *The Oceans, their physics, chemistry, and general biology*. Prentice-Hall Inc., New Jersey.
- Thomaz, F. d. S. (2012). *Variação Espaço-Temporal da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) entre os paralelos de 10°S e 25°S*. Monografia, Universidade Federal do Espírito Santo - Curso de Graduação em Oceanografia, Vitória.

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.

Zembruski, S. (1979). Geomorfologia da margem continental sul brasileira e da bacia oceânica adjacente. In REMAC, P., editor, *Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes.*, pages 129–177. PETROBRÁS, Rio de Janeiro.