

Diogo Peregrino Corrêa Pereira

**Processos de Instabilidade Barotrópica da
Corrente do Brasil na Bacia de Santos**

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, área de Oceanografia Física.

Orientador:

Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira

São Paulo

2009

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO**

**Processos de Instabilidade Barotrópica da Corrente do
Brasil na Bacia de Santos**

Diogo Peregrino Corrêa Pereira

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo,
como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, área de
Oceanografia Física.

Julgada em ____ / ____ / ____

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

“ Para que serve o arrependimento, se isso não muda nada do que se passou? O melhor arrependimento é, simplesmente, mudar”

José Saramago

Sumário

Agradecimentos	iii
Resumo	vi
Abstract	vii
Lista de Figuras	xiii
1 Introdução	1
1.1 Preâmbulo	1
1.2 Atividade de Mesoescala da Corrente do Brasil	2
1.3 Processos de Formação dos Dipolos Vorticais	8
1.4 Hipótese Científica	11
1.5 Objetivos	12
2 Conjunto de Dados	14
2.1 Preâmbulo	14
2.2 Projeto DEPROAS	14
2.2.1 Tratamento Básico dos Dados Hidrográficos	15
2.2.2 Tratamento Básico dos Dados de ADCP	17
2.2.3 Gradeamento Horizontal dos Campos	19
3 Padrões Termohalinos	23
3.1 Preâmbulo	23
3.2 Distribuições Horizontais de Temperatura	23
3.3 Distribuições Horizontais de Salinidade	27

3.4	Distribuições Horizontais de Densidade	30
4	Padrões de Circulação	33
4.1	Preâmbulo	33
4.2	Campos de Velocidade Geostrófica Relativa	33
4.2.1	Fundamentação Teórica	33
4.2.2	Mapeamento da Função de Corrente Geostrófica Relativa	36
4.3	Campos de Velocidade Observada	41
4.3.1	Mapeamento da Função de Corrente Observada	42
4.4	Campos de Velocidade Geostrófica Absoluta	47
4.4.1	Fundamentação Teórica	47
4.4.2	Mapeamento da Função de Corrente Absoluta	48
5	Modelo de Interações Barotrópicas	52
5.1	Preâmbulo	52
5.2	Modelo Quase-Geostrófico de $1\frac{1}{2}$ -Camadas	52
5.2.1	Fundamentação Teórica	52
5.2.2	Formulação do Modelo Quase-Geostrófico	55
5.2.3	Implementação do Modelo	59
5.3	Análise de Crescimento e Interações Barotrópicas	67
5.3.1	Fundamentação Teórica	67
5.3.2	Os Campos de Entrada e a Validação da Abordagem	69
5.3.3	Análise de Interação entre as Estruturas de Vorticidade	73
6	Considerações Finais	76
6.1	Síntese dos Resultados e Conclusões	76
6.2	Sugestões para Trabalhos Futuros	79
	Referências Bibliográficas	81

Agradecimentos

Até que eu iniciasse a redação desta pequena seção, muito aconteceu nesse longo período de mestrado. E, considerando esse tempo, é de se esperar que a lista de agradecimentos seja enorme. Pena que, quando iniciamos seções de agradecimentos, só temos a certeza de que seremos injustos com algém. O que fazemos para driblar essa situação é atribuímos caráter genérico em determinados trechos. O que, se pensarmos direito, é razoável, considerando que seriam necessárias muitas páginas para agradecermos a todas as pessoas que contribuíram de alguma forma para nossa formação e que, conseqüentemente, culminou nesse trabalho e em toda a discussão confusa sobre agradecimentos...

Já que falei desse trabalho, agradeço profundamente ao meu orientador e amigo, Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira. Obrigado pela grande paciência, mesmo após as confusões que eu causei. Você sabe que o agradecimento não se refere apenas ao mestrado. Me refiro a toda construção do conhecimento e também do ser humano, resultados da oportunidade que me foi dada em vir para São Paulo, antes mesmo de iniciar o curso.

Tenho certeza que o período em São Paulo foi mais agradável do que eu imaginei porque não estava sozinho. Viemos em grupo... Rafael, Paulo e Eu. Nós três e mais o João Daniel formávamos a panela na UERJ. Foram momentos incrivelmente divertidos e que resultaram na grande amizade de hoje. Infelizmente, nos encontramos menos do que gostaríamos, embora a sensação de proximidade seja a mesma.

Me senti em casa quando cheguei ao LaDO. André, Rafael (Hey Joe), Leandro Calado, Cayo, Filipe, Thiago, Leandro Ponsoni, Saulo, Sueli proporcionaram algumas discussões interessantíssimas e que contribuíram muito para meu aprendizado. Todos já trilharam, de certa forma, seu rumo e tenho certeza de que serão muito bem sucedi-

dos. O laboratório passou por um processo de reformulação, mas continua repleto de pessoas muito boas: Juliana, César, Hermínio, Franco e Ronaldo.

Além do pessoal do laboratório, com minha turma de mestrado eu estava bem. Os amigos já citados Rafael e Paulo e mais Fabrício, Sandro e Ingrid. Apesar de toda a pressão de listas e trabalhos, esse pessoal proporcionou a higiene mental necessária para vencermos os desafios.

Então, depois de todas as amizades conquistadas em São Paulo, precisei me mudar para Macaé, RJ. E imaginei: "agora será diferente, afinal, é impossível se juntar tantas pessoas legais como em São Paulo". Pois é, aí eu cheguei no Oceanop. O melhor lugar da empresa para se trabalhar! Não digo por conta do trabalho. São as pessoas... Todas essas mais de vinte pessoas que trabalham ou que já trabalharam comigo. Não estou, aqui, agradecendo de maneira genérica como vocês podem pensar. Obrigado pelo ambiente único de trabalho e, principalmente, pela grande ajuda na reta final da dissertação. Vocês seguraram todas as pontas (e não foram poucas) para que eu conseguisse vir à São Paulo.

Além do trabalho, também tenho sorte em dividir a casa com alguém. Atualmente, tenho a honra de dividir a casa, em Macaé, com Fernando. Tenho orgulho da amizade que construímos.

Falei de pessoas que ajudaram em minha construção após o início da faculdade. Mas antes disso, já havia um pessoal trabalhando nos meus alicerces. É claro, minha família.

Uma gratidão sem tamanho para minha pequena GRANDE família: tios Angela, Gilberto, Alice, Silvano, Jorginho e Rose, e meus primos Felipe, Juliano e Gustavo. Já escrevi antes e escrevo novamente: vocês me mostraram o chão seguro quando achei não tê-lo.

Para ser sincero, não sei muito bem o que escrever sobre meus pais e meus avós Maria e Antônio. Gostaria apenas de abraçá-los...

Em compensação, tenho dois irmãos maravilhosos. Amo vocês!

Agora, as "pessoas" que mais sofreram com minhas moradias fora da região metropolitana do rio: Vivian, minha esposa, e como não poderia faltar, o Kyno, meu fiel companheiro. Vivian, prometo que essa confusão já está acabando... Obrigado pela

paciência, incentivo, companheirismo, segurança e por aturar minha parte mais chata. Acho que depois da dissertação ficarei menos encrenqueiro. Aliás, ela é sua...

Tenho um agradecimento especial ao Prof. Dr. Michel Michaelovitch de Mahiques pela ajuda que me possibilitou terminar a dissertação.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo FAPESP(proc.05/57624-0) pelo apoio financeiro creditado à pesquisa.

Obrigado a todos que contribuíram para este momento!

Diogo

Resumo

A Corrente do Brasil é formada na bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial e flui meridionalmente para sul ao largo das costas leste, sudeste e sul do Brasil, apresentando intensa atividade de mesoescala entre a Cadeia Vitória-Trindade (20°S) e o Cabo de Santa Marta Grande (28°S). O conhecimento de tal atividade, construído ao longo do tempo, se refere principalmente aos meandros e vórtices frontais, sendo os vórtices de borda na configuração de dipolos vorticais relatados apenas através de imagens AVHRR. Dessa forma, objetivamos caracterizar a estrutura dinâmica de um dipolo vortical, observado na Baía de Santos, a partir de dados quase-sinóticos de velocidade e hidrográficos oriundos do Cruzeiro “Dinâmica do Ecossistema da Plataforma da Região Oeste do Atlântico Sul”V. O mapeamento objetivo das estruturas capturadas pela grade amostral quase-sinótica do cruzeiro foi o ponto de partida para a descrição do dipolo e avaliação de sua geostrofia. Os campos de função de corrente apresentaram um padrão clássico de dipolo vortical, com vórtices ciclônico e anticiclônico posicionados em lados opostos ao eixo da corrente, que se enfraquece após a estrutura. Em média, o diâmetro de ambos os vórtices ficou em torno de 110 km, em seus maiores eixos. Em seguida, como o número de *Rossby* máximo foi de 0,27, para avançar nas questões dinâmicas envolvendo a estrutura, aproximamos o oceano a um modelo quase-geostrófico de 1^{1/2}-camadas derivado das observações e dinamicamente calibrado. A análise dos campos modelados, utilizando o número de Burger, revelou que a vorticidade relativa compete com a vorticidade de estiramento pela dinâmica do sistema. Ao compararmos os campos modelados de função de corrente e vorticidade potencial, observamos que o dipolo e o escoamento da CB não se encontram em um cenário estacionário. Finalmente, evidências de retroalimentação mútua entre os vórtices do dipolo foram obtidas através da interação entre o campo de função de corrente de uma estrutura com o campo de vorticidade potencial da outra. Logo, concluímos que o dipolo capturado encontrava-se em processo de crescimento barotrópico.

Abstract

The Brazil Current (BC) is formed at the bifurcation of the southern branch of the South Equatorial Current and flows south-southeastward off the east, southeast and southern Brazilian continental margin, exhibiting intense meso-scale activity between the Vitória-Trindade Ridge (20°S) and Cape Santa Marta Grande (28°S). The knowledge of such activity, built over time, refers mainly to the frontal meanders and eddies. The edge vortical structures as a dipole configuration are reported only through AVHRR images. Thus, we aimed to characterize the dynamical structure of a BC vortical dipole, observed in the Santos Basin, with a quasi-synoptic velocity (vessel-mounted ADCP) and hydrographic (CTD) dataset from DEPROAS V cruise. The objective mapping of structures captured by the cruise sampling grid was the departing point for the description of the dipole and evaluation of its degree of geostrophy. The fields of the stream function showed a classic pattern of a dipole with cyclonic and anticyclonic eddies positioned on opposite sides of the current axis. On average, the diameter of the two eddies was around 110 km in their largest axes. Then, as the *Rossby* number was 0.27, we advanced in investigating the issues involving the dynamic structure by we approximating the ocean to a $1^{1/2}$ -layer quasi-geostrophic model derived from the observations and dynamically calibrated. Burger number revealed that both relative and stretching vorticity were competing for the dynamics of the system. The comparison between the modeled stream function and potential vorticity fields showed that both the dipole and the BC flow were not in a stationary state. Finally, evidences of reinforcement between the eddies of the dipole were obtained through the interaction between the field of the stream function of vortical structure with the field of potential vorticity of the other one, and vice-versa. Therefore, we conclude that the dipole were in a barotropic growth process.

Lista de Figuras

1.1	Ilustração sobre a atividade de mesoescala da CB, apresentando tanto vórtices frontais quanto vórtices de borda.	2
1.2	Imagem TSM-AVHRR, de 27 de junho de 1994, evidenciando a atividade de mesoescala da CB, mencionada no texto. As cores mais próximas ao azul e verde estão associadas à presença de água mais fria e menos salina, na plataforma, enquanto as cores próximas ao vermelho, marcam a presença de água mais quente e salina (AT). Fonte: João A. Lorenzetti (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE.)	3
1.3	Vórtice anticiclônico representado através da topografia dinâmica (em cm dinâmicos) relativamente a 500 dbar, baseado em <i>Signorini</i> [1978]. Embora não tenha sido relatado pelo autor, é notado um amplo vórtice ciclônico ao largo de Cabo Frio.	4
1.4	Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas de um vórtice ciclônico da CB, ao largo de Cabo Frio, de acordo com <i>Silveira et al.</i> [2004]. A figura foi editada para realçar o domínio vertical da CB, sendo o "X", representativo do escoamento para o quadrante norte e o "ponto", para o quadrante sul.	5
1.5	Imagem TSM-AVHRR, de 14 de fevereiro de 2001, apresentada por <i>Kampel</i> [2003] e editada por <i>Calado et al.</i> [2006] para realçar a presença do Vórtice de Cabo Frio. É possível observar o grande vórtice ciclônico ao largo de Cabo Frio.	6
1.6	Interpretação gráfica da hipótese de <i>Campos et al.</i> [1995], apresentada por <i>Mattos</i> [2006]. O painel à esquerda representa a situação de costa orientada meridionalmente, enquanto o painel à direita, o comportamento de corrente ante a mudança de orientação da costa por um ângulo θ	6
1.7	Imagem AVHRR apresentada por <i>Campos et al.</i> [1996]. Para o presente trabalho, foram realizadas edições na imagem, com a finalidade de se destacar a estrutura bipolar. As setas indicam o sentido de rotação dos dois vórtices dessa estrutura.	7

1.8	Imagem AVHRR apresentada por <i>Velhote</i> [1998] e editada tanto por <i>Silveira</i> [2007] quanto no presente trabalho com a finalidade de se destacar a estrutura bipolar e mostrar a diferença entre essa e um vórtice frontal (Vórtice de Cabo Frio). As setas indicam o sentido de rotação dos dois vórtices dessa estrutura. As cores próximas ao verde e azul indicam águas com menores temperaturas enquanto as cores próximas ao vermelho, águas mais quentes, associadas à CB.	8
1.9	Exemplo de formação dos dipolos vorticiais através do desenvolvimento da instabilidade barotrópica. Retirado de <i>Leal Silva</i> [2000].	10
1.10	Mecanismo de formação dos dipolos, sugerido por <i>Bell & Pratt</i> [1992], resultando numa "rua de vórtices".	11
2.1	Malha amostral do Cruzeiro DEPROAS V. A linha vermelha indica o trajeto do navio e os locais de medição de velocidade (via ADCP), e os círculos pretos, as estações hidrográficas.	16
2.2	Grade utilizada para interpolação das quantidades físicas. Os pontos cheios indicam a localização das estações hidrográficas.	21
2.3	Mapa de erro médio quadrático percentual de interpolação por AO para os dados hidrográficos [superior] e de corrente (ADCP), entre 20 e 150 metros [inferior] : $l_c = 1, 2^\circ$ e $\epsilon^2 = 0,05$	22
3.1	Distribuições horizontais de temperatura para o nível de 20 m.	25
3.2	Distribuições horizontais de temperatura para o nível de 50 m.	25
3.3	Distribuições horizontais de temperatura para o nível de 100 m.	25
3.4	Distribuições horizontais de temperatura para o nível de 200 m.	26
3.5	Distribuições horizontais de temperatura para o nível de 300 m.	26
3.6	Distribuições horizontais de temperatura para o nível de 400 m.	26
3.7	Distribuições horizontais de salinidade para o nível de 20 m.	28
3.8	Distribuições horizontais de salinidade para o nível de 50 m.	28
3.9	Distribuições horizontais de salinidade para o nível de 100 m.	28
3.10	Distribuições horizontais de salinidade para o nível de 200 m.	29
3.11	Distribuições horizontais de salinidade para o nível de 300 m.	29
3.12	Distribuições horizontais de salinidade para o nível de 400 m.	29

3.13	Distribuições horizontais de anomalia de densidade potencial para o nível de 20 m. . .	31
3.14	Distribuições horizontais de anomalia de densidade potencial para o nível de 50 m. . .	31
3.15	Distribuições horizontais de anomalia de densidade potencial para o nível de 100 m. . .	31
3.16	Distribuições horizontais de anomalia de densidade potencial para o nível de 200 m. . .	32
3.17	Distribuições horizontais de anomalia de densidade potencial para o nível de 300 m. . .	32
3.18	Distribuições horizontais de anomalia de densidade potencial para nível de 400 m. . .	32
4.1	Distribuição de Função de Corrente Geostrófica relativa a 480 dbar sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 20 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.	37
4.2	Distribuição de Função de Corrente Geostrófica relativa a 480 dbar sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 50 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.	38
4.3	Distribuição de Função de Corrente Geostrófica relativa a 480 dbar sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 100 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.	38
4.4	Distribuição de Função de Corrente Geostrófica relativa a 480 dbar sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 150 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.	39
4.5	Distribuição de Função de Corrente Geostrófica relativa a 480 dbar sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 200 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.	39
4.6	Distribuição de Função de Corrente Geostrófica relativa a 480 dbar sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 300 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.	40
4.7	Distribuição de Função de Corrente Geostrófica relativa a 480 dbar sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 400 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.	40
4.8	Vetores de velocidade após o processamento, em 50 m, 100 m, 150 m e 200 m de profundidade.	42

4.9	Distribuição de Função de Corrente Observada sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 20 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.	44
4.10	Distribuição de Função de Corrente Observada sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 50 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.	45
4.11	Distribuição de Função de Corrente Observada sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 100 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.	45
4.12	Distribuição de Função de Corrente Observada sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 150 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.	46
4.13	Distribuição de Função de Corrente Observada sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 200 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.	46
4.14	Distribuição de Função de Corrente Absoluta sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 20 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.	49
4.15	Distribuição de Função de Corrente Absoluta sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 50 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.	49
4.16	Distribuição de Função de Corrente Absoluta sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 100 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.	50
4.17	Distribuição de Função de Corrente Absoluta sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 150 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.	50
4.18	Distribuição de Função de Corrente Absoluta sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 200 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.	51

5.1	Número de <i>Rossby</i> calculado para o nível de 20 m, onde as velocidades apresentam cisalhamentos horizontais mais intensos.	53
5.2	Representação esquemática da estrutura de densidade do modelo quase-geostrófico de 1 ^{1/2} -camadas, retirada de <i>Leal Silva</i> [2000]. Na figura, <i>H</i> é a estrutura de repouso da camada 1, tratada no texto como <i>H</i> ₁	58
5.3	Função de corrente geostrófica $\tilde{\psi}$ do modelo quase-geostrófico de 1 ^{1/2} -camadas, chamado na figura de ψ_{medio} . A máscara cinza, junto à costa, representa a aproximação da parede vertical através da aproximação linear da isóbata de 100m.	60
5.4	Vorticidade relativa [superior] e vorticidade de estiramento [inferior] oriundas do modelo quase-geostrófico de 1 ^{1/2} -camadas. A máscara cinza, junto à costa, representa a aproximação da parede vertical.	62
5.5	Variação de vorticidade planetária [superior] e vorticidade potencial baroclínica, no plano β [inferior], oriundas do modelo quase-geostrófico de 1 ^{1/2} -camadas. A máscara cinza, junto à costa, representa a aproximação da parede vertical.	63
5.6	Vorticidade potencial baroclínica, no plano <i>f</i> , oriunda do modelo quase-geostrófico de 1 ^{1/2} -camadas. A máscara cinza, junto à costa, representa a aproximação da parede vertical.	64
5.7	\tilde{q} no plano <i>f</i> superposta pela função de corrente $\tilde{\psi}$. As interseções entre os campos indica regiões de ativa dinâmica quase-geostrófica. A máscara cinza, junto à costa, representa a aproximação da parede vertical.	66
5.8	Grade quadrada que será utilizada na análise de interações barotrópicas.	70
5.9	Campos de $\tilde{\psi}$ [à esquerda] e \tilde{q} [à direita] que serão utilizados na análise de interações barotrópicas, exibindo a ênfase na estrutura do dipolo vortical.	70
5.10	Resultados da iteração numérica. Campos de $\tilde{\psi}$ [à esquerda] e a raiz do erro médio quadrático pontual [à direita]	71
5.11	[Painel superior esquerdo] Solução Interna ($\tilde{\psi}_I$) utilizando o campo de $\tilde{\psi}$ com o valor zero nas bordas e campo de $\tilde{q} = \text{original}$. [Painel superior direito] Solução de Borda ($\tilde{\psi}_B$) utilizando o campo de $\tilde{\psi} = 0$, exceto nas bordas (onde são inseridos os valores do campo original), e campo de $\tilde{q} = 0$. [Painel inferior] Soma das soluções Interna e Externa ($\tilde{\psi}$) apresentadas nos painéis acima.	72

5.12	Regiões de \tilde{q} escolhidas. No quadro superior, estrutura de $\tilde{q}_{I(1)}$ do vórtice ciclônico e no inferior, estrutura de $\tilde{q}_{I(2)}$ do anticiclone. Note que as duas matrizes possuem valor de $\tilde{q} = 0$ fora das regiões das estruturas de interesse.	74
5.13	Sobreposição entre os campos de $\tilde{\psi}_{I(2)}$ (vermelho), associado ao anticiclone, e de $\tilde{q}_{I(1)}$ (azul), associado ao ciclone.	75
5.14	Sobreposição entre os campos de $\tilde{\psi}_{I(1)}$ (vermelho), associado ao ciclone, e de $\tilde{q}_{I(2)}$ (azul), associado ao anticiclone.	75

Capítulo 1

Introdução

1.1 Preâmbulo

Na literatura, as Correntes de Contorno Oeste (CCOs) são descritas como escoamentos intensos que fecham os giros oceânicos em sua borda oeste e se caracterizam por grande variabilidade espacial e temporal. Na borda oeste do Giro Tropical do Atlântico Sul, este escoamento recebe o nome de Corrente do Brasil (CB). Formada na bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial, ao sul de 12°S, a CB flui meridionalmente ao largo das costas leste, sudeste e sul do Brasil, de acordo com *Silveira et al.* [2000b]. Aos poucos graus de latitude, próximo à área de sua formação, a CB é uma corrente rasa, quente e salina, constituída basicamente de Água Tropical (AT), fluindo junto à quebra da plataforma continental. Ao sul de 20°S, onde recebe efetiva contribuição da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), se torna mais profunda e cresce em transporte [*Silveira* [2007]]. Ainda de acordo com o autor, a AT se caracteriza por temperaturas acima de 20°C e salinidade acima de 36,2; enquanto a ACAS, temperaturas entre 20°C e 8,7°C e salinidade entre 36,2 e 34,66.

Durante o percurso entre a Cadeia Vitória-Trindade (20°S) e o Cabo de Santa Marta Grande (28°S), a CB apresenta intensa atividade de mesoescala. Atividade essa constituída tanto por meandros e vórtices frontais quanto por vórtices de borda de corrente, associados ao escoamento básico, e cujas variabilidades temporal e espacial são da ordem de semanas a meses e de dezenas a centenas de quilômetros, respectivamente. Os frontais são aqueles formados pelo meandramento da corrente, ou seja, o eixo do esco-

amento principal é parte constituinte da feição. Já os vórtices de borda, são formados pelo cisalhamento do escoamento principal em relação ao fluido adjacente, situando-se lateralmente ao eixo da corrente (em suas bordas). Geralmente, os vórtices frontais possuem diâmetros comparáveis ao raio de deformação interno da região, uma vez que sua gênese está relacionada ao movimento do escoamento principal. A Figura 1.1 exemplifica a atividade de meso-escala da CB.

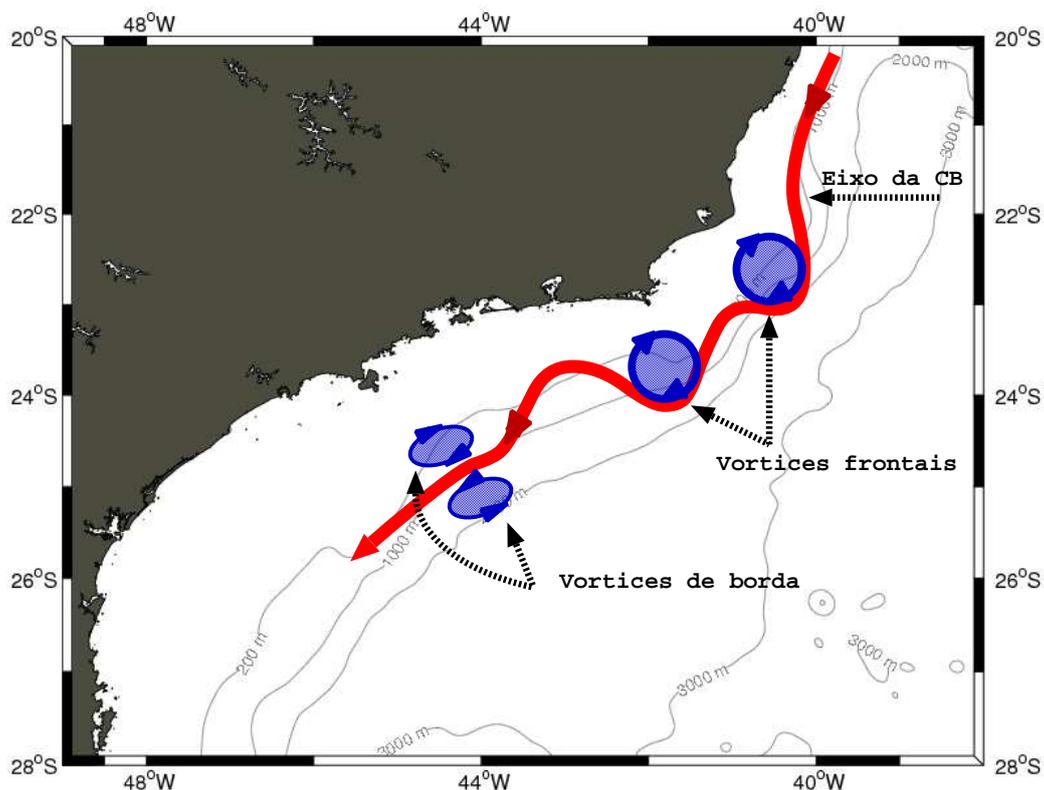


Figura 1.1: Ilustração sobre a atividade de mesoescala da CB, apresentando tanto vórtices frontais quanto vórtices de borda.

1.2 Atividade de Mesoescala da Corrente do Brasil

Na Figura 1.2, observa-se o que aparenta ser um grande vórtice ciclônico ao largo de Cabo Frio. E foi exatamente sobre esta região, segundo *Silveira et al.* [2000b], o primeiro trabalho a discutir a atividade vortical da CB ao largo do sudeste brasileiro: *Mascarenhas et al.* [1971] mencionaram a presença de estruturas vorticais, tanto ciclônicas quanto anticiclônicas ao largo de Cabo Frio, utilizando mapas de topografia dinâmica relativa a 500 dbar. Além disso, especularam que as feições topográficas favoreceriam

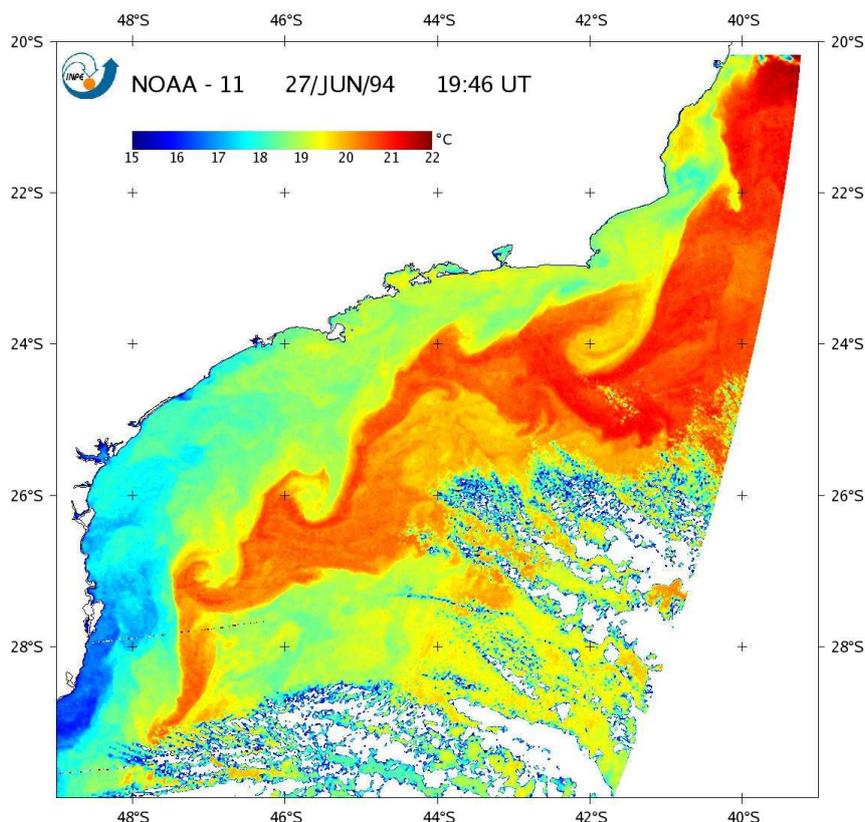


Figura 1.2: Imagem TSM-AVHRR, de 27 de junho de 1994, evidenciando a atividade de mesoescala da CB, mencionada no texto. As cores mais próximas ao azul e verde estão associadas à presença de água mais fria e menos salina, na plataforma, enquanto as cores próximas ao vermelho, marcam a presença de água mais quente e salina (AT). Fonte: João A. Lorenzzetti (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE.)

o meandramento e a geração de vórtices na região.

Ainda nessa região, através da análise de dados hidrográficos, *Signorini* [1978] apresentou um vórtice anticiclônico à sudeste de Cabo Frio, através do mapa de topografia dinâmica relativa à 500 dbar (Figura 1.3). Essa estrutura localizava-se em águas profundas (> 1000 m), possuía cerca de 100 km de raio e extensão vertical de, aproximadamente, 500 m. Além disso, é possível se especular sobre a presença de uma estrutura ciclônica, mais ao sul, sucedendo o vórtice anticiclônico. Tratam-se, claramente, de vórtices frontais, visto que a frente da CB é parte constante de um dos lados da estrutura.

Um exemplo de uma estrutura ciclônica ao largo de Cabo Frio foi apresentada por *Silveira et al.* [2004]. Utilizando dados hidrográficos do Cruzeiro DEPROAS I (“Dinâmica do Ecossistema da Plataforma da Região Oeste do Atlântico Sul”), reali-

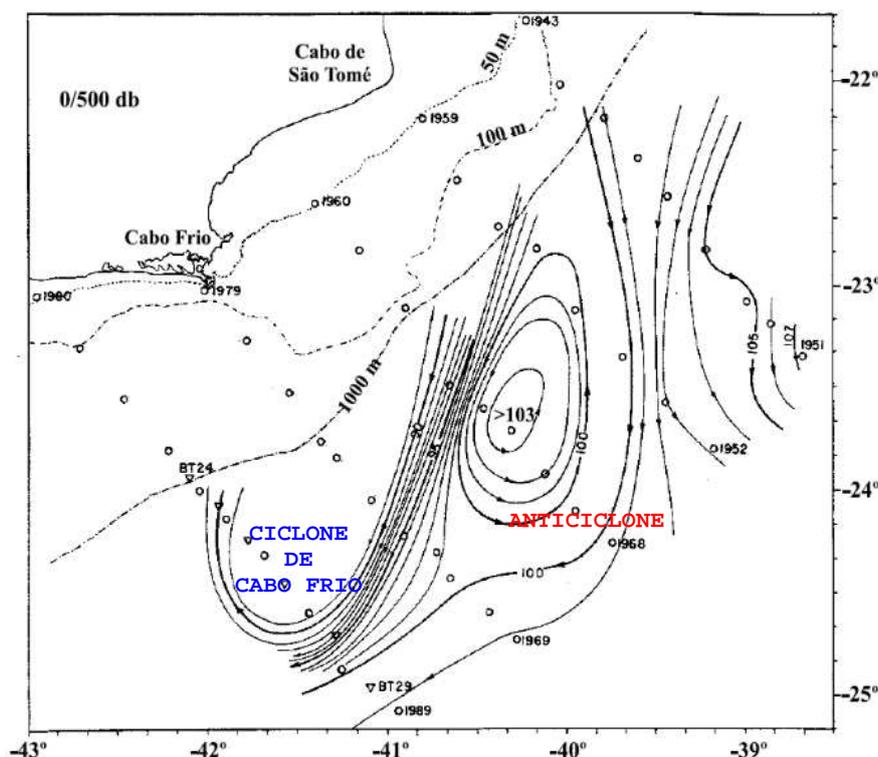


Figura 1.3: Vórtice anticiclônico representado através da topografia dinâmica (em cm dinâmicos) relativamente a 500 dbar, baseado em *Signorini* [1978]. Embora não tenha sido relatado pelo autor, é notado um amplo vórtice ciclônico ao largo de Cabo Frio.

zado no verão de 2001, os autores apresentaram a estrutura vertical de velocidades baroclínicas absolutas de um vórtice frontal ciclônico. Os autores utilizaram a versão seccional do modelo POM (Princeton Ocean Model) para o cálculo das velocidades. A estrutura mostrou ser de primeiro modo baroclínico, pois apresentou apenas uma inversão no sentido das velocidades ao longo da coluna de água (Figura 1.4). O mesmo vórtice pôde ser observado na imagem TSM-AVHRR (Figura 1.5), apresentada por *Kampel* [2003] e editada por *Calado et al.* [2006]. Embora a presença de nuvens prejudique a visualização da atividade vortical da CB na Bacia de Santos, é possível observar o grande vórtice ciclônico, ao largo de Cabo Frio, e o meandramento da corrente, ao norte, através do acompanhamento da frente térmica. Além disso, nessa figura, foram plotadas as estações de hidrografia que permitiram obter a seção de velocidades apresentada na Figura 1.4.

Este amplo ciclone em Cabo Frio, é observado recorrentemente e tem caráter quase-estacionário. O mesmo acontece com os chamados vórtices de Vitória (centrado em 20°S) e de São Tomé (centrado em 22°S), sendo todos ciclones frontais baroclínicos,

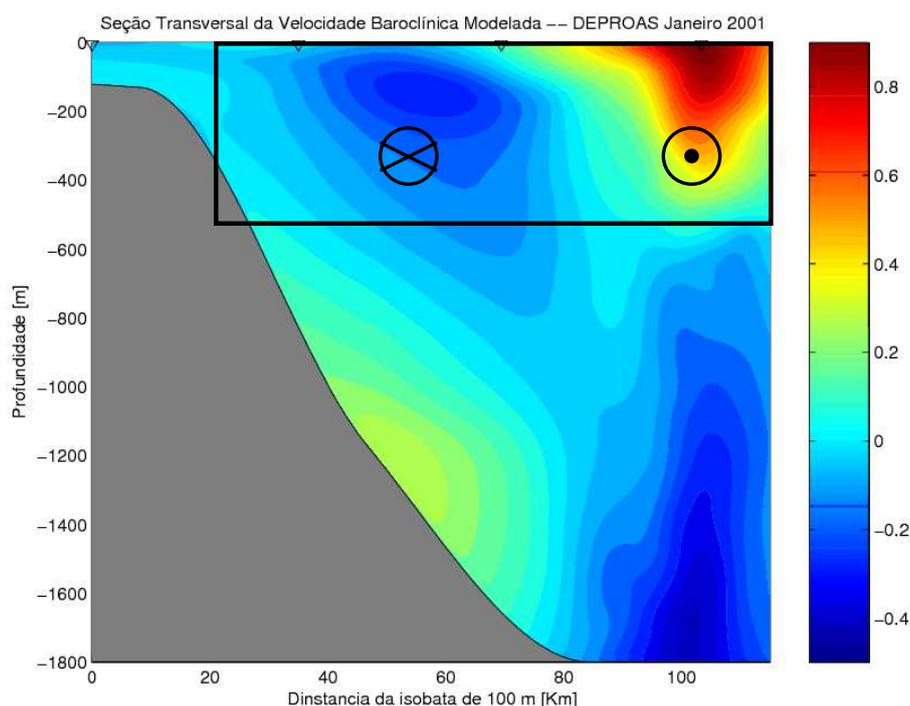


Figura 1.4: Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas de um vórtice ciclônico da CB, ao largo de Cabo Frio, de acordo com *Silveira et al.* [2004]. A figura foi editada para realçar o domínio vertical da CB, sendo o "X", representativo do escoamento para o quadrante norte e o "ponto", para o quadrante sul.

como aquele exibido na Figura 1.2. *Silveira et al.* [2008] investigaram ser instabilidade baroclínica o fenômeno responsável pelo crescimento dos ciclones com velocidade de fase quase nula.

No entanto, o gatilho para a origem do Meandro ou Vórtice de Cabo Frio pode ser mais facilmente entendida por simples argumentos de conservação de vorticidade potencial (VP). *Campos et al.* [1995] atribuíram a ocorrência de vórtices na CB às mudanças de orientação da costa e à diferença entre a plataforma abrupta e estreita ao norte de Cabo Frio, em oposição à plataforma continental extensa e de gradiente suave da Bacia de Santos. De acordo com o autor, no momento em que a costa brasileira muda de orientação, nas proximidades de Cabo Frio, o escoamento da CB, antes centrado sobre a isóbata de, aproximadamente, 1000 m, por inércia, atinge regiões mais profundas do talude continental. E, devido ao estiramento da coluna de água, o escoamento adquire vorticidade ciclônica, dirigindo-se a regiões de menor profundidade (na tentativa de conservar a vorticidade potencial) e, conseqüentemente, adquirindo vorticidade anti-ciclônica. Essa situação se repete até que a corrente fique centrada em torno de determinada isóbata. Com isso, ao entrar na Bacia de Santos, a CB apresenta um padrão de

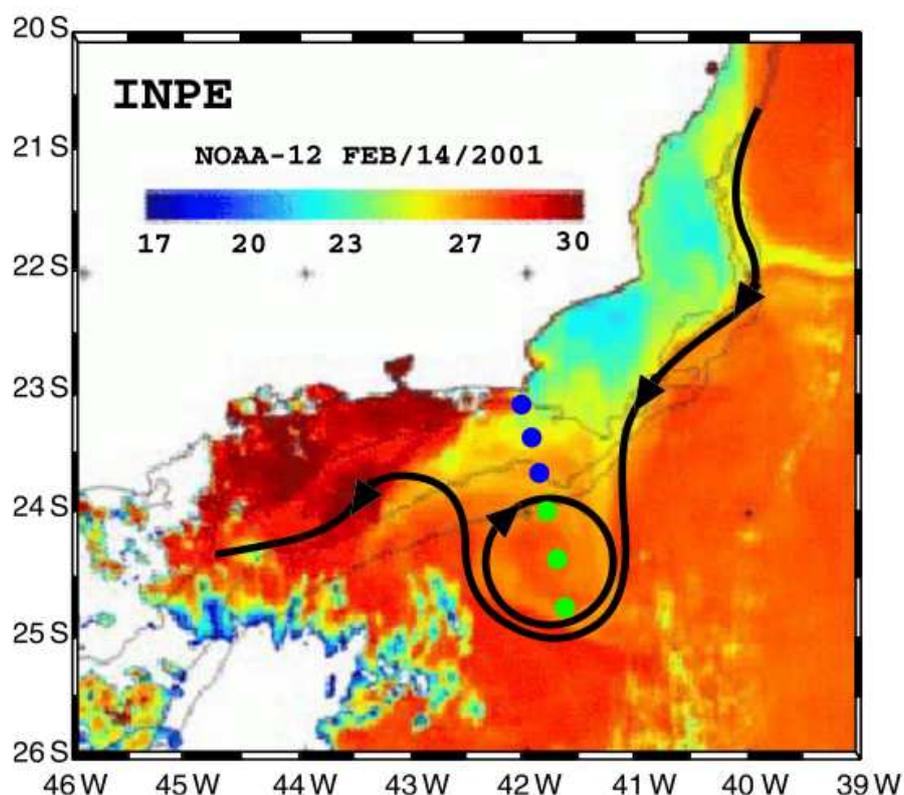


Figura 1.5: Imagem TSM-AVHRR, de 14 de fevereiro de 2001, apresentada por *Kampel* [2003] e editada por *Calado et al.* [2006] para realçar a presença do Vórtice de Cabo Frio. É possível observar o grande vórtice ciclônico ao largo de Cabo Frio.

meandros e vórtices ciclônicos e anticiclônicos, esquematizado na Figura 1.6.

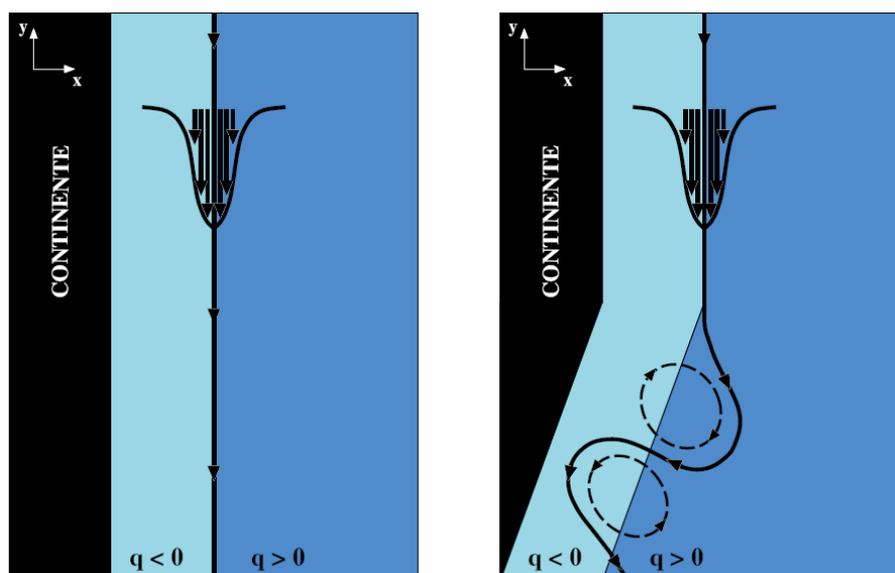


Figura 1.6: Interpretação gráfica da hipótese de *Campos et al.* [1995], apresentada por *Mattos* [2006]. O painel à esquerda representa a situação de costa orientada meridionalmente, enquanto o painel à direita, o comportamento de corrente ante a mudança de orientação da costa por um ângulo θ .

Além disso, é no interior da Baía de Santos que *Silveira et al.* [2000b] especulam

ocorrer a formação de pares vorticais, tanto de ciclones como de anticiclones, em lados opostos ao eixo da CB. Essa estrutura também foi observada através de imagens AVHRR (Figura 1.7 e Figura 1.8), e relatada por *Campos et al.* [1996]. *Silveira et al.* [2000b] especularam ainda que o fenômeno seja formado por ondas de Rossby barotropicamente instáveis.

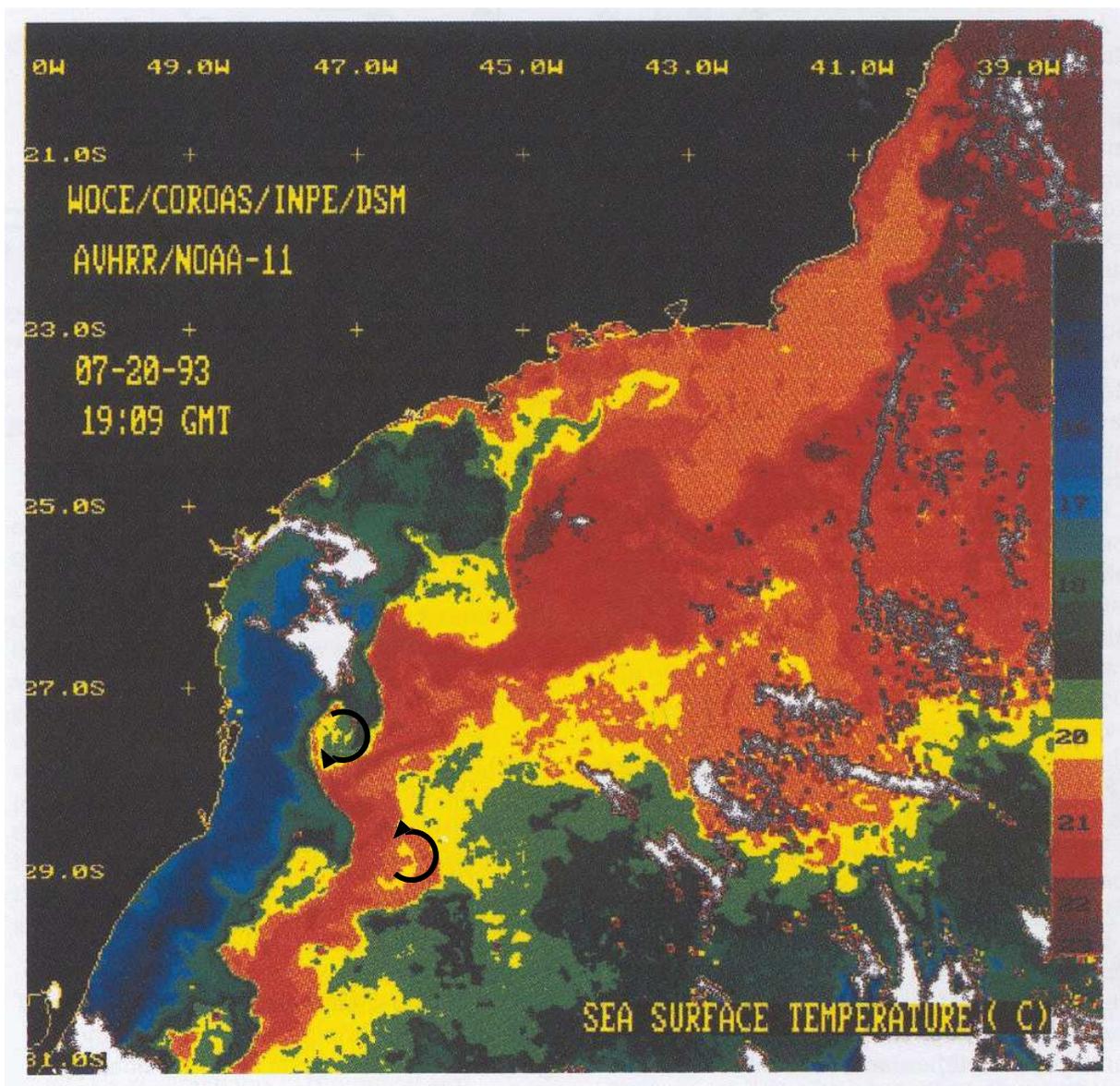


Figura 1.7: Imagem AVHRR apresentada por *Campos et al.* [1996]. Para o presente trabalho, foram realizadas edições na imagem, com a finalidade de se destacar a estrutura bipolar. As setas indicam o sentido de rotação dos dois vórtices dessa estrutura.

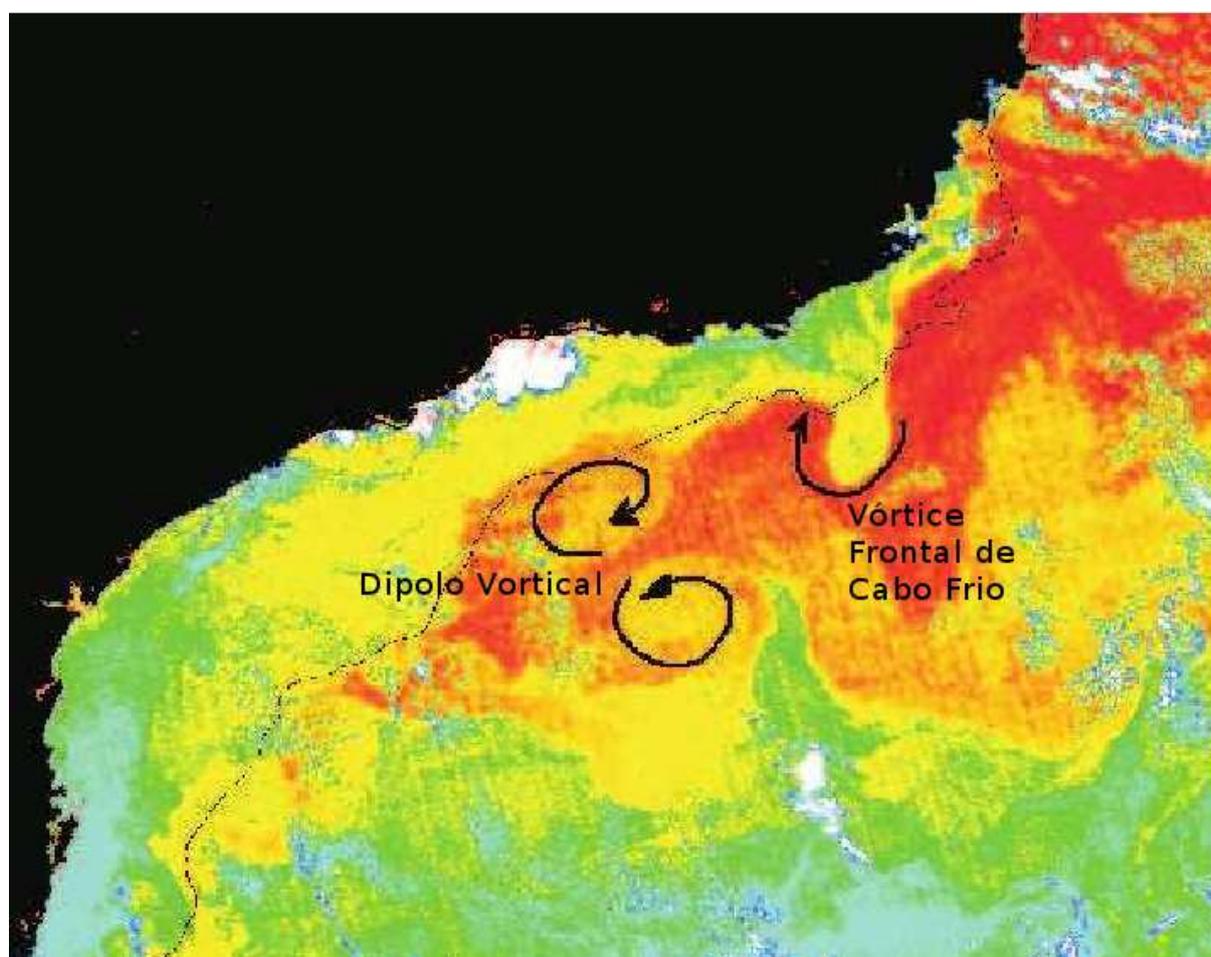


Figura 1.8: Imagem AVHRR apresentada por *Velhote* [1998] e editada tanto por *Silveira* [2007] quanto no presente trabalho com a finalidade de se destacar a estrutura bipolar e mostrar a diferença entre essa e um vórtice frontal (Vórtice de Cabo Frio). As setas indicam o sentido de rotação dos dois vórtices dessa estrutura. As cores próximas ao verde e azul indicam águas com menores temperaturas enquanto as cores próximas ao vermelho, águas mais quentes, associadas à CB.

1.3 Processos de Formação dos Dipolos Vorticais

De acordo com *Cushman-Roisin* [1994], o mecanismo dominante de formação das estruturas bipolares é a instabilidade barotrópica. Segundo a teoria linear de instabilidade, as condições necessárias, mas não suficientes, para a ocorrência de instabilidade barotrópica é que o gradiente de VP mude de sinal ao menos uma vez na direção normal ao escoamento. Este é o conhecido critério de Rayleigh-Kuo (se o escoamento se dá no plano β). O método conhecido como Dinâmica de Contorno (DC), discretiza o campo de VP em bandas de valor constante. Assim, é facilitada a interpretação do processo de instabilidade, que se reduz a acompanhar os contornos (descontinuidade-

des ou frentes de VP) que separam as bandas de VP. *Leal Silva & Silveira* [2001], seguindo *Cushman-Roisin* [1994], explicaram o desenvolvimento de dipolos vorticais em seu modelo de CCOs convergentes, ao largo do contorno oeste. Segundo os autores, perturbações impostas na frente central criam regiões de anomalias de VP, imersas em regiões de maior ou menor VP, mas de sinal oposto. Isso induz um movimento circular que origina os vórtices. A diferença de fase entre essas estruturas vorticais pode propiciar uma amplificação desses vórtices, que começam a interagir entre si, aumentando suas dimensões e transformando o escoamento inicial em um conjunto de dipolos vorticais que seguem um escoamento básico eventualmente enfraquecido. A Figura 1.9 apresenta tal desenvolvimento.

Bell & Pratt [1992], também através da utilização de técnicas de Dinâmica de Contorno, analisando a interação entre um vórtice singular e um jato zonal infinito (utilizando modelos barotrópico e equivalente barotrópico), sugerem que três "ingredientes" são responsáveis pelo processo de geração e posterior destacamento dos dipolos vorticais: **(i)** existência de um vórtice regular - os autores definem como vórtices regulares aqueles que produzem um campo de velocidades oposto ao escoamento do jato (vórtices isolados, por exemplo); **(ii)** a borda do jato deve conter vorticidade de sinal oposto a do vórtice e; **(iii)** um ponto de estagnação deve existir dentro do escoamento durante o período de uma rotação do vórtice. A Figura 1.10 ilustra o mecanismo de formação dos dipolos sugerido pelos autores.

Enquanto *Leal Silva & Silveira* [2001] observaram a formação de pares vorticais em estudos teóricos referentes à região de separação da CB de seu contorno oeste e *Bell & Pratt* [1992], através da utilização de um jato zonal infinito, *Schmidt* [2004] relatou a formação de tais estruturas ao analisar a influência da margem continental no escoamento das CCOs, inclusive em condições aproximadas ao observado na costa sudeste brasileira. O autor estabeleceu uma nova técnica para estudar a interação entre a CCO, seus vórtices e a margem continental, baseada na Dinâmica de Contorno. Ao analisar a interação entre a margem continental (tanto retilínea quanto curvilínea) e um vórtice singular (este seria a representação isolada de meandros ciclônicos e anticiclônicos das CCOs, no caso a CB), *Schmidt* [2004] observou a formação de dipolos vorticais se apre-

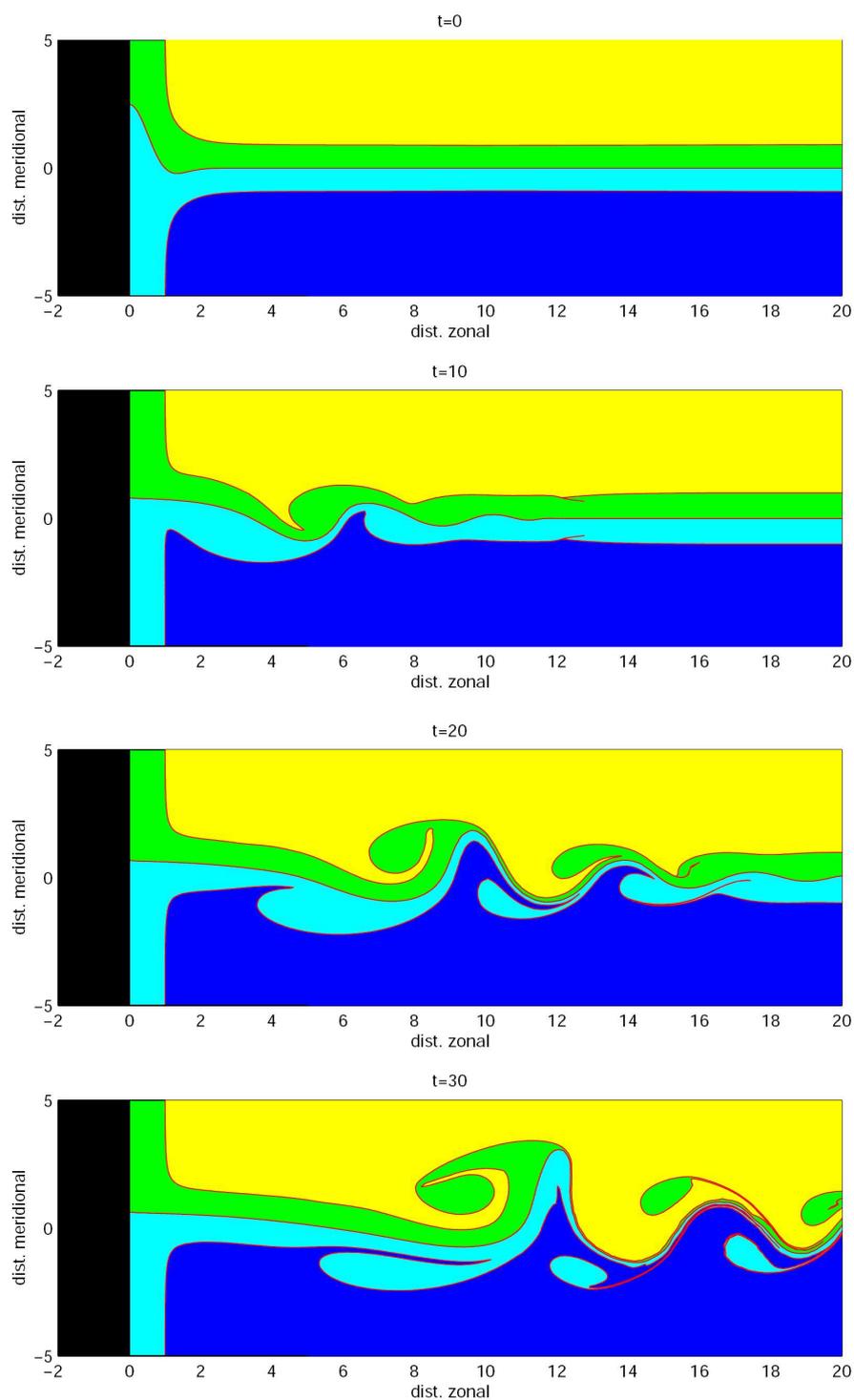


Figura 1.9: Exemplo de formação dos dipolos vorticais através do desenvolvimento da instabilidade barotrópica. Retirado de *Leal Silva* [2000].

sentando como estruturas robustas na região. Ainda de acordo com *Schmidt* [2004], a presença da margem continental contribuiu para a formação dos dipolos.

Como a utilização de modelos teóricos é uma abordagem simplificada dos processos reais, a ocorrência de dipolos vorticais também é comumente relatada em Correntes

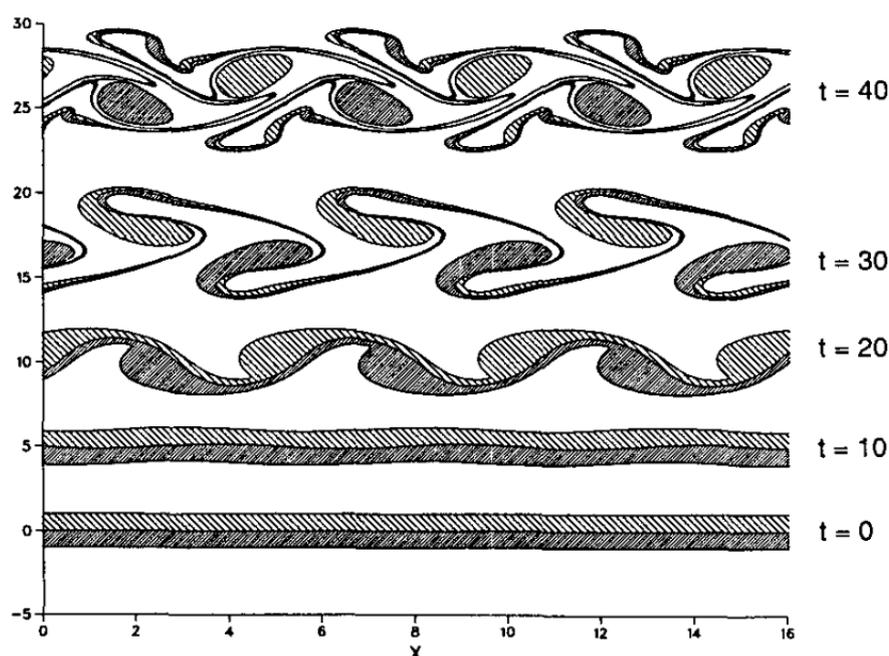


Figura 1.10: Mecanismo de formação dos dipolos, sugerido por *Bell & Pratt* [1992], resultando numa "rua de vórtices".

de Contorno Leste (CCLs) como o Sistema de Corrente da Califórnia (SCC). De acordo com *Marchesiello et al.* [2003], embora as observações dos pares vorticais sejam difíceis, por causa da fraca assinatura superficial do anticiclone, sua presença foi relatada ao longo de todo o SCC por alguns autores como *Ikeda et al.* [1984], *Thompson & Papadakis* [1987] e *Simpson & Lynn* [1990].

Embora citados alguns trabalhos, ainda existem poucas informações a respeito da estrutura vertical e/ou da dinâmica dos vórtices encontrados na CB, enquanto flui ao longo da costa brasileira, a partir de observações de velocidade ou dados de hidrografia. Destes vórtices, apenas encontramos, na literatura, informações acerca de meandros frontais de amplitude finita ou estruturas vorticais isoladas [*Signorini* [1978], *Silveira et al.* [2004], *Calado et al.* [2006] e *Silveira et al.* [2008]]. No entanto, a existência de dipolos vorticais foi apenas relatada a partir de imagens AVHRR, por *Campos et al.* [1996], e especulada sua formação por *Silveira et al.* [2000b]. Ou seja, inexiste descrição das estruturas de massa e velocidade bem como informações dinâmicas acerca do desenvolvimento e possíveis processos de instabilidade geofísica dos dipolos vorticais, enquanto a CB flui ao largo da costa sudeste brasileira.

1.4 Hipótese Científica

Com base na revisão apresentada anteriormente e perante à possibilidade de obtenção de informações dinâmicas de estruturas bipolares na CB, foram elaboradas as seguintes questões:

- Como é a estrutura tridimensional dos dipolos vorticais da CB na Bacia de Santos?
- O quão geostrófica é a estrutura bipolar?
- Existe interação dinâmica entre os vórtices ciclônico e anticiclônico entre si e destes com a CB?
- Será que seu desenvolvimento depende da instabilidade barotrópica?

A hipótese científica que norteará esta dissertação é que os dipolos vorticais da CB são distintos dos vórtices frontais em estrutura e são originados por processos de instabilidade barotrópica.

Para testar tal hipótese e responder às perguntas levantadas acima, utilizamos um conjunto de dados oriundo do Cruzeiro DEPROAS V, quando foi observada a estrutura bipolar. Um conjunto de técnicas de análise dinâmica de observações será conduzido a partir dos dados de temperatura, salinidade, pressão e velocidade (de ADCP de casco). O mapeamento objetivo das estruturas capturadas pela grade do cruzeiro é o ponto de partida para a descrição do dipolo e a avaliação da sua geostrofia via método proposto por *Silveira et al.* [2000a]. Em seguida, para avançar nas questões dinâmicas envolvendo a estrutura, análise de vorticidade será conduzida através da redução do oceano tridimensional a um modelo (orientado pelos dados) de $1\frac{1}{2}$ -camadas sob a aproximação quase-geostrófica, seguindo *Silveira et al.* [1999]. A conservação de vorticidade potencial será utilizada para inferência de propagação e eventual destacamento dos vórtices do eixo da CB, estendendo o método de *Godoi* [2005], inicialmente desenvolvido para meandros frontais. Finalmente, cálculo de instabilidade geofísica, nos moldes do conduzido por *Silveira et al.* [2000a], será realizado para identificar crescimento das estruturas anelares em questão.

1.5 Objetivos

O objetivo central deste trabalho é caracterizar, a partir de dados quase-sinóticos de velocidade e hidrográficos, a estrutura dinâmica de um dipolo vortical observado na Bacia de Santos, durante o Cruzeiro DEPROAS V, realizado na Primavera de 2003.

Esse objetivo central está atrelado a alguns objetivos específicos:

- I. Descrever o padrão geostrófico do dipolo e mapear a função de corrente geostrófica;
- II. Caracterizar a estrutura de velocidade do dipolo a partir do mapeamento de função de corrente observada;
- III. Obter os padrões de circulação geostrófica absoluta, com base nos campos dos itens I e II;
- IV. Reduzir dinamicamente os padrões a um oceano de $1\frac{1}{2}$ -camadas e obter o campo de vorticidade potencial;
- V. Analisar comparativamente diagramas entre a função de corrente e vorticidade potencial para verificação de possível evolução dinâmica do sistema mapeado;
- VI. Realizar análise de instabilidade a partir das anomalias anelares de vorticidade potencial e investigar a ocorrência de interações e crescimento barotrópico.

Abordaremos de maneira sequencial os objetivos específicos. Sendo assim, no Capítulo 2, iniciaremos apresentando o conjunto de dados e seus critérios de validação. No Capítulo 3, descreveremos os principais padrões termohalinos encontrados. No Capítulo 4, descreveremos os principais padrões de circulação. A análise dinâmica do trabalho será conduzida no Capítulo 5. E, por fim, o Capítulo 6 sintetiza os principais resultados obtidos e sugere trabalhos futuros.

Capítulo 2

Conjunto de Dados

2.1 Preâmbulo

Ponto crucial de qualquer trabalho calcado na análise observacional, um conjunto de dados e/ou sua preparação deficiente, podem gerar resultados errôneos ou, até mesmo, inviabilizar determinada abordagem. Sendo assim, neste Capítulo apresentaremos o conjunto de dados utilizado no trabalho, bem como seu tratamento básico e preparação para as posteriores análises. Tal conjunto se refere tanto aos dados termohalinos quanto aos dados de velocidade observada pelo ADCP de casco do Cruzeiro DEPROAS V (Setembro 2003).

2.2 Projeto DEPROAS

Como mencionado anteriormente, os dados utilizados são oriundos do quinto cruzeiro realizado dentro do escopo do Projeto “Dinâmica do Ecossistema da Plataforma da Região Oeste do Atlântico Sul”(DEPROAS). Esse projeto teve como principal objetivo o estudo dos mecanismos físicos que possibilitam a penetração da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) na Plataforma Continental adjacente à região delimitada pelo Cabo de São Tomé (RJ), ao norte, e pela Ilha de São Sebastião (SP), ao Sul. Todos os cruzeiros foram realizados a bordo do NOc. Professor W. Besnard, pertencente ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo.

O Cruzeiro DEPROAS V foi organizado, com uma grade de mesoescala, em cinco

radiais de alta resolução espacial, num total de 61 estações, consistindo de duas pernadas: a primeira, realizada entre os dias 22-26/09/2003, percorrendo as três primeiras radiais a partir da região de São Sebastião; e a segunda, realizada entre os dias 26-29/09/2003, concluindo as duas outras radiais. A malha amostral do cruzeiro é apresentada na Figura 2.1, sendo a primeira radial aquela mais ao sul, próxima de São Sebastião, e a quinta, aquela mais ao norte, ao largo de Cabo Frio.

A frequência de aquisição dos dados pelo CTD foi de 15 Hz. Neste trabalho, serão utilizados apenas os dados de descida dos perfis de CTD, pois considera-se que o processo de subida do aparelho é mais turbulento que o processo de descida, causando maior perturbação na estratificação original.

O ADCP de casco utilizado no DEPROAS V, cuja frequência é 150 kHz, é capaz de medir velocidades na coluna d'água da superfície até a profundidade de 400 metros em condições de mar e instalação ideais, de acordo com o fabricante do equipamento. A perfilagem vertical é dividida em camadas equi-espaçadas pré-configuradas de 8 metros.

Mesmo com os cuidados, ocasionalmente ainda ocorrem ruídos durante a aquisição dos dados. Por isso, esses ainda necessitam de um tratamento básico para se evitar problemas em sua análise e posterior interpretação. Como a natureza dos dados termohalinos e de velocidade é diferente, estes serão tratados em separado.

2.2.1 Tratamento Básico dos Dados Hidrográficos

Neste caso, além da eliminação de ruídos, são aplicadas rotinas de aprimoramento dos dados, objetivando torná-los mais contínuos e regulares verticalmente. Esse tratamento se divide em três processos, descritos a seguir, na sua sequência de realização:

1) Remoção de picos (*spikes*)

Durante a aquisição de dados, tanto ocorrem pequenas falhas de comunicação entre os sensores e a unidade de controle do CTD quanto falhas de funcionamento dos sensores em determinado ponto. Isso gera valores que são ordens de grandeza fora dos padrões das propriedades amostradas e valores espúrios, mas dentro da faixa aceitável para o oceano. Esses valores são chamados de picos

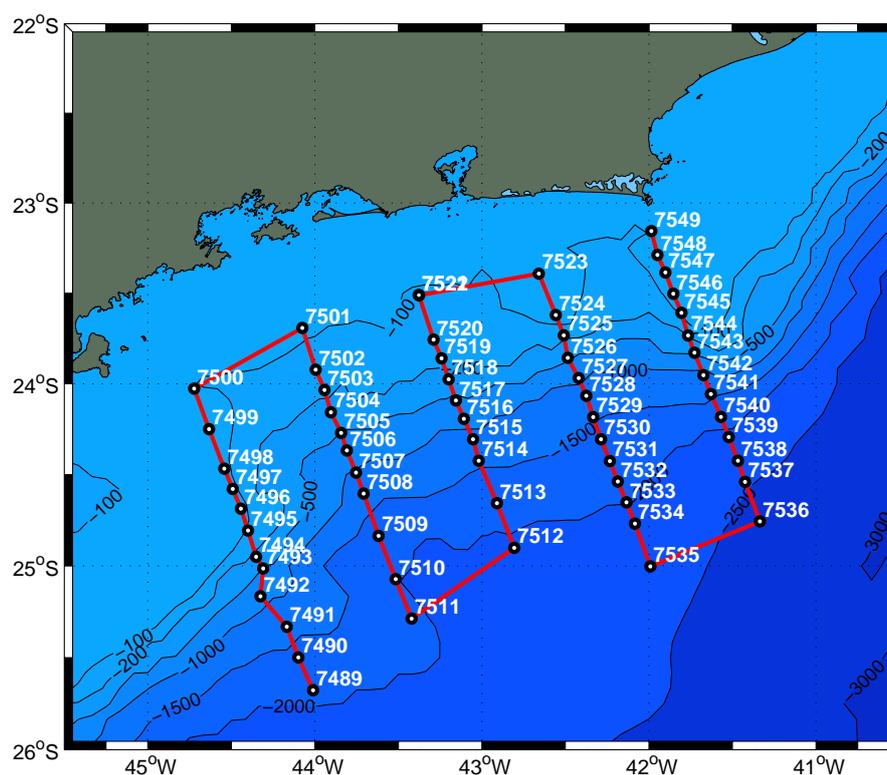


Figura 2.1: Malha amostral do Cruzeiro DEPROAS V. A linha vermelha indica o trajeto do navio e os locais de medição de velocidade (via ADCP), e os círculos pretos, as estações hidrográficas.

ou “spikes”, sendo necessária sua filtragem. Para sua remoção, estabelecemos taxas máximas de variação das propriedades e eliminamos os valores que a excedessem. Para isso, os perfis foram analisados em blocos de 10 metros, sendo eliminados os valores superiores ou inferiores a três vezes seu desvio padrão.

2) Binagem

Visto que a velocidade de descida do CTD é variável, então o intervalo de profundidade em que os dados são coletados não é uniforme. Para possibilitar um tratamento numérico adequado, é necessário se estabelecer um intervalo regular de amostragem, conhecido como processo de média em caixas. Como a frequência de amostragem do CTD adotada no Projeto DEPROAS foi de 15 Hz e a velocidade média de descida foi em torno de 1 ms^{-1} em estações profundas (nas estações rasas, as velocidades foram mais baixas para evitar o choque do aparelho com o fundo), existiam pelo menos quinze amostragens por profundidade inteira. Então, para cada profundidade inteira, estabelecemos uma “caixa” com todos os valores correspondentes e realizamos uma média. Ao fim do processo,

os perfis apresentam valores de temperatura e salinidade equi-espaciaos verticalmente e, como consequência da promediação, gradientes verticais de maior frequência são atenuados.

3) Alisamento por Janela Móvel

Consiste em um processo mais eficiente de suavização com o objetivo de atenuar aqueles gradientes ainda não atenuados pela média em caixa. Esse procedimento é desejável se, além da quantidade filtrada, suas primeira e segunda derivadas também são utilizadas em análises posteriores. Nesse procedimento, para cada valor, faz-se uma média ponderada utilizando valores adjacentes, sendo que o dado em questão tem o maior peso. A largura da janela, ou o número de pontos (intervalos de profundidades) deve ser variada em função da profundidade local, de maneira a suavizar mas não alterar os gradientes verticais básicos do perfil. Neste trabalho, a janela utilizada é do tipo “Hanning”, onde a distribuição dos pesos atribuídos às medidas adjacentes é dada por uma função suave que se assemelha a uma curva gaussiana. Foram aplicados diferentes tamanhos de janela de acordo com a profundidade da estação em questão, sendo de 5 pontos nas estações mais rasas que 100 metros, 21 para as estações entre 100 e 500 metros e 31, nas outras estações.

2.2.2 Tratamento Básico dos Dados de ADCP

O protocolo de tratamento básico dos dados de velocidade deste trabalho se baseia no ‘Common Ocean Data Access System (CODAS)’, um pacote de programas desenvolvidos pelo “Currents Group”, da Universidade do Havaí. Os procedimentos necessários foram subdivididos em subitens, para facilitar a explicação:

Promediação temporal

O próprio princípio para a obtenção dos perfis de velocidade (Efeito Doppler) é bastante ruidoso, fazendo com que sejam necessárias etapas de remoção desses ruídos.

Neste trabalho, são utilizados os arquivos de médias longas (‘Long Time Average - LTA’) que, conforme consta nas informações de configuração do ADCP nesse cruzeiro,

estão separados em intervalos de 10 minutos. Então, livres dos ruídos mais grosseiros, passaremos a próxima etapa, a obtenção dos valores absolutos das correntes (oriundos da remoção da velocidade do navio).

Cálculo da velocidade absoluta do navio

Como o ADCP de casco não se encontra em um referencial fixo, para a obtenção de velocidade absoluta do fluido, é necessário o acoplamento de uma agulha Giroscópica (GYRO) e um Sistema de Posicionamento Global (GPS). O GPS fornece as coordenadas geográficas do navio a cada tomada de perfil pelo ADCP, possibilitando o cálculo do vetor velocidade do navio ao considerarmos o tempo entre cada medida. Enquanto a GYRO indica a direção em que a proa da embarcação está apontada em relação ao norte verdadeiro, mostrando possíveis desvios da mesma em relação à trajetória desenhada pelos pontos obtidos via GPS. Então, teoricamente, tendo-se uma boa estimativa da velocidade do navio, basta uma soma vetorial para que seja obtida a velocidade absoluta das correntes.

O problema é que a GYRO usualmente apresenta uma resposta mais lenta do que a necessária para a frequência em que se tomam os perfis de ADCP. Isso se torna um problema nos trechos em que o navio executa manobras bruscas. Esses trechos são tipicamente as paradas para realização de estações hidrográficas e os trechos de navegação entre duas radiais. Para eliminar estes desvios, associados à GYRO, foi adotado o procedimento de calibração segundo *Joyce* [1989] e *Pollard & Read* [1989]. Esse método recebe o nome de 'Watertracking', pois se baseia na utilização de uma camada de referência para o cálculo da velocidade absoluta do navio. No presente trabalho, esta camada foi a décima terceira, que corresponde, aproximadamente, a 110 metros de profundidade. Tal escolha visa evitar a maior variabilidade espacial das correntes em níveis mais rasos e, ao mesmo tempo, evitar regiões mais profundas, consequentemente, de menor penetração do sinal do ADCP.

Remoção de perfis espúrios

Essa etapa consiste na eliminação de perfis espúrios, seja automaticamente ou manualmente.

Dentre os parâmetros disponíveis para o diagnóstico de deficiências na qualidade dos dados, a velocidade vertical é o mais utilizado. Assume-se que, nos oceanos, a velocidade vertical é muito pequena quando comparada à velocidade horizontal, diferindo minimamente em uma ordem de grandeza. Sendo assim, perfis que apresentaram valores de velocidade vertical maiores que de velocidade horizontal, ou apresentaram magnitudes de velocidade vertical maiores que um valor pré-determinado, foram eliminados.

Além disso, como pretendemos estudar escoamentos oceânicos, foram descartados todos os perfis que apresentaram velocidades horizontais com magnitude maior que 2 ms^{-1} .

Por fim, foram utilizados a intensidade do eco e o 'Percent Good' (foram descartados os perfis que não atingiram ao menos 50%) para eliminar dados espúrios.

Caso algum perfil espúrio tenha insistido em permanecer no conjunto de dados, esse foi removido manualmente, utilizando inspeção visual. Nesse momento, buscou-se por mudanças bruscas e isoladas na direção e/ou magnitude de velocidade em pequenos trechos, ou evidências sérias de descontinuidades no escoamento, como grandes divergências ou convergências em áreas limitadas.

Após prepararmos os dados termohalinos e de velocidade, serão aplicadas, a partir de agora, as diferentes metodologias de análise que, conforme adiantado na Seção 1.5, necessitarão de gradeamento horizontal.

2.2.3 Gradeamento Horizontal dos Campos

Na construção dos campos horizontais, utilizaremos a técnica de interpolação referida na literatura como *Análise Objetiva (AO)*. De acordo com *Bretherton et al.* [1976], ela é baseada num resultado estatístico padrão - o Teorema de Gauss-Markov. Esse teorema fornece uma expressão para a estimativa de erros mínimos quadráticos de variáveis físicas (temperatura, salinidade, velocidade, função de corrente, vorticidade, etc.), sendo a estatística do campo estimada na forma de espectro espaço-temporal. Mapas de erros são obtidos através de estimativas da raiz do erro médio quadrático.

Carter & Robinson [1987] mostram que a AO de dados oceânicos pode ser pensada como um ajuste por mínimos quadrados onde as funções-peso dependem da

correlação entre os dados. Logo, sua implementação requer um conhecimento *a priori* da função de correlação das variáveis, C , e da variância do erro amostral aleatório, ϵ^2 . Seguindo *Emery & Thomson* [1998], embora a especificação da matriz de correlação deva ser determinada na estrutura observada das variáveis do oceano, há a opção de se utilizar uma forma matemática teórica ajustada e baseada nesta estrutura. Esta abordagem é sugerida quando os dados amostrados são esparços, o que não é necessariamente o caso dos dados do DEPROAS V.

Em se tratando de mapeamento horizontal de escoamentos geofísicos, buscamos utilizar uma função de correlação dada por:

$$C(\Delta x, \Delta y) = (1 - \epsilon^2)e^{-[(\Delta x)^2/l_x^2 + (\Delta y)^2/l_y^2]}, \quad (2.1)$$

onde Δx e Δy representam os incrementos espaciais horizontais nas direções zonal e meridional, respectivamente, l_x e l_y são os chamados comprimentos de correlação e ϵ^2 é a variância do erro amostral aleatório.

Para essa natureza de escoamentos, as diferenças entre os comprimentos de correlação horizontais l_x e l_y costumam ser sutis como consequência da forte isotropia horizontal, principalmente em regiões de alta atividade vortical. Em muitos casos e principalmente naqueles envolvendo mapeamento de quantidades com estruturas de caráter radial, tal como característico de vórtices, é convidativo utilizar a forma isotrópica gaussiana da Equação 2.1:

$$C(r) = (1 - \epsilon^2)e^{-r^2/l_c^2}, \quad (2.2)$$

onde $r = \sqrt{x^2 + y^2}$ e l_c é o comprimento de correlação horizontal na direção radial.

O comprimento de correlação e a variância do erro amostral podem ser determinados de duas maneiras conhecidas: (I) a partir do ajuste não-linear da função de correlação amostral dos dados à forma teórica (Eq. 2.2) ou (II) através do conhecimento prévio da estrutura do campo investigado e das principais feições que se quer realçar. Nesta dissertação, para a determinação dos parâmetros, foi utilizado o caso II. Adotamos $l_c = 130 \text{ km} \approx 1,2^\circ$ e uma variância do erro amostral aleatório $\epsilon^2 = 0,05$.

A escolha do comprimento de correlação é responsável pelo selecionamento do

comprimento de onda das estruturas. Isso ocorre porque ele determina a forma de decaimento da função peso. Quanto maior o l_c , maior a filtragem espacial. Com isso, a resolução espacial das estruturas mapeadas decresce devido à remoção de estruturas de menor escala. Ou seja, o erro de interpolação é função da distribuição das estações relativamente à grade (baseado no comprimento de correlação adotado) e da variância do erro amostral considerada. O ideal é tentar conciliar a resolução das estruturas com a confiabilidade da interpolação.

Em resumo, o emprego da \mathcal{AO} como técnica de interpolação na construção dos campos horizontais estima o valor desta quantidade para cada ponto pertencente à grade de interpolação de escolha. Como subproduto, a \mathcal{AO} nos fornece o campo de erros, estimado a partir da raiz do erro médio quadrático (REM_Q), associado ao processo de interpolação. As Figuras 2.2 e 2.3 apresentam, respectivamente, a grade confeccionada para a interpolação dos campos, e os mapas de erros de interpolação para os campos termohalinos e de velocidade observada. A grade é curvilínea e se caracteriza por uma resolução de 30×40 pontos espaçados, em média, 6,8 km na direção normal à costa e 7,2 km na direção paralela à mesma. Com esses parâmetros, os maiores valores para o erro de interpolação foram em torno de 10% para os campos oriundos dos dados hidrográficos e de 5% para os dados de ADCP.

Agora, após definirmos os parâmetros de controle, o pré-processamento e a metodologia de gradeamento dos dados, podemos seguir adiante com as análises.

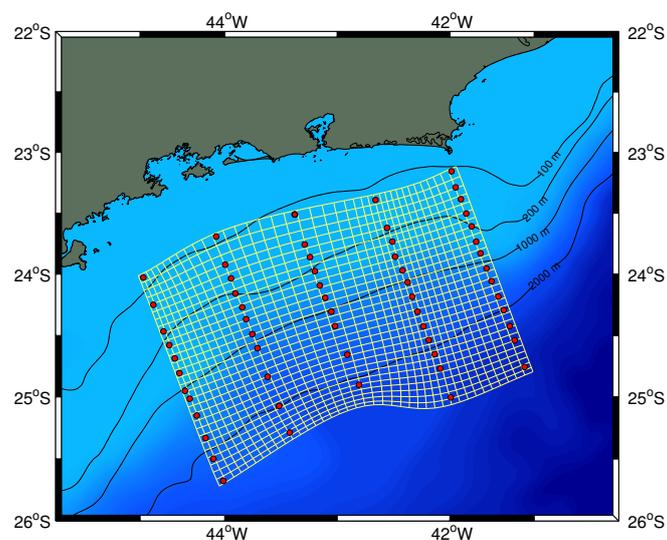


Figura 2.2: Grade utilizada para interpolação das quantidades físicas. Os pontos cheios indicam a localização das estações hidrográficas.

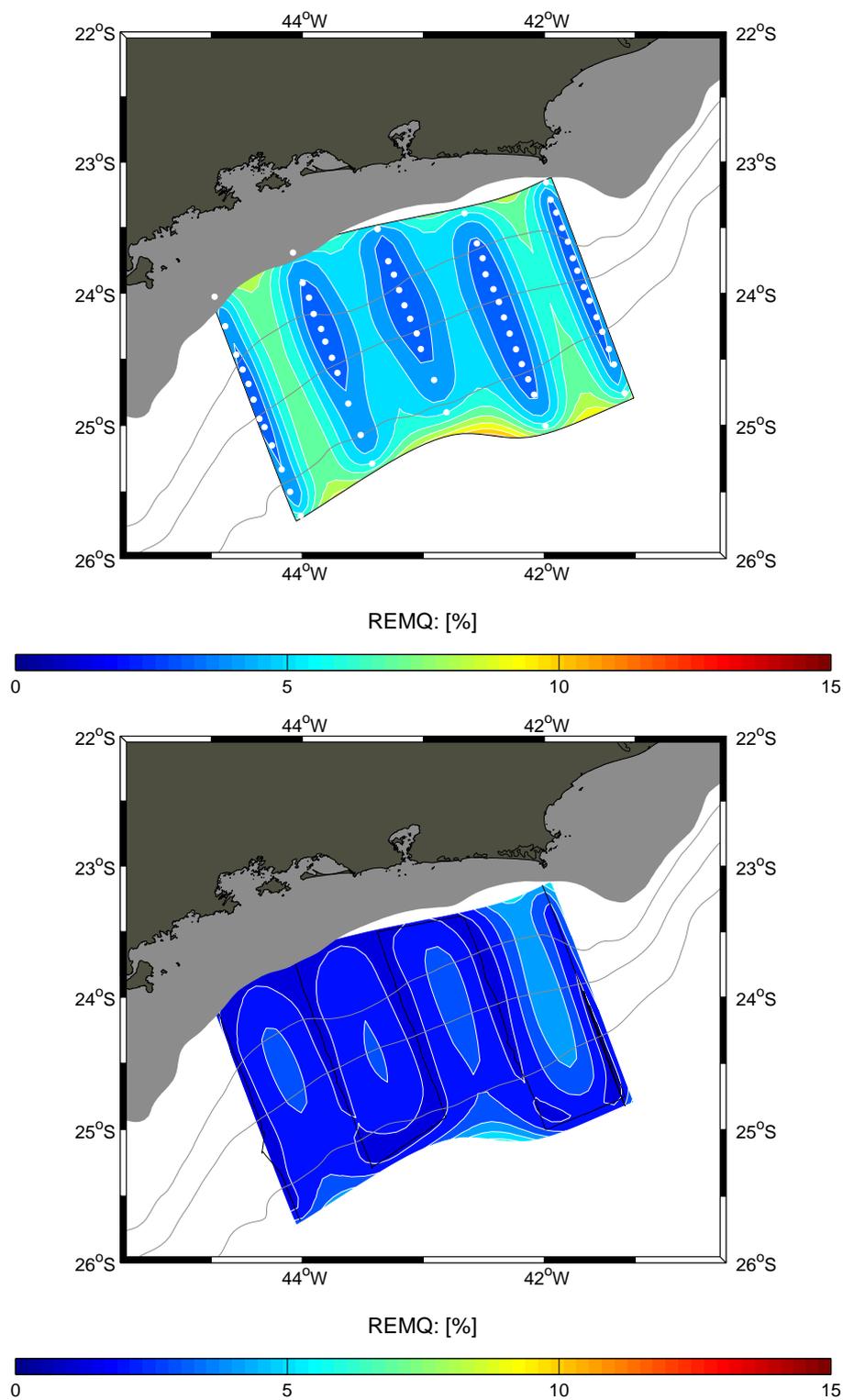


Figura 2.3: Mapa de erro médio quadrático percentual de interpolação por AO para os dados hidrográficos [superior] e de corrente (ADCP), entre 20 e 150 metros [inferior]: $l_c = 1,2^\circ$ e $\epsilon^2 = 0,05$.

Capítulo 3

Padrões Termohalinos

3.1 Preâmbulo

Agora, após prepararmos os dados de entrada, iniciaremos a investigação sobre as estruturas encontradas com base na análise dos dados termohalinos. O passo inicial é obter a caracterização da estrutura de massa da feição, o que já se apresenta como indicativo do padrão de circulação geostrófica.

No Capítulo 2, foi apresentada a grade e o método para a interpolação horizontal dos campos. Agora, iniciaremos a apresentação pelas distribuições horizontais de temperatura, salinidade e anomalia de densidade potencial σ_θ , esta última calculada a partir da equação de estado da água do mar. Seguindo a proposta do trabalho, concentraremos-nos nas discussões relativas às estruturas contidas no domínio vertical da CB. Para tanto, resta-nos definir tal domínio: adiantando o assunto da próxima seção, basearemos-nos no trabalho de *Godoi* [2005], que estimou em, aproximadamente, 480 m a região de domínio da CB na Baía de Santos. Então, utilizaremos os níveis de 20, 50, 100, 200, 300 e 400 m para apresentarmos os resultados.

3.2 Distribuições Horizontais de Temperatura

A distribuição de temperatura em seu nível mais superficial, 20 m (Figura 3.1), apresenta valores máximos em torno de 24°C e mínimos de 22°C. Note a pequena variação de temperatura deste campo, 2°C. Como já mencionado na seção 1.2, de

acordo com *Silveira* [2007], estes valores de temperatura são referentes à AT. Considerando a pequena variação de temperatura (ΔT) em todo o campo, torna-se difícil observarmos indícios da presença de alguma estrutura de mesoescala. Claramente, é a região da camada de mistura.

No que diz respeito ao ΔT , o campo de temperatura a 50 m (Figura 3.2) apresenta situação um pouco diferente, sendo cerca de 6°C . Isso acontece porque, na porção superior da grade, entre as radiais 2 e 3, existe um pequeno trecho cujo menor valor é cerca de 18°C . Valor esse que se encaixa no limite de temperatura da ACAS. Novamente, o máximo de temperatura é, aproximadamente, 24°C . Excluindo a região entre as radiais 2 e 3, o restante do campo apresenta temperaturas acima de 20°C , ou seja, valores dentro do limite da AT.

O cenário é bastante diferente a 100 m (Figura 3.3). A variação de temperatura chega a 10°C . Além disso, toda a região da grade próxima à costa apresenta valores condizentes com a ACAS, ao passo que, na porção oceânica, os valores são indicativos da AT. O maior gradiente de temperatura é observado entre as radiais 4 e 5, onde existe máximo de 24°C na região oceânica e mínimo de 14°C próximo à costa. Outro padrão interessante é o que ocorre também entre as radiais 4 e 5, onde infere-se que a água mais fria, provavelmente ACAS, é transportada para a porção oceânica da grade.

Assim como na Figura 3.3, na distribuição de 200 m (Figura 3.4), os máximos e mínimos de temperatura também ocorrem entre as radiais 4 e 5. Respectivamente, tais valores são 20°C e 13°C , tendo como consequente gradiente de temperatura 7°C . Note que, apesar da profundidade, o gradiente permanece relativamente elevado. O máximo de temperatura está no limite de valor entre AT e ACAS. É interessante registrar que, semelhante ao nível anteriormente apresentado, o máximo de temperatura ocorre entre as radiais 4 e 5, na porção oceânica da grade.

Essa situação se repete nos campos de 300 e 400 m (Figuras 3.5 e 3.6), sendo os máximos 17°C e 15°C , respectivamente. Assim como nos máximos, os valores mínimos são muito próximos, sendo 12°C e 10°C . Isso resulta em gradientes iguais, 5°C .

Após a descrição dos campos de temperatura, passemos aos campos de salinidade.

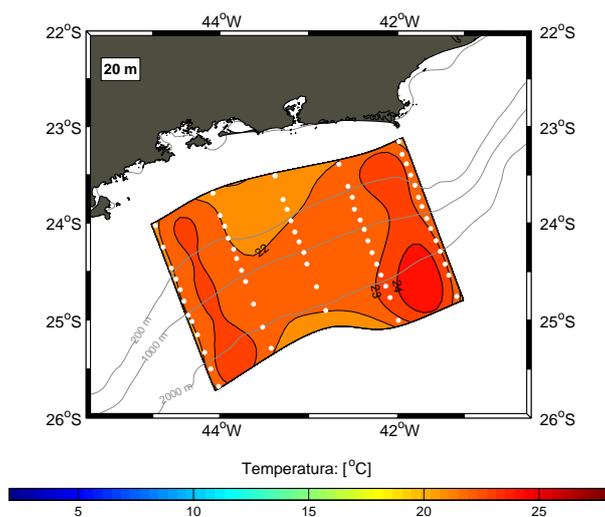


Figura 3.1: Distribuições horizontais de temperatura para o nível de 20 m.

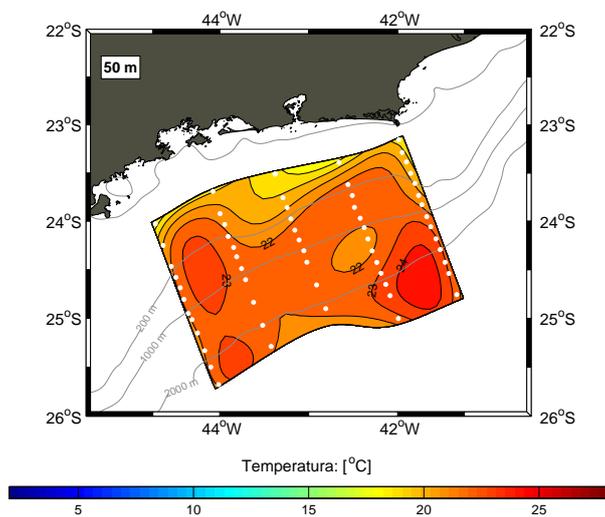


Figura 3.2: Distribuições horizontais de temperatura para o nível de 50 m.

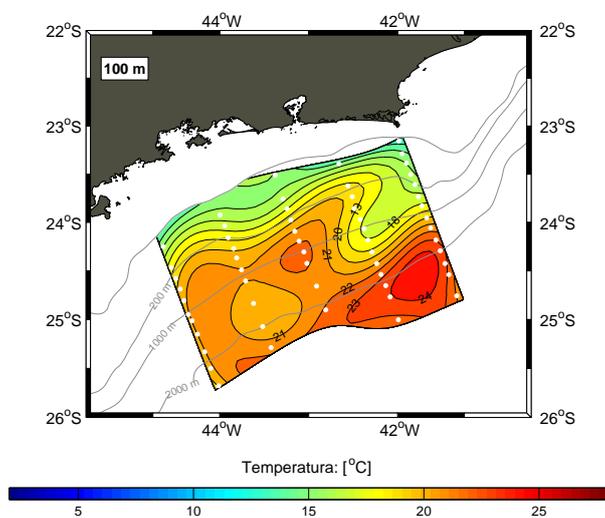


Figura 3.3: Distribuições horizontais de temperatura para o nível de 100 m.

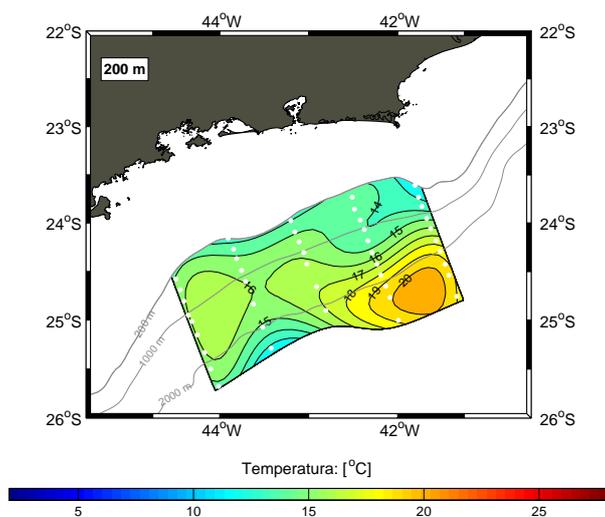


Figura 3.4: Distribuições horizontais de temperatura para o nível de 200 m.

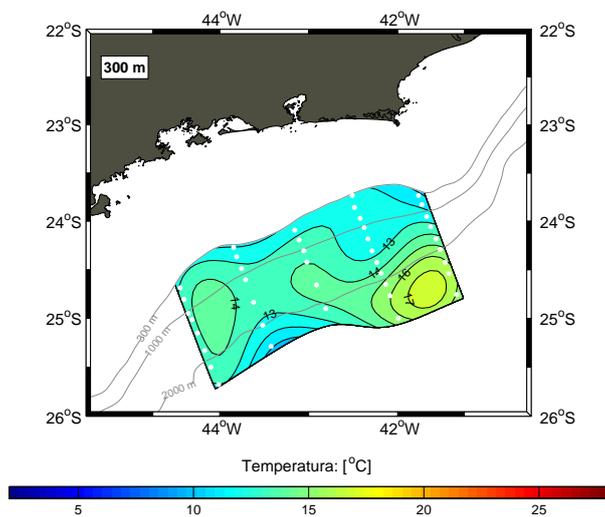


Figura 3.5: Distribuições horizontais de temperatura para o nível de 300 m.

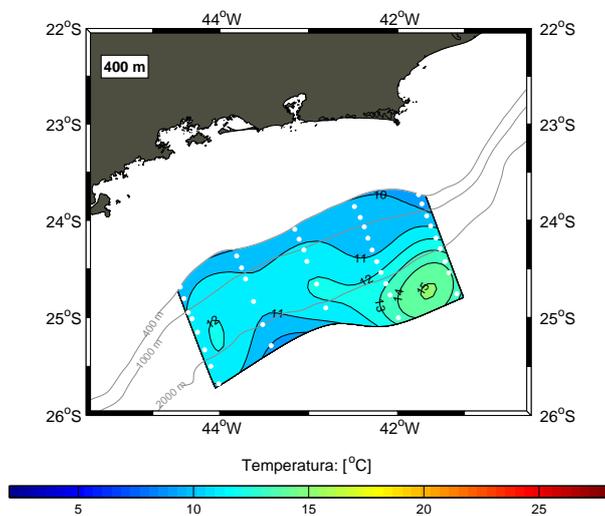


Figura 3.6: Distribuições horizontais de temperatura para o nível de 400 m.

3.3 Distribuições Horizontais de Salinidade

Diferentemente dos campos de temperatura, já a 20 m (Figura 3.7) observamos um máximo de salinidade na região oceânica entre as radiais 4 e 5, acima de 37. O valor mínimo ocorre na porção costeira da grade, cerca de 35,5, dentro dos limites da Água Costeira (AC), considerando que é alta a temperatura no correspondente nível. A maior parte do campo apresenta valores que enquadram-se nos limites apresentados na seção 1.2 para a AT.

Situação diferente ocorre ao nível de 50 m (Figura 3.8), onde apesar do máximo de salinidade ocorrer na mesma região, sendo inclusive os valores próximos (acima de 37), praticamente todo o campo possui valores inseridos nos limites de salinidade da AT.

No que tange ao padrão apresentado, a distribuição de salinidade ao nível de 100 m (Figura 3.9) possui grande semelhança com o campo de temperatura de mesmo nível (Figura 3.3), onde o máximo também é observado entre as radiais 4 e 5, sendo acima de 37. Assim como na Figura 3.3, infere-se que a massa de água com menor salinidade é transportada para a região oceânica.

A posição do máximo de salinidade se repete nos níveis de 200 e 300 m (Figuras 3.10 e 3.11), sendo 36,2 e 35,8, respectivamente. Note que ao lado do máximo de salinidade, ainda entre as radiais 4 e 5, observa-se uma estrutura com valores de salinidade menores que a região adjacente, em ambos os níveis. À exceção do máximo de salinidade, todos os outros valores de salinidade se encaixam nos limites da ACAS. Aliás, observando o nível de 200 m, o valor de 36,2 é o valor limítrofe entre AT e ACAS, apontado por *Silveira* [2007]. A mesma situação ocorreu na distribuição horizontal de temperatura a 200 m, sendo aquele valor 20°C. Vale lembrar que, de acordo com *Silveira* [2007], a AT possui espessura média de, aproximadamente 140 m na região.

Com relação ao nível de 400 m (Figura 3.12), o campo apresenta valores oscilando em torno de 35, exceto por um pequeno máximo de salinidade, posicionado na mesma região anteriormente relatada (entre as radiais 4 e 5, na porção oceânica da grade), com valores de 35,4.

Finalizada a descrição e identificações dos principais padrões termohalinos, a análise do campo de densidade é o próximo passo.

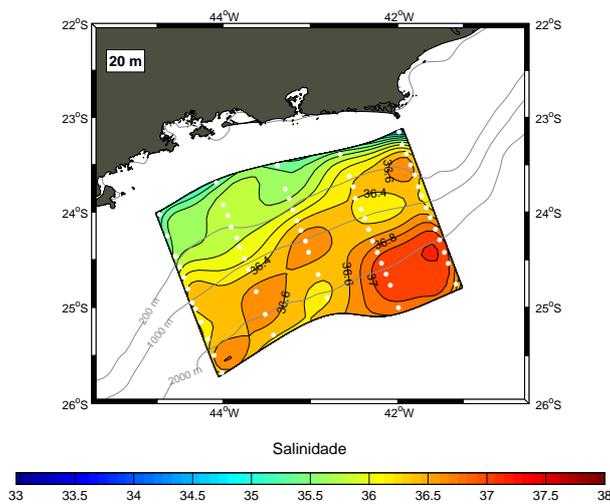


Figura 3.7: Distribuições horizontais de salinidade para o nível de 20 m.

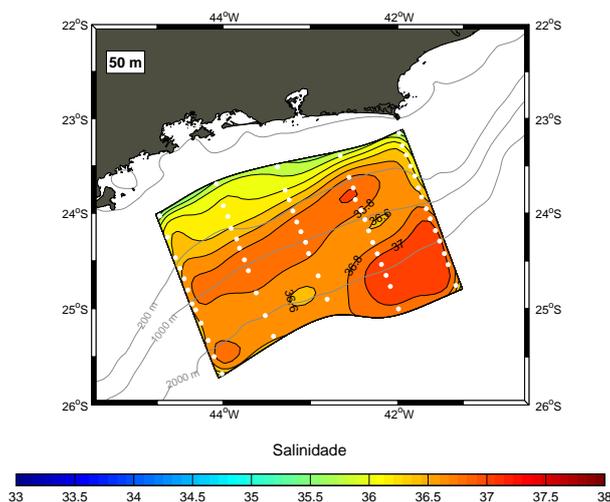


Figura 3.8: Distribuições horizontais de salinidade para o nível de 50 m.

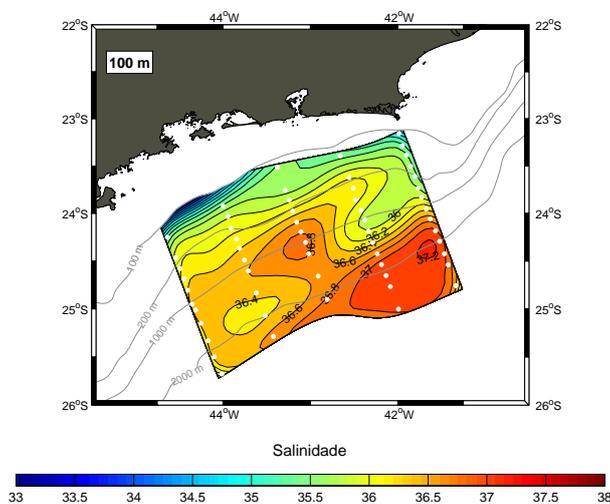


Figura 3.9: Distribuições horizontais de salinidade para o nível de 100 m.

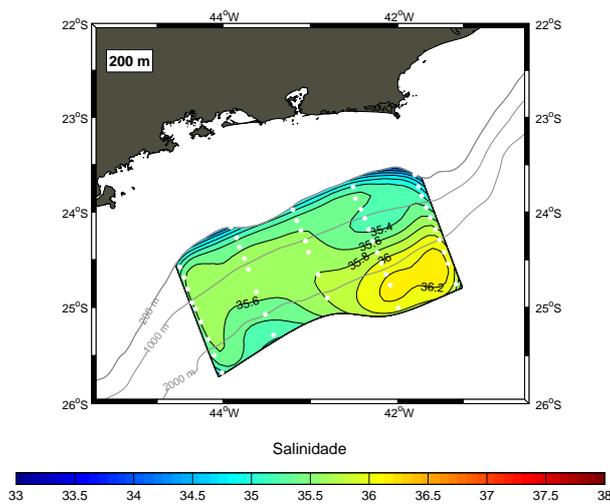


Figura 3.10: Distribuições horizontais de salinidade para o nível de 200 m.

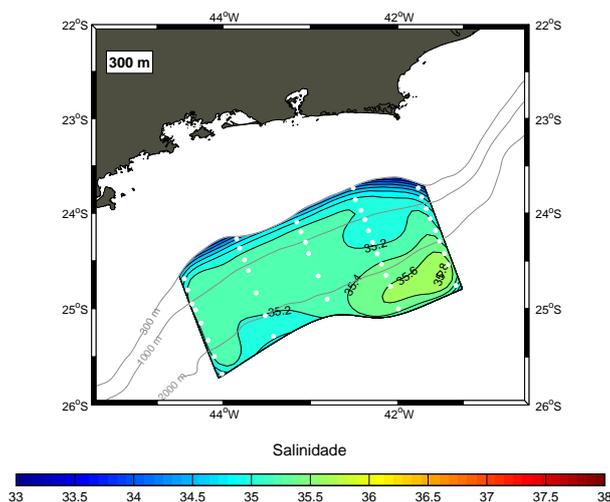


Figura 3.11: Distribuições horizontais de salinidade para o nível de 300 m.

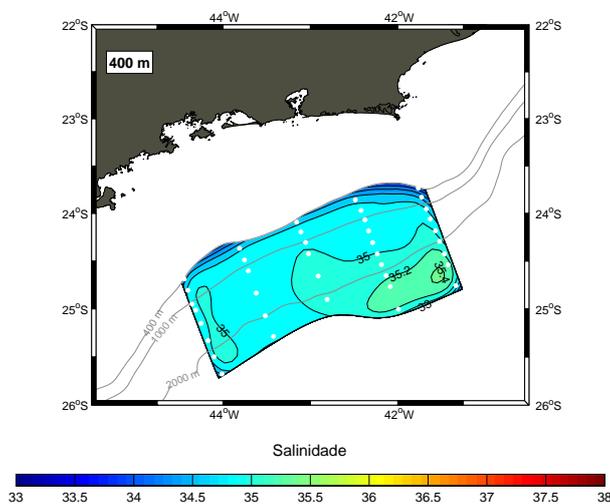


Figura 3.12: Distribuições horizontais de salinidade para o nível de 400 m.

3.4 Distribuições Horizontais de Densidade

Os valores e mapas apresentados (Figuras 3.13 a 3.18) referem-se à anomalia de densidade potencial, definida por $\sigma_\theta = \rho_\theta - 1000$.

Na profundidade de 20 m (Figura 3.13), os maiores valores de anomalia de densidade são observados na porção oceânica da grade, entre as radiais 4 e 5. Isso ocorre porque, apesar da temperatura não sofrer grande variação nesse nível, a salinidade exerce maior influência no valor de σ_θ . De qualquer forma, tanto a 20 m quanto a 50 m (Figuras 3.13 e 3.14, respectivamente), os valores de anomalia de densidade potencial em todo o campo sofrem variação muito pequena, provavelmente por se tratar de região dentro da camada de mistura.

Uma situação interessante é observada ao nível de 100 m, na Figura 3.15, onde infere-se um vórtice ciclônico (entre as radiais 4 e 5, na porção costeira da grade) intrudindo uma massa de água mais densa, associada à ACAS. Os valores de temperatura e salinidade dessa estrutura encaixam-se aos índices termohalinos da ACAS apresentados no Capítulo 1 e baseados em *Silveira* [2007]. Além disso, na região oceânica entre as radiais 4 e 5 observa-se um padrão termohalino semelhante ao padrão de um anticiclone, com máximos de temperatura e salinidade e mínimos de densidade. E esse padrão faz-se presente também nos níveis de 200 a 400 m (Figura 3.16 a 3.18). Talvez seja a inclinação das isopicnais o motivo para se encontrar índices termohalinos limites da AT em profundidades abaixo da espessura desta massa de água. Adicionalmente, nos níveis de 200 a 300 m (Figuras 3.16 e 3.17), é possível identificar mínimos de temperatura e salinidade e máximos de densidade na região mais próxima à costa, entre as radiais 4 e 5, semelhante ao padrão termohalino de um ciclone.

Provavelmente, essa combinação de um padrão ciclônico com um padrão anticiclônico é fruto da presença do dipolo vortical na região.

No próximo capítulo, serão construídos mapas de Função de Corrente que subsidiarão o estudo da estrutura vortical bipolar semelhante àquela exibida na Figura 1.8.

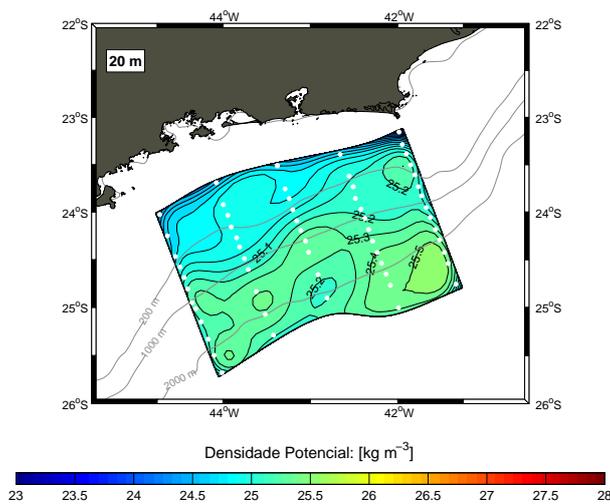


Figura 3.13: Distribuições horizontais de anomalia de densidade potencial para o nível de 20 m.

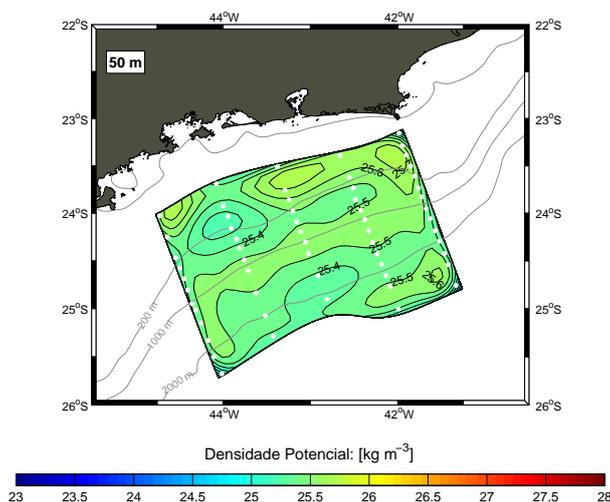


Figura 3.14: Distribuições horizontais de anomalia de densidade potencial para o nível de 50 m.

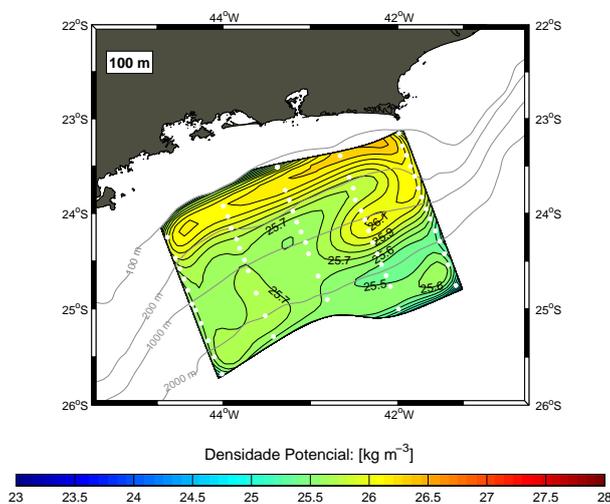


Figura 3.15: Distribuições horizontais de anomalia de densidade potencial para o nível de 100 m.

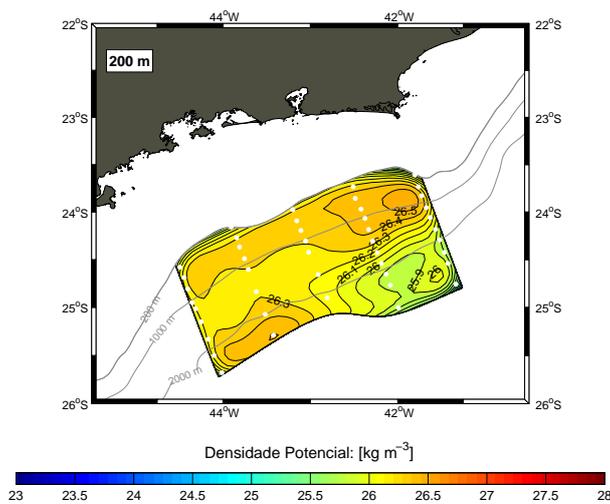


Figura 3.16: Distribuições horizontais de anomalia de densidade potencial para o nível de 200 m.

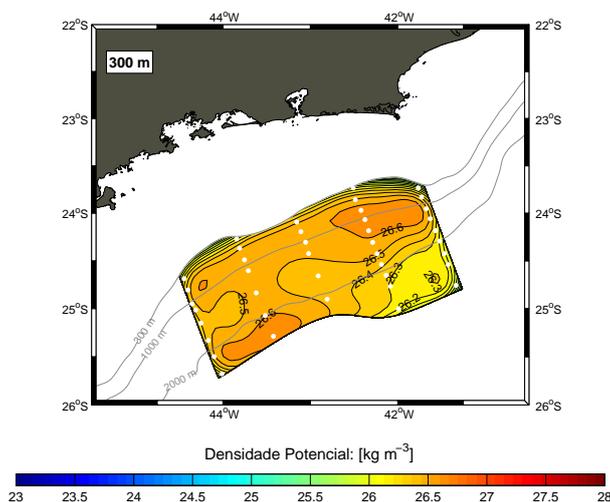


Figura 3.17: Distribuições horizontais de anomalia de densidade potencial para o nível de 300 m.

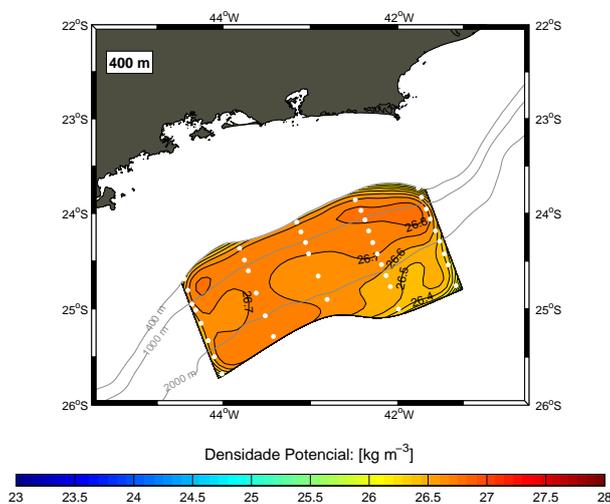


Figura 3.18: Distribuições horizontais de anomalia de densidade potencial para nível de 400 m.

Capítulo 4

Padrões de Circulação

4.1 Preâmbulo

Após os padrões indicativos da presença da estrutura vortical bipolar, observados nos campos termohalinos, analisaremos as distribuições horizontais de velocidade em três diferentes abordagens: a Função de Corrente Geostrófica Relativa, a Função de Corrente Observada e a Função de Corrente Absoluta.

4.2 Campos de Velocidade Geostrófica Relativa

4.2.1 Fundamentação Teórica

O cálculo da Função de Corrente Geostrófica é possível porque, de acordo com a Equação da Continuidade, o movimento geostrófico possui, aproximadamente, natureza não-divergente horizontalmente, $\nabla_H \cdot \vec{v} = 0$, ou

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0. \quad (4.1)$$

Todo campo de velocidades com essa característica apresenta uma importante propriedade física, a qual diz que o vetor velocidade \vec{v} , num dado instante t , é tangente à uma linha de corrente, representada por isolinhas de Função de Corrente ψ .

Sendo assim, as componentes u e v da velocidade são representadas por

$$u = -\frac{\partial\psi}{\partial y} \quad \text{e} \quad v = \frac{\partial\psi}{\partial x}. \quad (4.2)$$

Partindo das componentes horizontais do movimento geostrófico em coordenadas isobáricas, tem-se

$$u = -\frac{1}{f_0} \frac{\partial\Delta\Phi}{\partial y} \quad \text{e} \quad v = \frac{1}{f_0} \frac{\partial\Delta\Phi}{\partial x}, \quad (4.3)$$

onde f_0 é o parâmetro de Coriolis médio para a área de estudo e $\Delta\Phi$, a anomalia do geopotencial, definida por:

$$\Delta\Phi = \int_{p_0}^p \delta dp, \quad (4.4)$$

onde δ é a anomalia do volume específico. Então, o $\Delta\Phi$ pode ser calculado com base em um nível de referência (p_0), estabelecido arbitrariamente.

Então, de acordo com as Eq. 4.3 e 4.4, este método fornece velocidades geostróficas relativas ao nível mais profundo $p = p_0$, ou seja, um valor para o cisalhamento de velocidades entre os níveis p e p_0 . Sendo assim, é necessário ter cuidado durante a interpretação desses resultados. Por este motivo, é comum se tentar adotar como nível de referência aquela profundidade na qual a velocidade é próxima de zero ou muito pequena, se comparada às velocidades próximas à superfície. O problema está na estimativa desse nível. Para tal, pode-se utilizar o critério dinâmico (por exemplo, baseado em *Defant* [1941]), o critério de massas de água, ou basear-se diretamente de informações da literatura. Conforme mencionado no Capítulo 3, foi adotado o nível de referência estimado por *Godoi* [2005], para a Bacia de Santos, através dos critérios de massas de água e dinâmico. A autora estimou a superfície isopicnal entre a ACAS e a Água Intermediária Antártica (AIA) em cerca de $26,78 \text{ kg m}^{-3}$, considerando que essa seja a interface entre a CB e a Corrente de Contorno Intermediária (CCI), na região estudada. Então, o nível isobárico médio dessa superfície isopicnal encontrado pela autora foi de 480 dbar.

Como f_0 é constante, as Eq.(4.3) tornam-se

$$u = -\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\Delta\Phi}{f_0} \right) \quad \text{e} \quad v = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\Delta\Phi}{f_0} \right), \quad (4.5)$$

que, claramente, satisfazem a Eq.(4.1).

Portanto, comparando as Eq.(4.2) e (4.5), obtém-se a definição de função de corrente geostrófica baroclínica, em coordenadas isobáricas, relativa ao nível isobárico $p = p_0$:

$$\psi_{rel} = \frac{\Delta\phi}{f_0}. \quad (4.6)$$

A Eq.(4.6), com o parâmetro de Coriolis considerado constante, permite a interpretação de que o campo de geopotencial pode ser considerado essencialmente como campo de função de corrente, ou seja, suas isolinhas coincidem com as linhas de corrente do movimento geostrófico relativo. É possível, assim, a estimativa de ambas as componentes da velocidade geostrófica relativa no caso da malha amostral ser composta por uma rede de estações constituída de várias radiais hidrográficas. E essa distribuição das estações permite a interpolação da quantidade ψ_{rel} em pontos de grade. Para se incluir as estações mais rasas que o nível de referência p_0 no cálculo da anomalia do geopotencial, seguiremos o método clássico de extrapolação de *Reid & Mantyla* [1976].

No entanto, é necessário que o campo gradeado, ou interpolado, de ψ_{rel} respeite a condição de escoamento nulo normal ao longo do contorno fechado. Neste trabalho, foi escolhida a condição de Dirichlet para tal. Nela, assume-se um valor constante de $\psi_{rel} = constante$ ao longo do contorno. Como o vetor velocidade é sempre paralelo à linha de corrente, será respeitada a continuidade. Tal método é diretamente aplicável para profundidades além da quebra de plataforma continental, onde a extrapolação dos campos termohalinos, conforme mencionada anteriormente, é ainda considerada adequada e, muito provavelmente, o sistema de correntes se encontra em balanço geostrófico em primeira ordem. Ou seja, pode-se satisfazer as condições de Dirichlet para mapas de ψ_{rel} com profundidades maiores ou iguais a 100 m, no caso da região de estudo. Nos mapeamentos em profundidades inferiores a 100 m, consideraremos essa isóbata como uma barreira que separa os processos aquém e além da quebra de plataforma. Sendo assim, mapas referentes a profundidades inferiores a 100 m tem como contorno sólido essa isóbata, enquanto para profundidades superiores, utilizou-se a isóbata equivalente ao nível selecionado.

Seguindo esta série de procedimentos, foram obtidas as distribuições horizontais

de ψ_{rel} apresentadas e discutidas na próxima seção.

4.2.2 Mapeamento da Função de Corrente Geostrófica Relativa

Mais uma vez, nos ateremos à discussão das feições oceanográficas observadas acima do nível de referência, tal como definido neste trabalho, de 480 m. Para tanto, selecionamos as profundidades de 20, 50, 100, 150, 200, 300 e 400 m para a apresentação dos campos de ψ_{rel} no domínio vertical da CB, conforme as Figuras 4.1 a 4.7 apresentam.

Primeiramente, chama-nos a atenção um vórtice ciclônico na borda costeira da CB, ao largo de Cabo Frio. Embora sua assinatura vertical se perpetue por todo o domínio da CB, é até os 300 m (Figura 4.6) que ele se mostra mais vigoroso e bem definido, possuindo configuração aproximadamente circular e centrado em, aproximadamente, 24°S e 42°W. Posicionado entre as radiais 4 e 5, seu diâmetro é de, aproximadamente, 100 km. Conforme mencionado no Capítulo 3, a presença deste vórtice pôde ser inferida através do campo termohalino (Figuras 3.15 a 3.17).

Outro indicativo do campo de massa (Figuras 3.15 a 3.18) é o padrão termohalino de um anticiclone, entre as radiais 4 e 5, na porção oceânica da grade. Nos campos de ψ_{rel} , esta estrutura se mostra como uma tendência anticiclônica até o nível de 100 m (Figura 4.3) e como um vórtice anticiclônico fechado a partir do nível de 150 m (Figura 4.4). Este possui configuração elíptica, sendo o eixo maior e o menor aproximados 100 km e 50 km, respectivamente. Possui extensão vertical coincidente com a estrutura ciclônica e está centrado em, aproximadamente, 24, 8°S e 41, 8°W.

Com relação ao escoamento principal da corrente, é possível observar o jato da CB intenso (com valores máximos em torno de 0,6 ms⁻¹ até o nível de 100 m e 0,3 ms⁻¹ no nível de 200 m), bem definido e posicionado além da isóbata de 1000 m ao largo de Cabo Frio e, ao passar entre os vórtices ciclônico e anticiclônico descritos anteriormente, sua perda de intensidade, para valores máximos em torno de 0,2 ms⁻¹, até o nível de 100 m e 0,1 ms⁻¹ ao nível de 200 m. Observe a semelhança deste padrão com o discutido na Seção 1.3, sobre o enfraquecimento do escoamento básico e processo de instabilidade barotrópica, adaptado de *Cushman-Roisin* [1994], com conseqüente formação de dipolos vorticais.

Além das feições anteriormente descritas, um intenso escoamento para o norte, no sentido contrário à CB, é observado na porção oceânica da área, entre as radiais 1 e 2. Trata-se, possivelmente, de outra feição de mesoescala não capturada integralmente pela amostragem.

Mas, conforme já mencionado, os padrões de circulação geostrófica apresentados acima são relativos a uma profundidade que acredita-se ter velocidades próximas de zero. Sendo assim, a utilização dos dados de corrente observada se torna muito importante, inclusive para avaliarmos se a escolha do nível p_0 foi acertada.

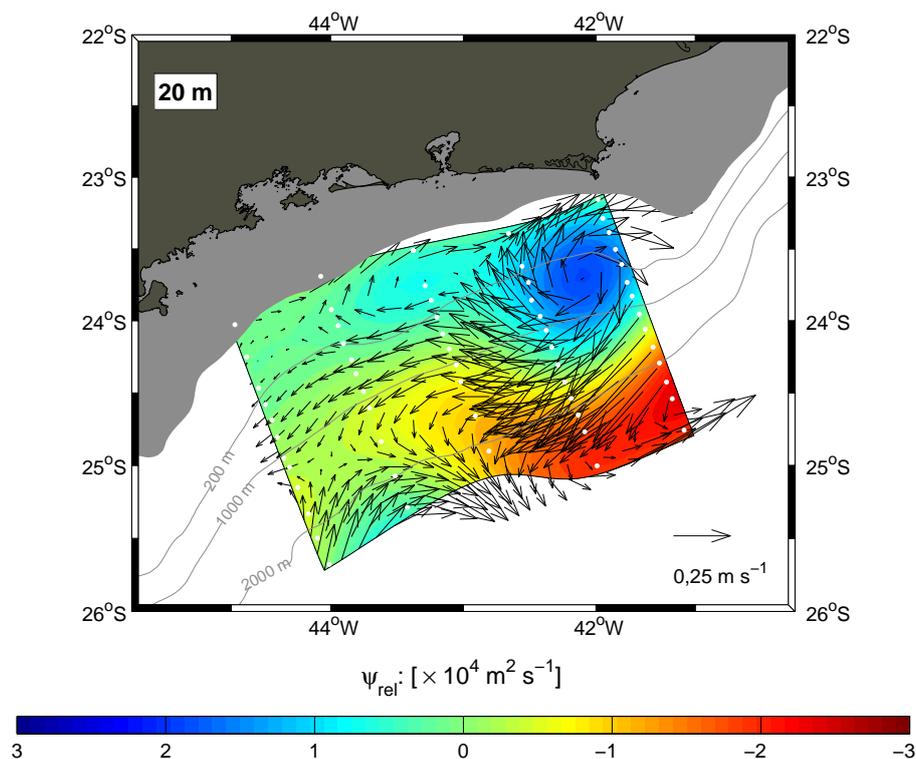


Figura 4.1: Distribuição de Função de Corrente Geostrófica relativa a 480 dbar sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 20 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.

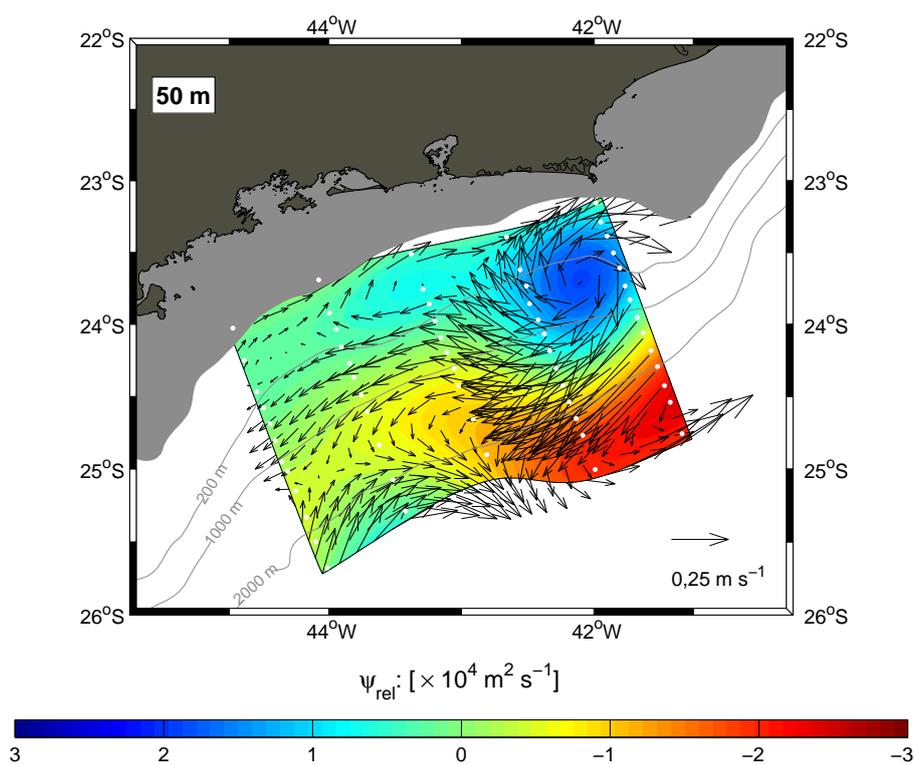


Figura 4.2: Distribuição de Função de Corrente Geostrófica relativa a 480 dbar sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 50 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.

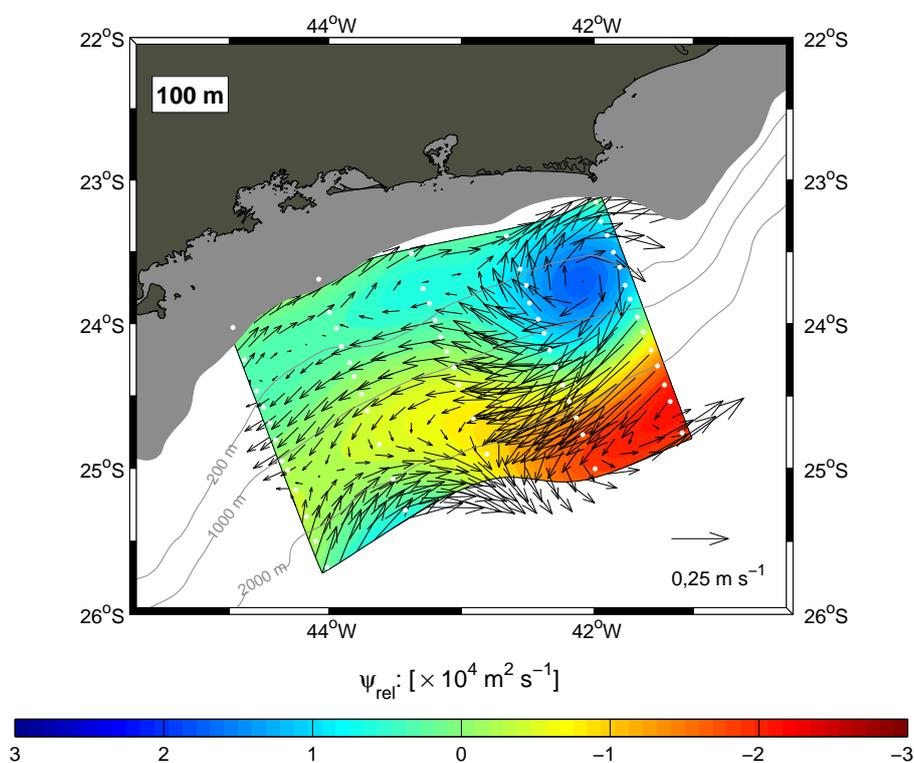


Figura 4.3: Distribuição de Função de Corrente Geostrófica relativa a 480 dbar sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 100 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.

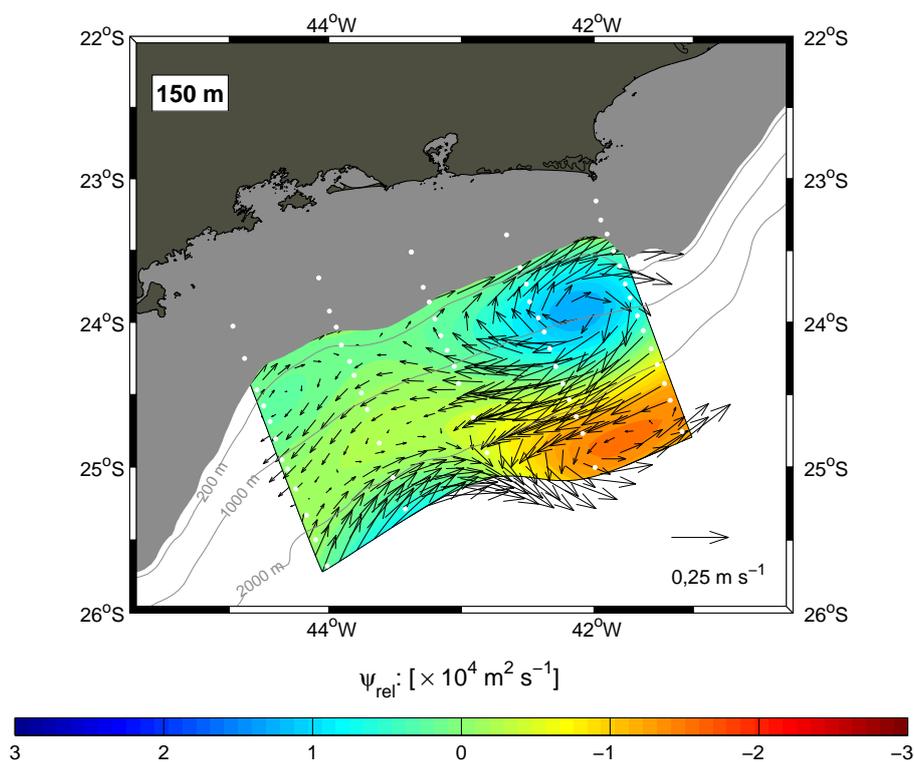


Figura 4.4: Distribuição de Função de Corrente Geostrófica relativa a 480 dbar sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 150 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.

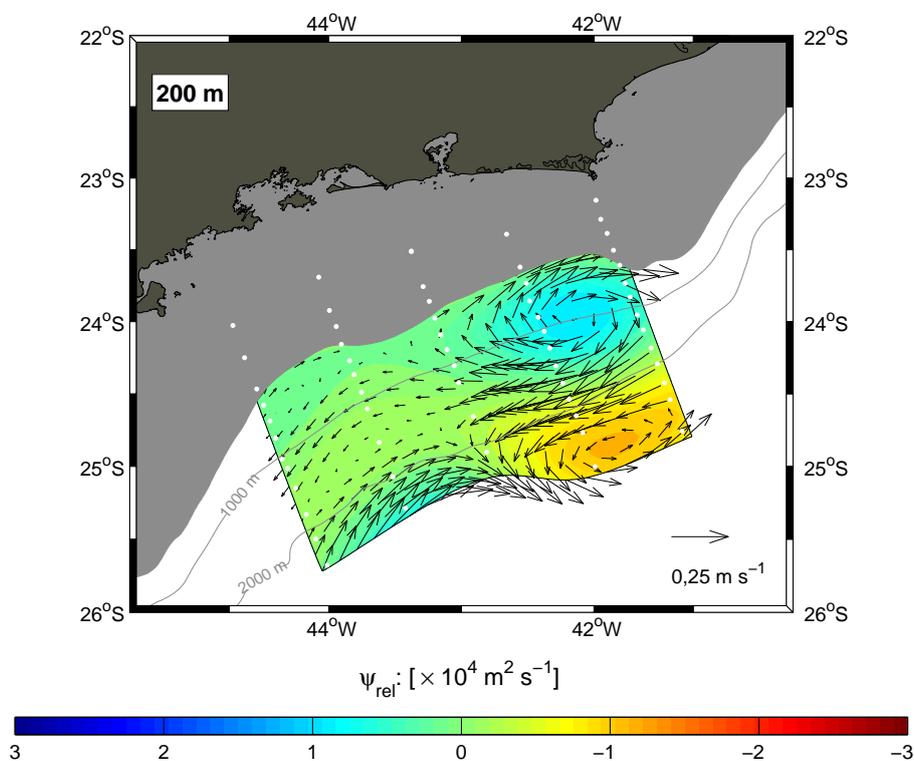


Figura 4.5: Distribuição de Função de Corrente Geostrófica relativa a 480 dbar sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 200 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.

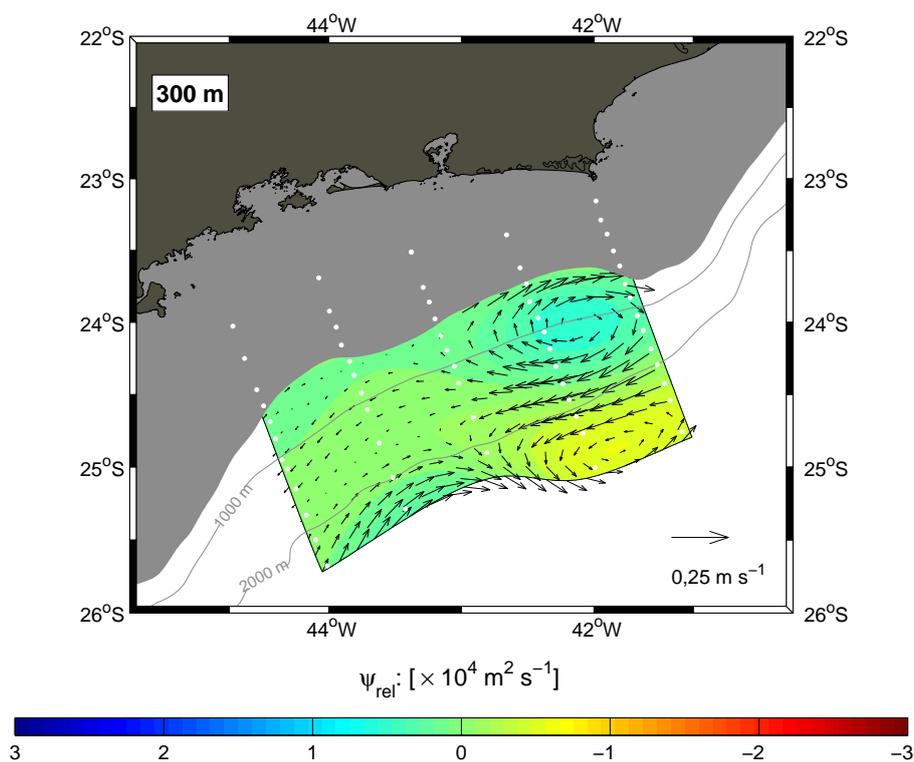


Figura 4.6: Distribuição de Função de Corrente Geostrófica relativa a 480 dbar sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 300 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.

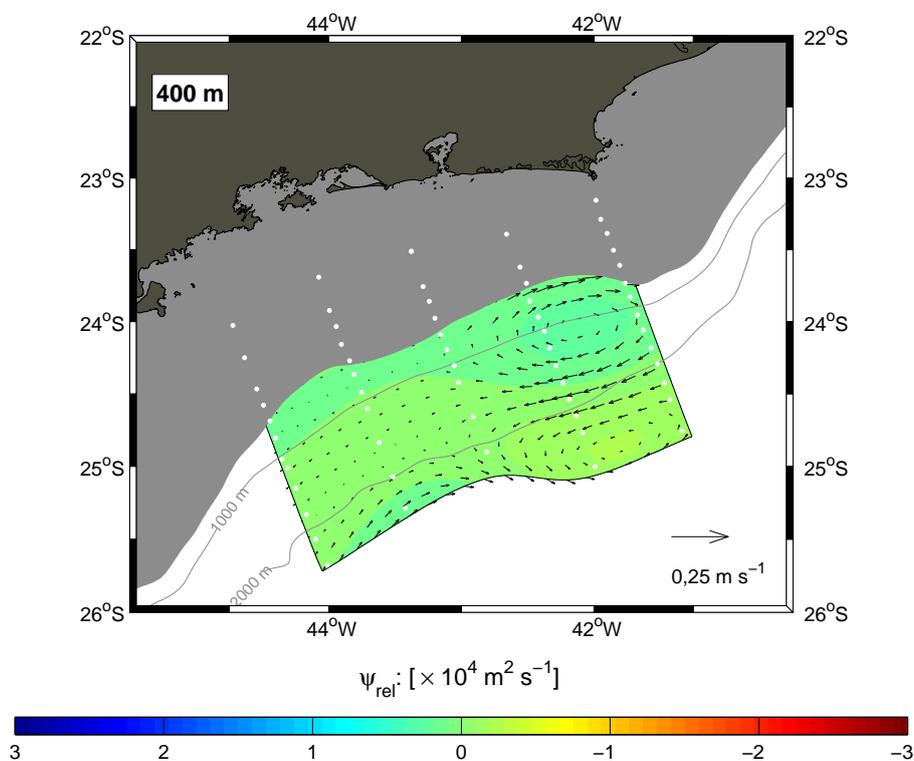


Figura 4.7: Distribuição de Função de Corrente Geostrófica relativa a 480 dbar sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 400 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.

4.3 Campos de Velocidade Observada

Teoricamente, as informações de corrente total possibilitam um melhor entendimento dos escoamentos de modo sinótico, pois contemplam tanto a parcela baroclínica como a barotrópica da corrente. Dentre estes métodos, destacam-se os perfiladores acústicos por Efeito Doppler (ADCPs). Mas, como todos os outros métodos de coleta de dados de velocidade no oceano, os ADCPs possuem suas limitações e requisitos para uma aquisição de qualidade. Existem os problemas relacionados à sua instalação, configuração, nível de ruído no ambiente, dentre outros. Alguns deles, inclusive, podem ser resolvidos posteriormente, como é o caso do tratamento discutido na Seção 2.2.2. Outros, estão relacionados aos seus padrões de operacionalidade, como é o caso do alcance vertical. Dessa forma, apesar de fornecerem informações mais completas, infelizmente elas são limitadas aos primeiros 500 m de coluna d'água (no caso dos equipamentos instalados no casco dos navios), na maioria das vezes. Como já explicado no Capítulo 2, este é exatamente o caso do ADCP instalado no NOc. Prof. W. Besnard, um ADCP cuja faixa de alcance de sua frequência é cerca de 300 m, em condições de mar e instalação ideais, de acordo com o fabricante do equipamento.

Durante o DEPROAS V, o alcance máximo do ADCP foi de, aproximadamente, 200 m. Esta profundidade é inferior à extensão vertical do domínio da CB na região, posicionada entre 450 e 500 m por *Silveira et al.* [2004]. Então, com os dados de corrente observada, poderemos analisar no máximo a primeira metade do domínio vertical da CB. Fortuitamente, segundo *Silveira et al.* [2008], isto coincide com a região de máximo cisalhamento vertical.

As radiais de velocidade observada, espaçadas em 50 m, são exibidas na Figura 4.8. Aparentemente, todos os níveis apresentam o sinal da CB, com seu enfraquecimento ao fluir em direção ao sul, e escoamentos contrários a ela próximo à costa e na porção oceânica, entre as radiais 4 e 5. Acreditamos que esta seja a assinatura da estrutura bipolar. Notamos que na profundidade de 200 m, os dados são escassos e, certamente, irão dificultar uma interpretação mais detalhada a este nível.

O mapeamento da função de corrente observada desses campos é o próximo passo para observar o padrão das estruturas de mesoescala do sistema CB, capturadas pelo cruzeiro DEPROAS V.

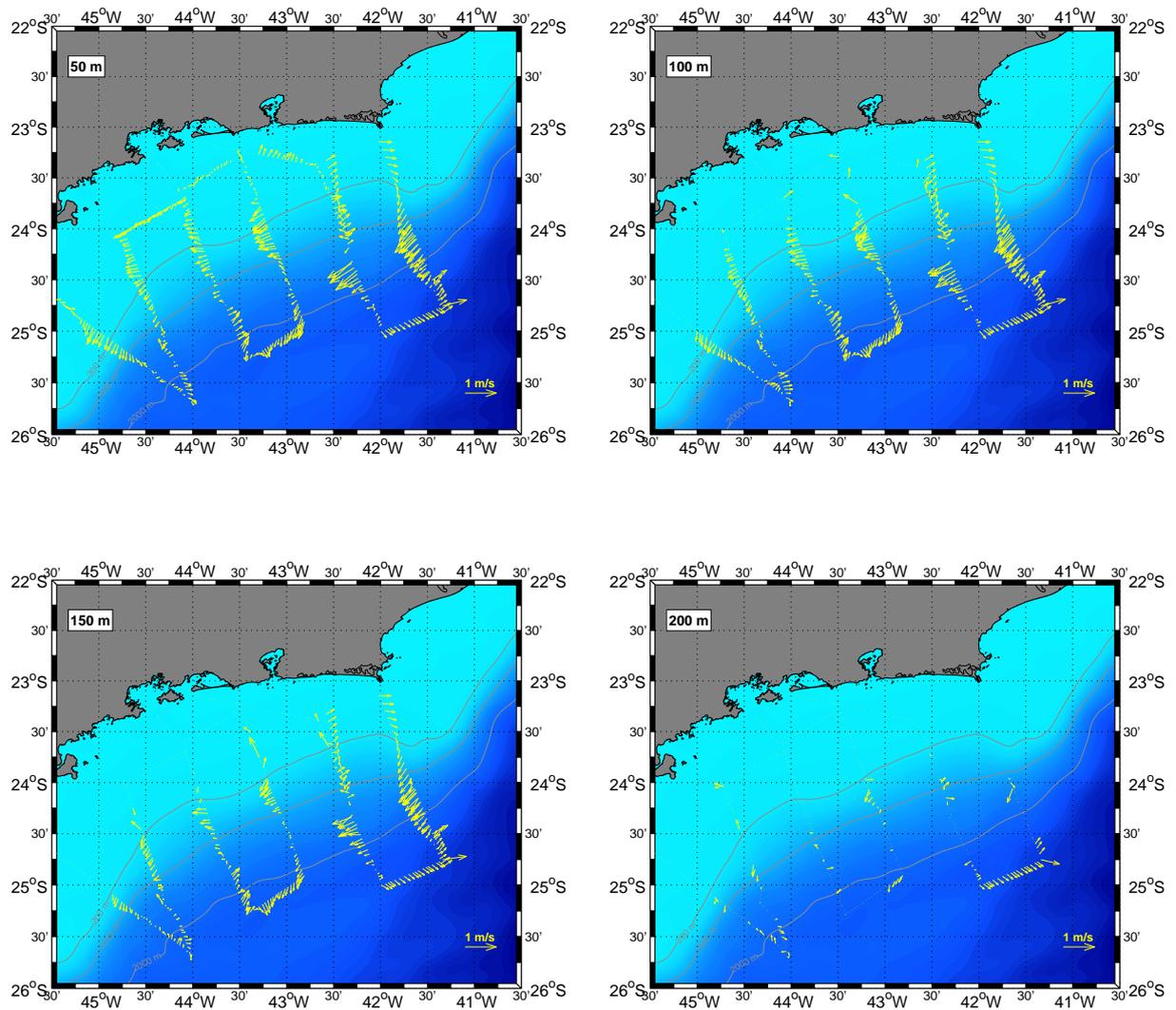


Figura 4.8: Vetores de velocidade após o processamento, em 50 m, 100 m, 150 m e 200 m de profundidade.

4.3.1 Mapeamento da Função de Corrente Observada

Fundamentação teórica

O campo horizontal de velocidades observadas pode ser decomposto em duas partes: uma não-divergente e rotacional, e outra divergente e irrotacional. São elas:

$$\vec{v}_{obs} = (u_{obs}, v_{obs}) = \vec{k} \times \nabla \psi_{obs} - \nabla \chi_{obs}, \quad (4.7)$$

onde ψ_{obs} é a função de corrente e χ_{obs} é o potencial de velocidades.

Mas, considerando os estudos de *Silveira et al.* [2000a], a parte divergente pode ser negligenciada, pois os erros de interpolação do campo de velocidades não-divergentes

são maiores que o campo de velocidades divergentes, em CCOs.

Com isso, a Eq.(4.7) é aproximada para

$$\vec{v}_{obs} \approx \vec{k} \times \nabla \psi_{obs} . \quad (4.8)$$

Então, é possível se obter um campo de função de corrente observada (ψ_{obs}), não divergente, através da interpolação ótima.

A diferença da interpolação realizada nesta seção para a realizada na seção anterior está na natureza da grandeza de entrada: anteriormente, um escalar (ψ_{rel}) inferido da hidrografia e agora, as componentes u_{obs} e v_{obs} do vetor velocidade. Nesse caso, a análise objetiva recebe o nome de *Análise Objetiva Vetorial (AOV)*. Este é o mesmo procedimento realizado por *Silveira et al.* [2000a]. Tanto o l_c quanto o ϵ^2 serão os mesmos adotados anteriormente.

Além disso, também será adotada a condição de contorno de Dirichlet, nos mesmos moldes da seção 4.2. A seguir, serão apresentados os campos de Função de Corrente Observada (ψ_{obs}).

Campos de função de corrente observada

Os padrões observados nos campos de ψ_{obs} (Figuras 4.9 a 4.12) concordam com os mapas de ψ_{rel} , demonstrando, claramente, o padrão de um dipolo vortical: com vórtices opostos tanto em sinal quanto ao eixo da corrente e o escoamento enfraquecido após a feição. Com relação aos níveis até os 100 m, a maior distinção com relação aos campos de função de corrente geostrófica relativa é observada aos 20 m, a distribuição mais superficial (Figura 4.9). Embora os padrões do dipolo estejam presentes, existe um vórtice anticiclônico bem definido (cujas velocidade máxima é, aproximadamente, $0,25 \text{ ms}^{-1}$), de configuração elíptica, cujo maior diâmetro é cerca de 130 km, e centrado na radial 2. Este mapa, Figura 4.9, sugere poder tratar-se de uma feição conhecida na dinâmica de fluidos geofísicos como "rua de vórtices".

Nas outras distribuições, até o nível de 150 m, existem pequenas diferenças com relação, principalmente, à configuração dos vórtices constituintes da estrutura bipolar. Nas distribuições de função de corrente observada, o vórtice ciclônico possui assimetria maior entre os eixos, sendo o perpendicular ao contorno dinâmico de, aproxima-

damente, 90 km e o paralelo, de 120 km. Adicionalmente, o vórtice anticiclônico se apresenta mais bem definido nos campos desta seção, sendo seus eixos perpendicular e paralelo ao contorno dinâmico, respectivamente, cerca de 70 km e 120 km.

Infelizmente, já no nível de 200 m (Figura 4.13), os resultados são prejudicados devido à má qualidade e à distribuição dos dados de ADCP disponíveis nesta profundidade, impossibilitando um mapeamento objetivo adequado (vide painel inferior da Figura 4.8). Portanto, consideramos inconsistentes os resultados a partir desse nível. Sendo assim, é interessante aliarmos os dados termohalinos aos dados de velocidade observada para obtermos toda a estrutura vertical da feição com uma figura mais representativa da realidade.

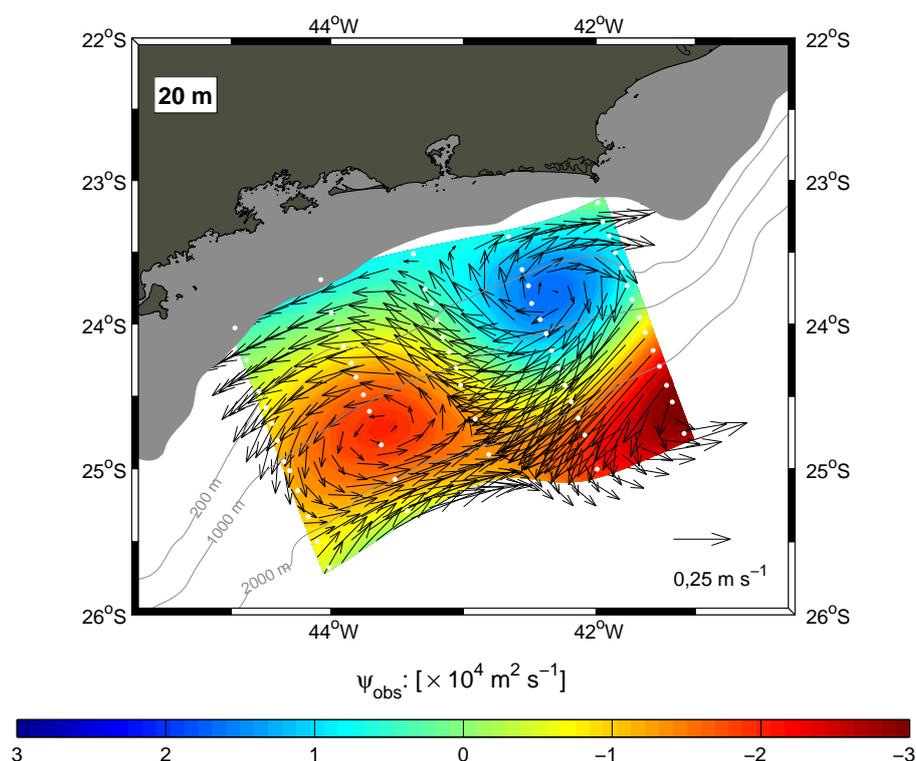


Figura 4.9: Distribuição de Função de Corrente Observada sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 20 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.

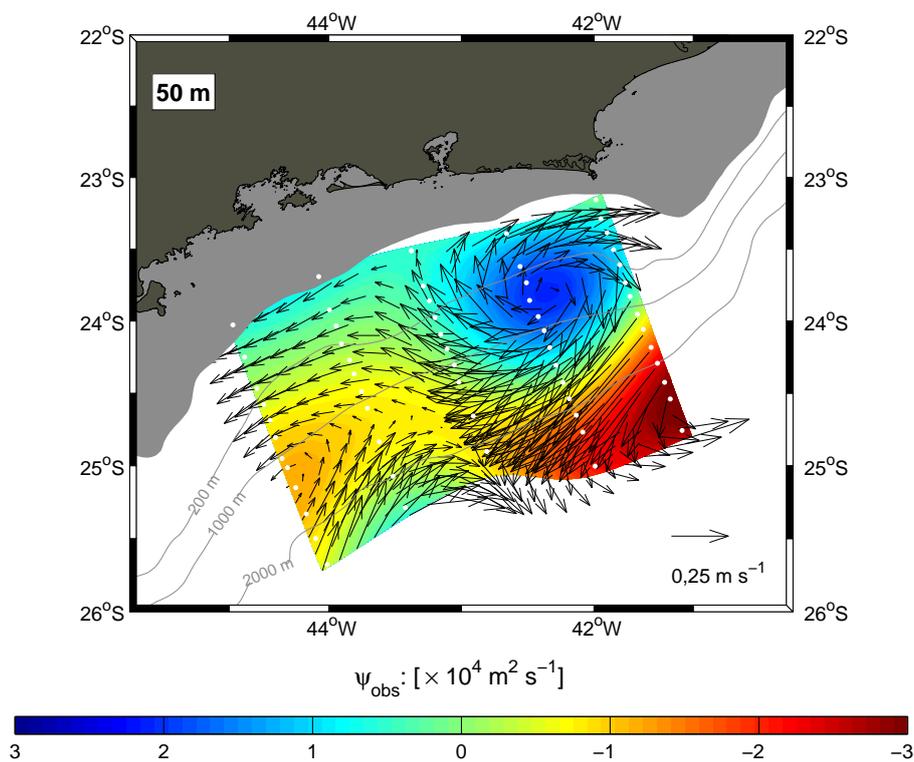


Figura 4.10: Distribuição de Função de Corrente Observada sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 50 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.

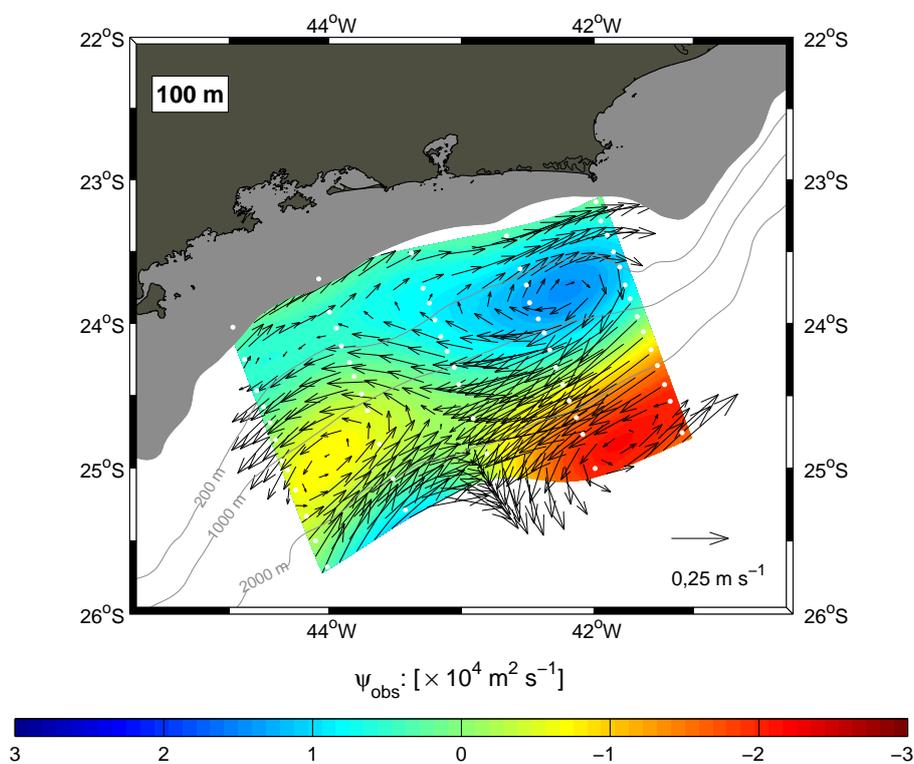


Figura 4.11: Distribuição de Função de Corrente Observada sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 100 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.

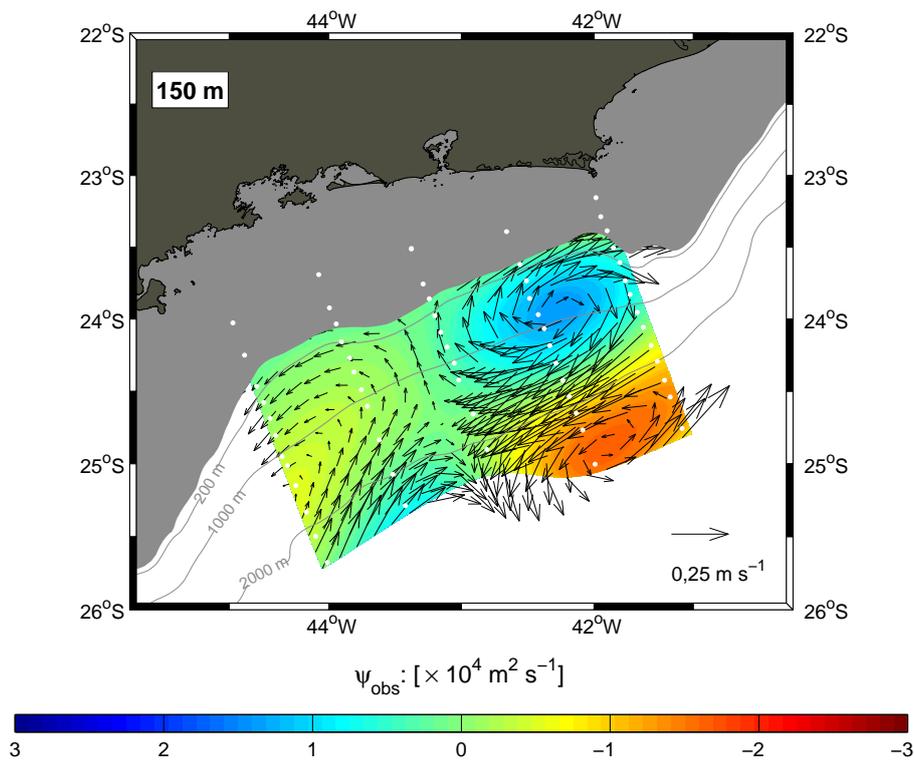


Figura 4.12: Distribuição de Função de Corrente Observada sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 150 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.

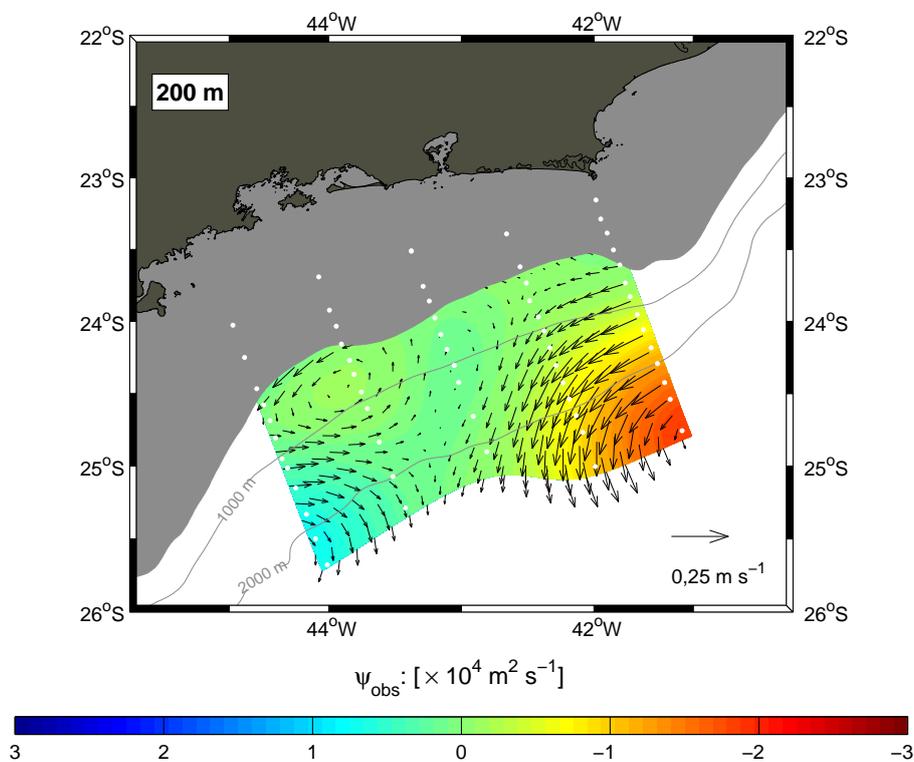


Figura 4.13: Distribuição de Função de Corrente Observada sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 200 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.

4.4 Campos de Velocidade Geostrófica Absoluta

4.4.1 Fundamentação Teórica

A formulação matemática para o cálculo da Função de Corrente Geostrófica Absoluta (ψ_{abs}) é exatamente a mesma apresentada na seção 4.2. A diferença é que, neste caso, o nível de referência (p_0) não será uma profundidade na qual espera-se que as velocidades sejam muito próximas de zero, ou seja, os 480 dbar (≈ 480 m). O nível isobárico p_0 será um nível de velocidades conhecidas, oriundo do ADCP.

Então, seguindo através de nossa abordagem em utilizar a função de corrente, nos basearemos no mesmo princípio utilizado por *Sutton & Chereskin* [2002]:

$$\psi_{abs} = \psi_{rel} + \psi_{obs}, \quad (4.9)$$

onde, neste caso, ψ_{rel} é o campo de função de corrente geostrófica relativa ao nível de velocidades conhecidas, oriundo do ADCP, diferente daquele obtido na Seção 4.2.

Ou seja, o procedimento consiste na soma escalar de dois campos horizontais de função de corrente: o campo de ψ_{rel} e o campo de ψ_{obs} em p_0 . É importante salientar, conforme já mencionado, que os campos de ψ_{rel} devem ser relativos ao mesmo nível adotado como p_0 de velocidades conhecidas.

A primeira etapa para a aplicação da Equação 4.9 é a seleção de um nível de velocidades conhecidas que nos permita isolar o movimento geostrófico, pois as velocidades diretamente observadas são a soma de diversos movimentos presentes no oceano. Ou seja, para a correta utilização da Equação 4.9, precisaremos buscar apenas a componente geostrófica dos vetores velocidade oriundos do ADCP. Segundo *Sutton & Chereskin* [2002] e *Pickard & Lindstrom* [1993] a melhor estratégia é garantir que tal nível esteja sob a mínima influência das componentes ageostróficas da velocidade, cujas principais fontes para regiões oceânicas são: deriva de Ekman, provocada pela tensão de cisalhamento do vento, as correntes quase-inerciais e as correntes de maré.

Tanto as correntes de maré quanto as quase-inerciais são filtradas pela interpolação por \mathcal{AO} , devido a suas altas frequências, se comparadas com as correntes geostróficas, uma vez escolhido um comprimento de correlação adequado. Resta-nos, então, a preocupação com a deriva de Ekman. Neste caso, utilizaremos uma profundidade

onde espera-se que o efeito direto da tensão de cisalhamento do vento seja praticamente nulo. Portanto, adotaremos a profundidade de 110 m como equivalente a 110 dbar para as velocidades conhecidas, requeridas no cálculo de ψ_{abs} . A seguir, são apresentados os campos resultantes de tal soma escalar.

4.4.2 Mapeamento da Função de Corrente Absoluta

Conforme mencionado anteriormente, a vantagem desta metodologia é a obtenção de campos de velocidade "referenciados" a valores conhecidos, tornando-os mais realísticos. Tais campos são apresentados nas Figuras 4.14 a 4.18. Apresentaremos apenas até o nível de 200 m pois queremos focar nos níveis que apresentam as maiores velocidades e o maior cisalhamento vertical. Além disso, a primeira característica que nos chama a atenção é a grande semelhança entre os campos de ψ_{abs} e de ψ_{rel} .

Isso demonstra que o cálculo do nível de referência por *Godoi* [2005] é adequado, podendo ser aplicado na região norte da Bacia de Santos, como é o caso do presente trabalho. Sendo assim, as distribuições horizontais de ψ_{rel} representam uma boa aproximação do padrão de circulação da estrutura bipolar, na ausência de medições diretas de velocidade.

Ao compararmos os mapas de ψ_{abs} com as distribuições horizontais de densidade (Figuras 3.13 a 3.16), observamos que a posição dos vórtices ciclônico e anticiclônico é coincidente com seus respectivos padrões nos campos de massa.

Além disso, provavelmente, a perda de intensidade do escoamento principal da CB, após sua passagem pelo dipolo vortical, é causada pela interação entre os vórtices, em forma de recirculações.

Como descrito na Seção 1.3, o dipolo vortical da CB, presente nos dados do cruzeiro DEPROAS V, pode ser resultado de um processo de instabilidade barotrópica já ocorrido ou em atividade. O próximo capítulo consiste na análise dinâmica da estrutura e investigação da ocorrência do processo de instabilidade.

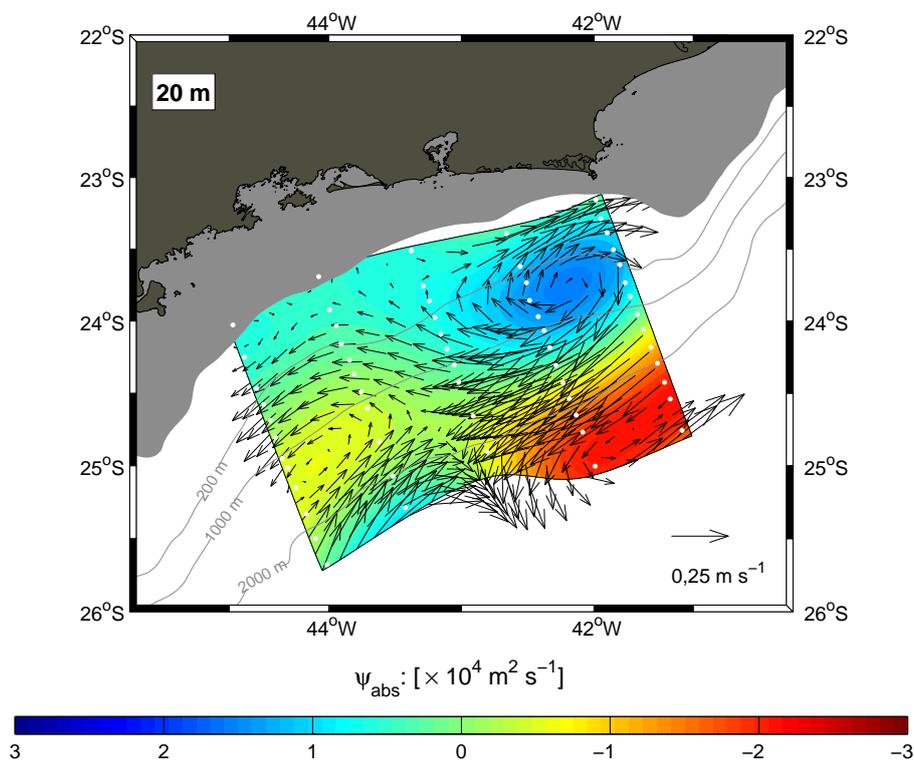


Figura 4.14: Distribuição de Função de Corrente Absoluta sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 20 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.

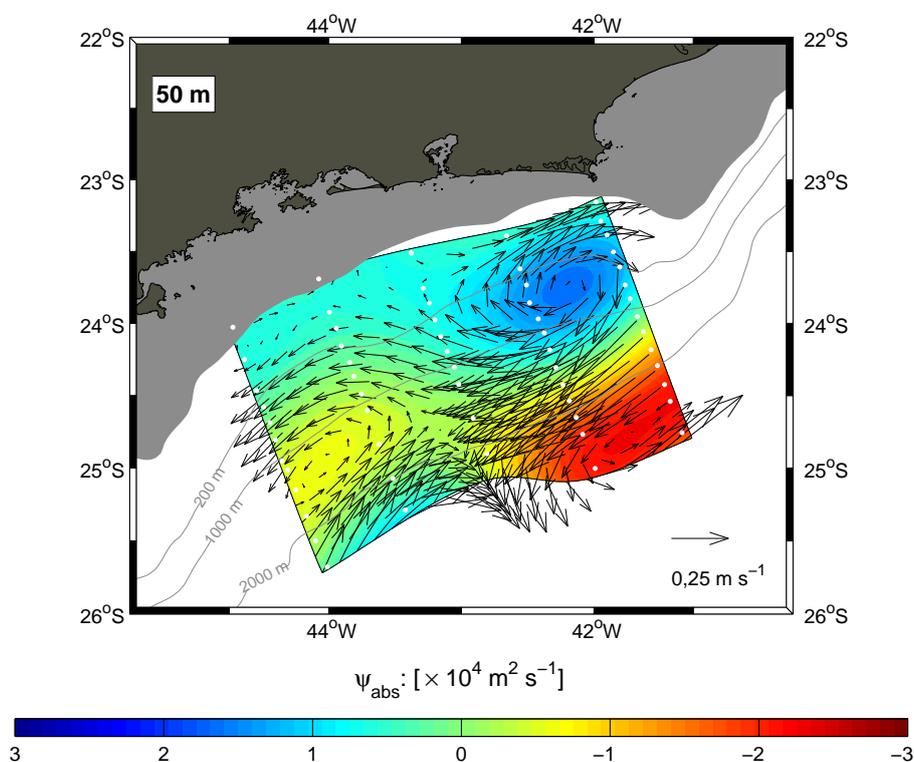


Figura 4.15: Distribuição de Função de Corrente Absoluta sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 50 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.

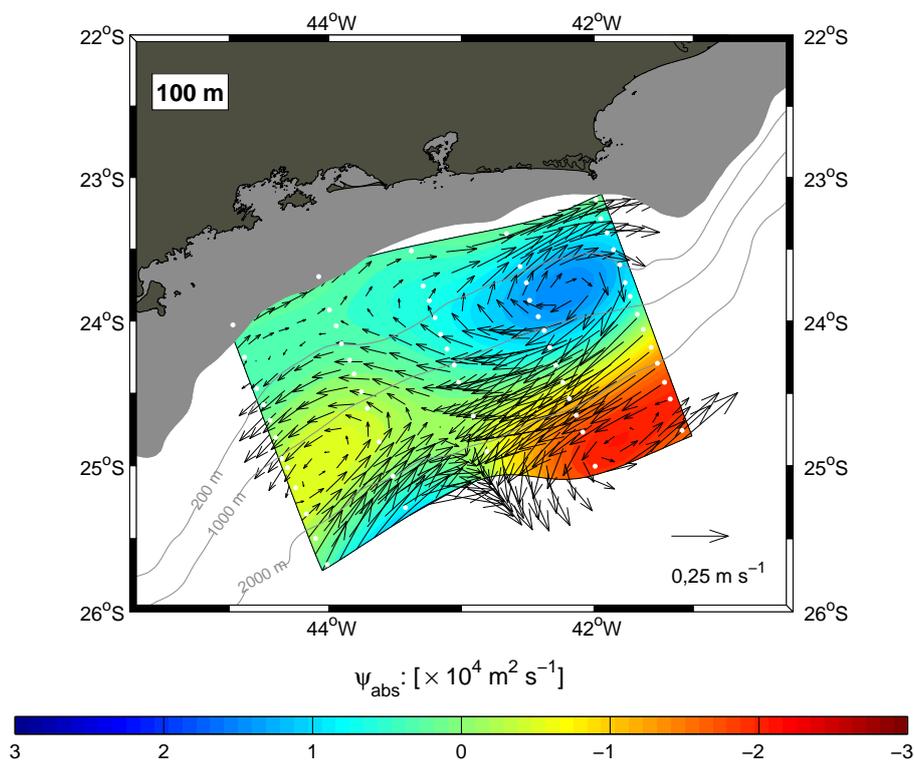


Figura 4.16: Distribuição de Função de Corrente Absoluta sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 100 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.

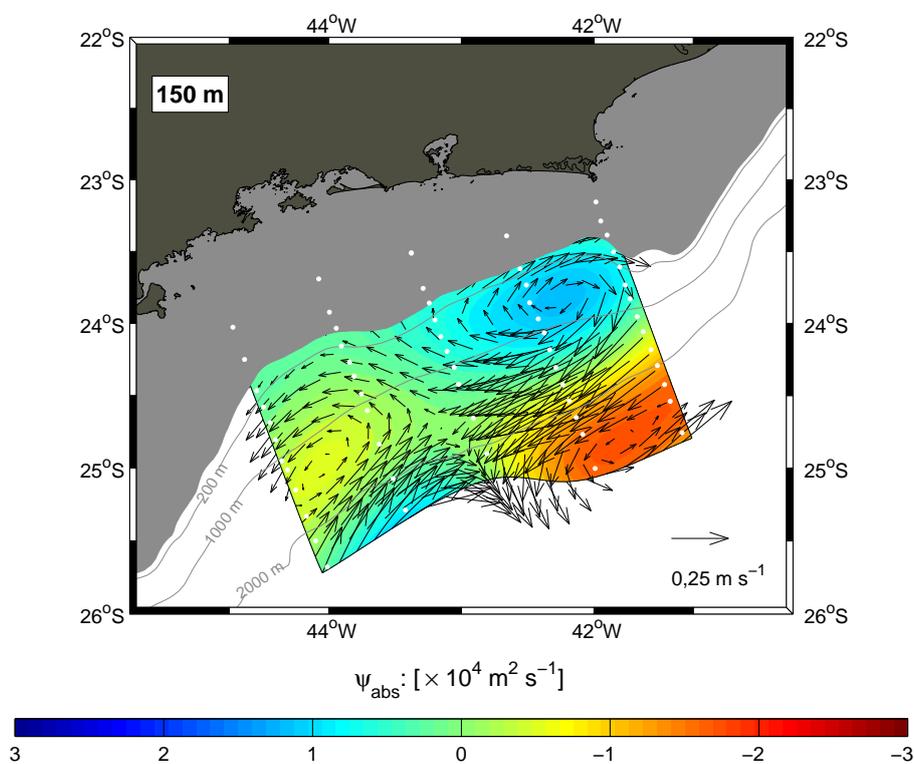


Figura 4.17: Distribuição de Função de Corrente Absoluta sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 150 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.

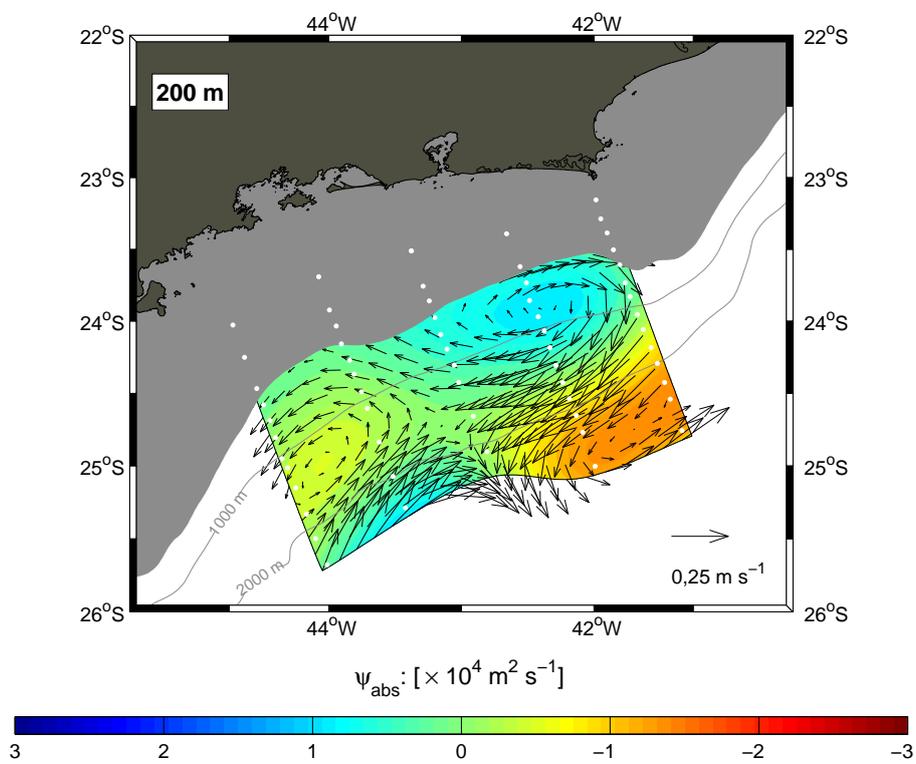


Figura 4.18: Distribuição de Função de Corrente Absoluta sobreposta por vetores de velocidade para o nível de 200 m. Os pontos em branco denotam a localização das radiais hidrográficas.

Capítulo 5

Modelo de Interações Barotrópicas

5.1 Preâmbulo

Para investigar o dipolo vortical de um ponto de vista dinâmico, precisamos reduzir a complexidade dos sinais e fazermos uma abordagem de “primeira ordem”, calcada, por exemplo, em geostrofia ou quase-geostrofia (QG). Para tal, utilizaremos um modelo QG de $1\frac{1}{2}$ -camadas e obter o campo de vorticidade potencial para, posteriormente, analisar a interação dos vórtices entre si.

5.2 Modelo Quase-Geostrófico de $1\frac{1}{2}$ -Camadas

5.2.1 Fundamentação Teórica

A decisão por aproximar as observações para um oceano de $1\frac{1}{2}$ -camadas deve-se às evidências de que é instabilidade de cisalhamento horizontal (ou barotrópica) o mecanismo mais comum para crescimento e formação de dipolos vorticais [Pratt *et al.*, 1991; Bell & Pratt, 1994].

Mas para a aplicação da abordagem QG, três aproximações devem ser satisfeitas: (I) a aproximação geostrófica, (II) a aproximação do plano β e (III) a aproximação das espessuras. O conjunto desses três itens é, basicamente, como pode ser entendida a aproximação quase-geostrófica.

(I) Aproximação geostrófica

Esta aproximação tem como hipótese de escala o número de *Rossby* (Ro) pequeno, ou seja, $Ro \ll 1$. Este pode ser escrito na forma $Ro = |\zeta/f_0|$, onde $\zeta = \partial v/\partial x - \partial u/\partial y$ é a vorticidade relativa não-divergente e $f_0 = 2\Omega \sin(\theta_0)$ é a vorticidade planetária básica, também conhecida como parâmetro de Coriolis. Para a região de estudo, $\theta_0 \approx 24,4^\circ\text{S}$ e, portanto, $f_0 = -6,02 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Uma estimativa de ζ que maximize seu valor pode ser obtida através de seu cálculo para um nível cujas velocidades apresentem cisalhamentos horizontais mais intensos. Este é o caso do nível de 20 metros (Figura 4.14), o qual denota tanto a estrutura bipolar quanto o escoamento da CB. O valor máximo estimado para o número de *Rossby* deste campo foi de, aproximadamente, 0,27. Logo, em qualquer outro nível de estudo, Ro apresenta valores menores ou próximos a este e, portanto, a aproximação geostrófica é satisfeita. A Figura 5.1 apresenta os valores de Ro para o nível de 20 m.

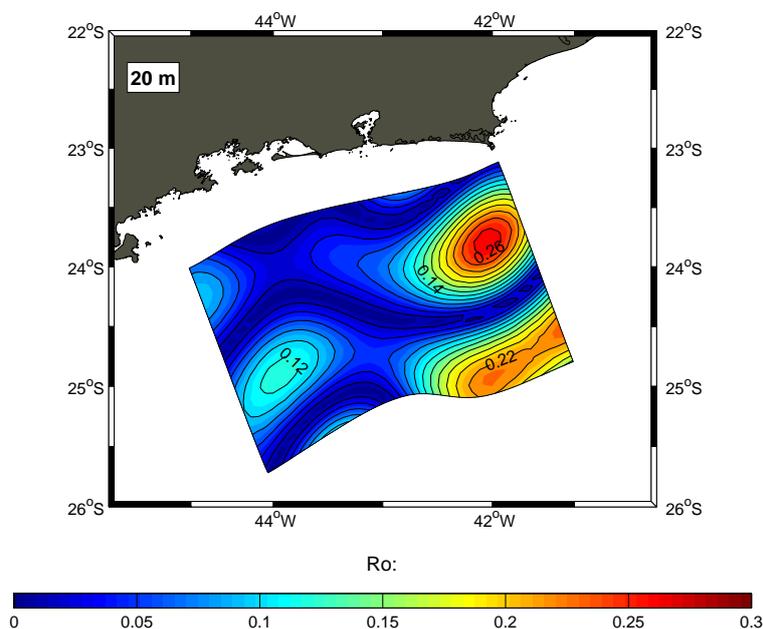


Figura 5.1: Número de *Rossby* calculado para o nível de 20 m, onde as velocidades apresentam cisalhamentos horizontais mais intensos.

(II) Aproximação do plano β

Requer que a variação da vorticidade planetária seja pequena, se comparada ao valor médio desta quantidade na área de estudo. Ou seja, se $f \approx f_0 + \beta y$, onde y é

a distância meridional e $\beta = 2\Omega \cos(\theta_0)/R$ com R sendo o raio médio da Terra, então $\hat{\beta} = \beta y/f_0 \ll 1$. Dentre as escolhas de um valor típico para y , se considerarmos aquela representativa dos diâmetros do maior eixo dos vórtices componentes da estrutura bipolar (120 km), esta nos conduz a $\hat{\beta} = 0,045$. Portanto, podemos considerar como satisfeita a aproximação do plano β . Antecipamos que o pequeno valor do número planetário $\hat{\beta}$ nos convida à utilização da aproximação do plano f , ou seja, $f \approx f_0$.

(III) Aproximação das espessuras

Por fim, a aproximação das espessuras estabelece que as variações de profundidade devem ser pequenas se comparadas à profundidade média do oceano. Adicionalmente, exige que movimentos podem flexionar as isopicnais somente se a razão entre os desvios da superfície isopicnal e sua profundidade hidrostática for muito menor que a unidade. Esta aproximação requer mais atenção em ser avaliada visto que, primeiramente, boa parte do escoamento da CB e suas feições de mesoescala ocorrem sobre o talude continental, onde a variação topográfica é da ordem da espessura da coluna de fluido.

Geralmente, modelos quase-geostróficos aproximam o talude por uma parede vertical e a quebra de Plataforma é tomada como limite entre oceano e costa. Ignora-se, nesta aproximação, o escoamento sobre a plataforma. Assim, todo movimento fica restrito a ocorrer em um oceano de fundo plano. Esta aproximação parece reter o cerne da dinâmica da atividade de mesoescala da CB no sudeste brasileiro. Alguns autores já optaram por aproximar o talude por uma parede vertical e obtiveram sucesso em reproduzir tal atividade [Calado, 2001; Godoi, 2005; Mattos, 2006]. Dessa maneira, acreditamos na possibilidade de investigarmos a dinâmica do dipolo vortical utilizando a aproximação da parede vertical.

No caso das inflexões das isopicnais, tomamos a superfície isopicnal de $26,8 \text{ kg.m}^{-3}$, cujo nível vertical médio é de 480 m (nível de movimento nulo aproximado do campo geostrófico relativo), ou seja, o limite inferior do domínio vertical da CB, e determinamos as flutuações de profundidade η , que atingem no máximo 140 m. Tais flutuações conduzem ao número de Rossby de estiramento $Ro_s = \eta/480m = 0,29$, valor este consideravelmente menor que a unidade e que permite satisfazer a aproximação das es-

pessuras.

Com isso, a aproximação QG foi validada e podemos, então, aplicá-la no estudo dinâmico da estrutura vortical bipolar. Para tal, primeiramente discutamos a formulação do modelo.

5.2.2 Formulação do Modelo Quase-Geostrófico

A aproximação de $1^{1/2}$ -camadas

A fim de conhecermos as características da estrutura dinâmica do dipolo vortical, caminhamos a restringir a física do oceano a um modelo aproximado por camadas no qual a única camada considerada dinamicamente importante é aquela representativa do domínio de atividade da CB. Desta maneira, acreditamos que, apesar da simplificação inerente ao modelo, esta nos permite investigar e, conseqüentemente, ampliar o conhecimento acerca da estrutura dinâmica da feição de interesse.

A formulação do modelo quase-geostrófico de $1^{1/2}$ -camadas, aqui apresentada, é conduzida a partir do modelo de 2-camadas, desenvolvido por *Flierl* [1978], e caracterizado por um sistema físico espelhado naquele quase-geostrófico de um oceano não-viscoso, no plano β , com tampa rígida na superfície e fundo plano. Este modelo de 2-camadas foi derivado originalmente como um modelo de dois níveis por *Phillips* [1954].

De acordo com *Francisco & Silveira* [2004], a estrutura vertical do modelo de 2-camadas é composta por duas camadas imiscíveis de densidades constantes tal que $\rho_2 = \rho_0$ para $-H < z < -H_1$ (camada inferior) e $\rho_1 = \rho_0 - \Delta\rho$ para $-H_1 < z < 0$ (camada superior), com $\Delta\rho \ll \rho_0$. A espessura de repouso da camada superior é dada por H_1 e H é a espessura total do oceano de forma que $H_2 = H - H_1$ é a espessura de repouso da camada inferior. O modelo incorpora, então, a estratificação oceânica em sua forma mínima, onde a pycnoclina é reduzida a uma interface que separa duas camadas de densidades ligeiramente diferentes ($\Delta\rho$). Como a densidade em cada camada é homogênea, o *Teorema de Taylor-Proudman* [*Pedlosky*, 1987] é válido no interior de cada uma e, portanto, assume-se que em primeira ordem não há cisalhamento vertical da velocidade geostrófica horizontal. Então, a dinâmica do sistema torna-se essencialmente bidimensional em cada camada.

As espessuras de repouso das camadas superior e inferior apresentam escalas muito menores que aquela horizontal L . O sistema gira com velocidade angular $\vec{f}/2\vec{k}$, que é grande se comparada à ordem de grandeza da vorticidade relativa dada por U/L e garante que $Ro = U/(fL)$ seja pequeno se comparado à unidade. A escala de velocidade horizontal é representada por U , neste caso. Logo, o sistema é geostrófico em primeira ordem.

A dinâmica em cada camada é governada pela conservação de vorticidade potencial quase-geostrófica \tilde{q}_i , onde $i = 1,2$ representa as camadas superior e inferior, respectivamente. Ou seja:

$$\frac{d}{dt}\tilde{q}_1 = \frac{d}{dt}\tilde{q}_2 = 0. \quad (5.1)$$

Conforme demonstrado por *Flierl* [1978], as expressões para \tilde{q}_1 e \tilde{q}_2 são relacionadas às funções de corrente geostróficas $\tilde{\psi}_1$ e $\tilde{\psi}_2$ nas camadas por:

$$\tilde{q}_1 = \nabla^2\tilde{\psi}_1 + \frac{f_0^2}{\varepsilon g H_1}(\tilde{\psi}_2 - \tilde{\psi}_1) + \beta y \quad (5.2)$$

$$\tilde{q}_2 = \nabla^2\tilde{\psi}_2 + \frac{f_0^2}{\varepsilon g (H - H_1)}(\tilde{\psi}_1 - \tilde{\psi}_2) + \beta y, \quad (5.3)$$

onde ε é o salto normalizado de densidade entre as camadas dado por:

$$\varepsilon = \frac{\Delta\rho}{\rho_0}. \quad (5.4)$$

Há de se destacar que a estrutura de densidade simplificada a duas camadas equivale a uma filtragem modal, onde a dinâmica é regida apenas pelos dois primeiros modos dinâmicos: o barotrópico e o primeiro baroclínico.

Na aproximação do oceano configurado por 2-camadas àquele de $1^{1/2}$ -camadas, definimos a razão de aspecto $\tilde{\delta}$ dada por:

$$\tilde{\delta} = \frac{H_1}{H - H_1}. \quad (5.5)$$

Tal definição nos permite reescrever a Equação 5.3 na forma:

$$\tilde{q}_2 = \nabla^2 \tilde{\psi}_2 + \frac{\tilde{\delta} f_0^2}{\varepsilon g H_1} (\tilde{\psi}_1 - \tilde{\psi}_2) + \beta y. \quad (5.6)$$

Buscando enfatizar a importância dinâmica da camada superior em comparação à inferior, consideramos que esta última seja infinitamente profunda, tal que $\tilde{\delta} \rightarrow 0$ e o termo da vorticidade de estiramento da Equação 5.6 se anula.

Portanto, a dinâmica da camada inferior é desacoplada daquela da camada superior. Como assumimos $H - H_1 \rightarrow \infty$, necessariamente, por critérios de conservação de energia do sistema, $\tilde{\psi}_2 \rightarrow 0$. Como consequência, a componente dinâmica associada ao modo barotrópico também se anula. Logo, podemos reescrever as Equações 5.2 e 5.6 como:

$$\tilde{q}_1 = \nabla^2 \tilde{\psi}_1 - \frac{1}{\hat{R}d^2} \tilde{\psi}_1 + \beta y \quad (5.7)$$

$$\tilde{q}_2 \approx \beta y, \quad (5.8)$$

onde \tilde{q} e $\tilde{\psi}$ agora contemplam somente a componente baroclínica do sistema e $\hat{R}d = \sqrt{\varepsilon g H_1 / |f_0|}$ é a projeção do primeiro raio de deformação baroclínico na camada superior.

Dessa maneira, a camada superior se torna a única dinamicamente ativa e seus movimentos tem, por característica, escalas aproximadas daquelas tipicamente ditadas pelo primeiro modo baroclínico. A camada inferior basicamente se torna inerte. A esquematização do modelo é representada na Figura 5.2. Usualmente, descartamos o índice $i = 1$ subscrito nas variáveis da camada superior. Logo, a dinâmica desta camada, alvo de nossa investigação, passa a ser baroclínica e governada pela seguinte equação:

$$\frac{d}{dt} \tilde{q} = \frac{d}{dt} \left[\left(\nabla^2 - \frac{1}{\hat{R}d^2} \right) \tilde{\psi} + \beta y \right] = 0 \quad (5.9)$$

onde \tilde{q} é a vorticidade potencial quase-geostrófica baroclínica do oceano aproximado por $1^{1/2}$ -camadas. Esta, por sua vez, é composta pelas contribuições da vorticidade relativa, da vorticidade de estiramento e da variação de vorticidade planetária:

$$\tilde{q} = \underbrace{\nabla^2 \tilde{\psi}}_{\text{vort. relativa}} - \underbrace{\frac{1}{\hat{R}d^2} \tilde{\psi}}_{\text{vort. estiramento}} + \underbrace{\beta y}_{\text{var. vort. planetária}} \quad (5.10)$$

Uma vez formulado o modelo quase-geostrófico de $1^{1/2}$ -camadas, a determinação de \tilde{q} e, conseqüentemente, de seus termos individuais de vorticidade passa por determinarmos $\tilde{\psi}$ e dois parâmetros denominados *parâmetros de estrutura vertical*: a espessura de repouso da camada superior H_1 e o salto normalizado de densidade entre as camadas ε , Equação 5.4. Para isso, utilizamos o conceito de *calibração dinâmica* de Flierl [1978], a qual é apresentada a seguir.

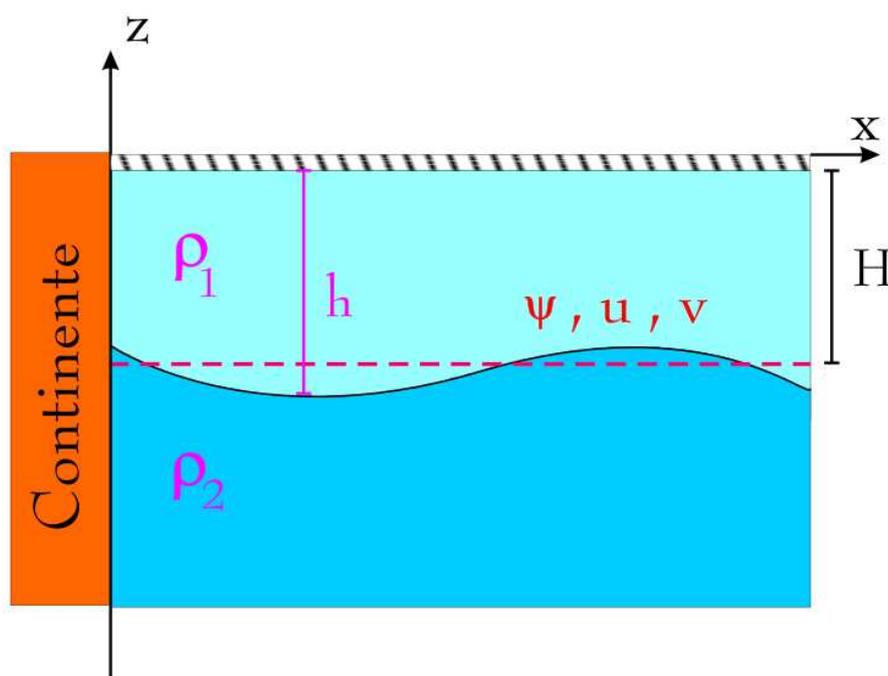


Figura 5.2: Representação esquemática da estrutura de densidade do modelo quase-geostrófico de $1^{1/2}$ -camadas, retirada de Leal Silva [2000]. Na figura, H é a estrutura de repouso da camada 1, tratada no texto como H_1 .

Determinação dos parâmetros de estrutura vertical

A aplicação do modelo quase-geostrófico formulado na Seção 5.2.2 depende da determinação dos parâmetros de estrutura vertical H_1 e ε . Estes são determinados em função das características oceanográficas da região de estudo.

Diante dos resultados apresentados no Capítulo 4, é natural que escolhamos a profundidade representativa do nível de referência (ou movimento nulo), utilizado para o cálculo da função de corrente relativa, como aquela determinante da espessura da camada superior H_1 . Esta mesma escolha foi adotada por *Godoi* [2005] e por *Mattos* [2006] em seus modelos. Sendo assim, $H_1 = 480 \text{ m}$. Além disso, consideramos $H = 1500 \text{ m}$ como sendo a espessura total média da coluna d'água na região.

Já a determinação do salto normalizado de densidade ε entre as camadas requer que retomemos as concepções do modelo quase-geostrófico de 2-camadas. O conceito de *calibração dinâmica* de *Flierl* [1978] sugere que o raio de deformação baroclínico do oceano aproximado por 2-camadas seja igual àquele primeiro do oceano real (ou continuamente estratificado). Sendo assim, $Rd_1|_{real} = Rd_1|_{2-cam}$, onde o raio de deformação baroclínico do oceano real é estimado a partir do perfil vertical médio da Frequência de Brünt-Vaisälä ($N(z)^2$), calculado a partir dos dados hidrográficos do DEPROAS V, seguindo *Silveira et al.* [2000a]. O valor encontrado foi de $Rd_1|_{real} = 36,8 \text{ km}$. Este valor é semelhante àquele determinado por *Mattos* [2006], igual a 38,5 km.

A forma teórica do Raio de deformação baroclínico no modelo de camadas, em termos dos parâmetros de estrutura vertical, é representada da seguinte forma:

$$Rd_1|_{2-cam} = \left[\frac{\varepsilon g H_1 (H - H_1)}{f_0^2 H} \right]^{1/2}. \quad (5.11)$$

Reescrevendo a Equação 5.11 em termos de $Rd_1|_{real}$, o salto normalizado de densidade entre as camadas pode ser obtido através de

$$\varepsilon = Rd_1|_{2-cam} \left(\frac{f_0^2 H}{g H_1 (H - H_1)} \right). \quad (5.12)$$

Então, o salto normalizado de densidade entre as camadas superior e inferior é igual a $\varepsilon = 1,3 \times 10^{-3}$. Logo, os parâmetros de estrutura vertical a serem empregados no modelo quase-geostrófico de 1^{1/2}-camadas são conhecidos ao ponto de viabilizar

sua implementação, como apresentado na próxima seção.

5.2.3 Implementação do Modelo

Função de corrente geostrófica

Antes de iniciarmos a investigação da estrutura dinâmica do dipolo vortical através da exploração dos campos de vorticidades, oriundos do modelo quase-geostrófico de $1^{1/2}$ -camadas, devemos atentar à construção do campo de $\tilde{\psi}$ do modelo. Este campo nos permitirá, via Equação 5.10, determinar as contribuições da vorticidade relativa, da vorticidade de estiramento e da variação de vorticidade planetária no campo de vorticidade potencial.

Em linhas gerais, a construção do campo de $\tilde{\psi}$ do modelo segue essencialmente os procedimentos descritos no Capítulo 4 (Seção 4.4) quando da construção dos campos de Ψ_{abs} , em vários níveis verticais. Logo, mapeamos ψ_{abs} desde a superfície (20 m) até o nível de 480 m, com resolução vertical de 1 m. Procuramos obedecer a aproximação da parede vertical. A aproximação linear da isóbata de 100 m é tomada como limite entre oceano e continente no modelo. Pelo fato de não poder haver variações verticais de velocidade no interior das camadas, a função de corrente $\tilde{\psi}$ é calculada como uma média dos campos de ψ_{abs} entre 20 m e 480 m.

A Figura 5.3 apresenta o campo de $\tilde{\psi}$ do oceano aproximado por $1^{1/2}$ -camadas. Nota-se, que os padrões evidenciados por $\tilde{\psi}$ se assemelham àqueles apresentados nos campos de ψ_{abs} . Como é de se esperar, o procedimento de promediação vertical dos campos de ψ_{abs} promove enfraquecimento de $\tilde{\psi}$, relativamente aos níveis superiores. Porém, as assinaturas das principais feições são preservadas: os vórtices ciclônico e anticiclônico, constituintes da estrutura bipolar, com configuração elíptica; o escoamento básico da CB se enfraquecendo após a passagem pelo dipolo; e o escoamento em sentido contrário ao da CB, na porção oceânica da grade, entre as radiais 1 e 2.

Campos de vorticidade

Uma vez determinados o campo de função de corrente $\tilde{\psi}$ e os parâmetros de estrutura vertical, $H_1 = 480$ m e $\varepsilon = 1,3 \times 10^{-3}$, do modelo quase-geostrófico de $1^{1/2}$ -

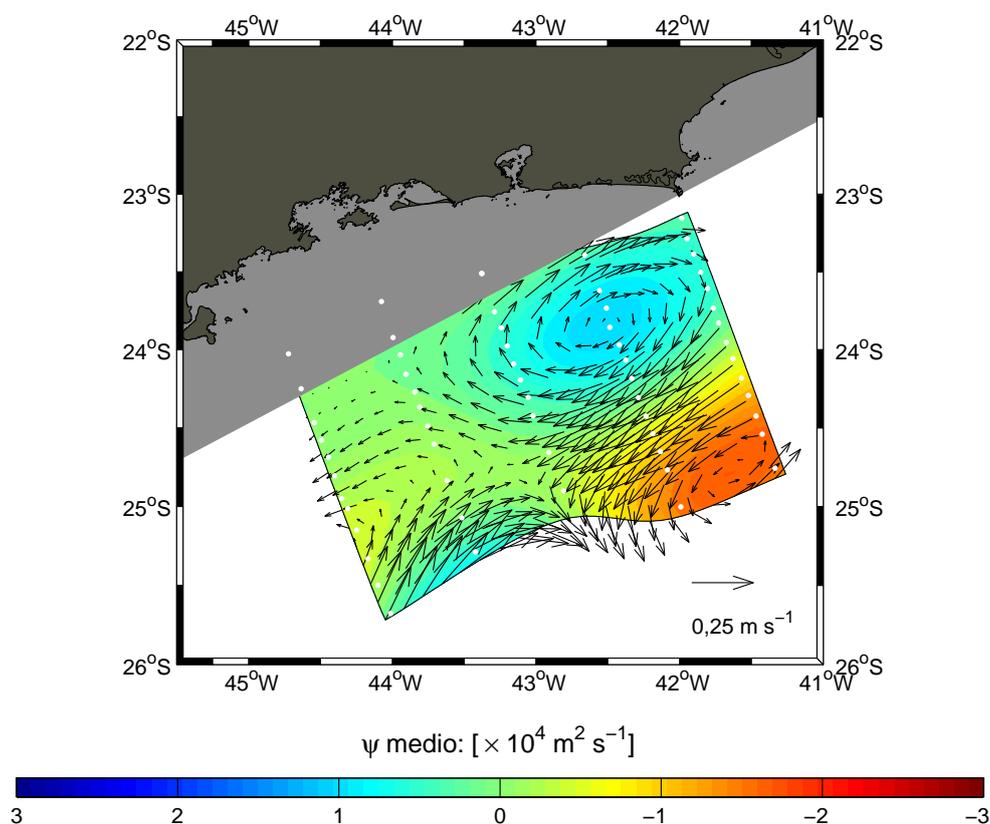


Figura 5.3: Função de corrente geostrófica $\tilde{\psi}$ do modelo quase-geostrófico de $1\frac{1}{2}$ -camadas, chamado na figura de ψ_{medio} . A máscara cinza, junto à costa, representa a aproximação da parede vertical através da aproximação linear da isóbata de 100m.

camadas, estamos aptos a investigar, sob a ótica da dinâmica, a estrutura bipolar.

A finalidade primária da presente seção é analisar o campo de vorticidade potencial (\tilde{q}), a contribuição de cada vorticidade nesse campo e, principalmente, analisarmos se o dipolo vortical é propagante ou estacionário e avaliarmos potencial crescimento em amplitude da feição.

Para isso, nos direcionamos a investigar o cenário quase-geostrófico retratado pelos campos de vorticidade oriundos do modelo de camadas formulado. Estes campos são apresentados nas Figuras 5.4 e 5.5. Através da Equação 5.10 é possível determinar as relações entre os diferentes termos associados à vorticidade relativa, à vorticidade de estiramento e à variação de vorticidade planetária. E, conforme mencionado anteriormente, a determinação destas relações é uma das finalidades da análise de vorticidade aqui proposta.

A razão entre as escalas da vorticidade relativa e a vorticidade de estiramento in-

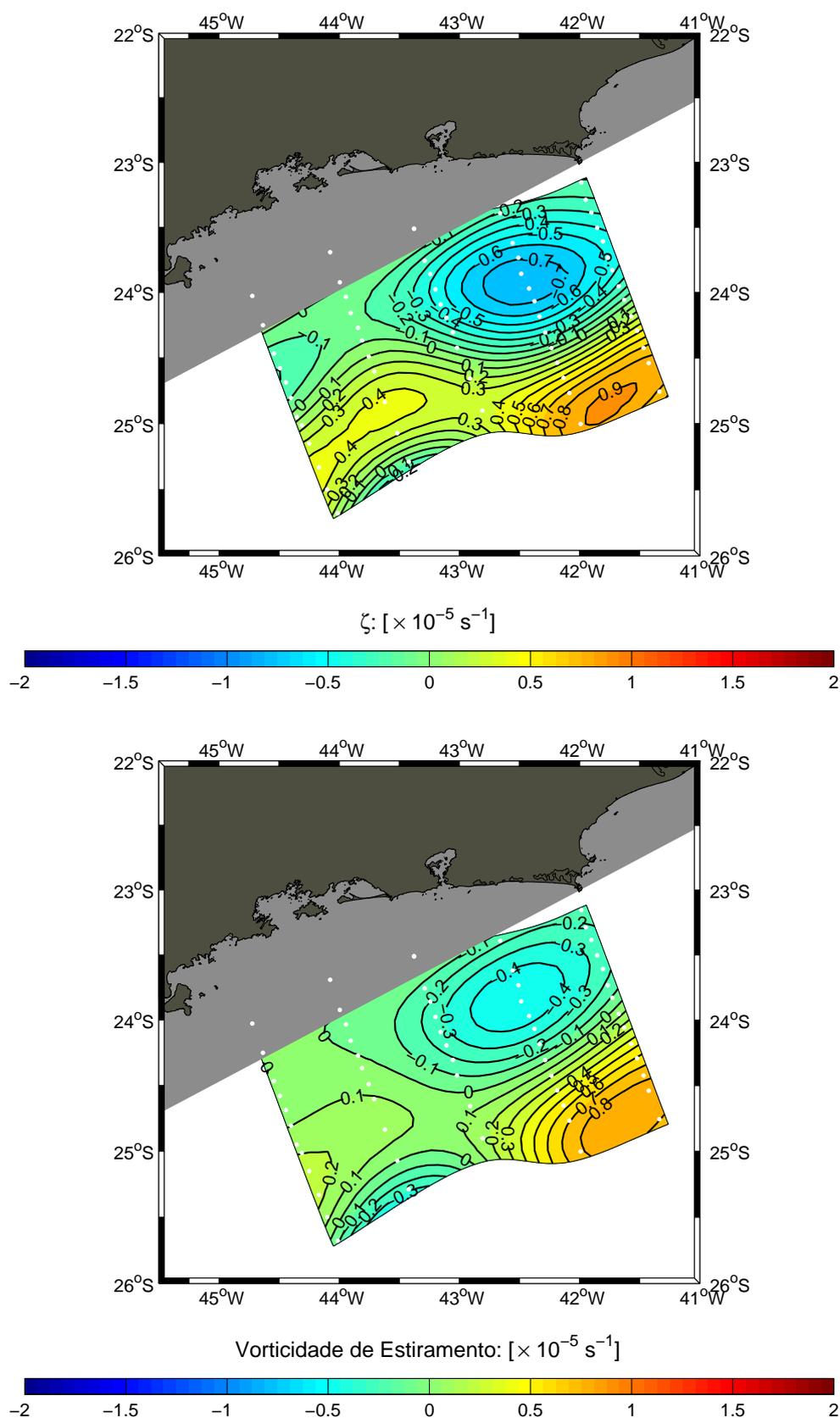


Figura 5.4: Vorticidade relativa [superior] e vorticidade de estiramento [inferior] oriundas do modelo quase-geostrófico de $1\frac{1}{2}$ -camadas. A máscara cinza, junto à costa, representa a aproximação da parede vertical.

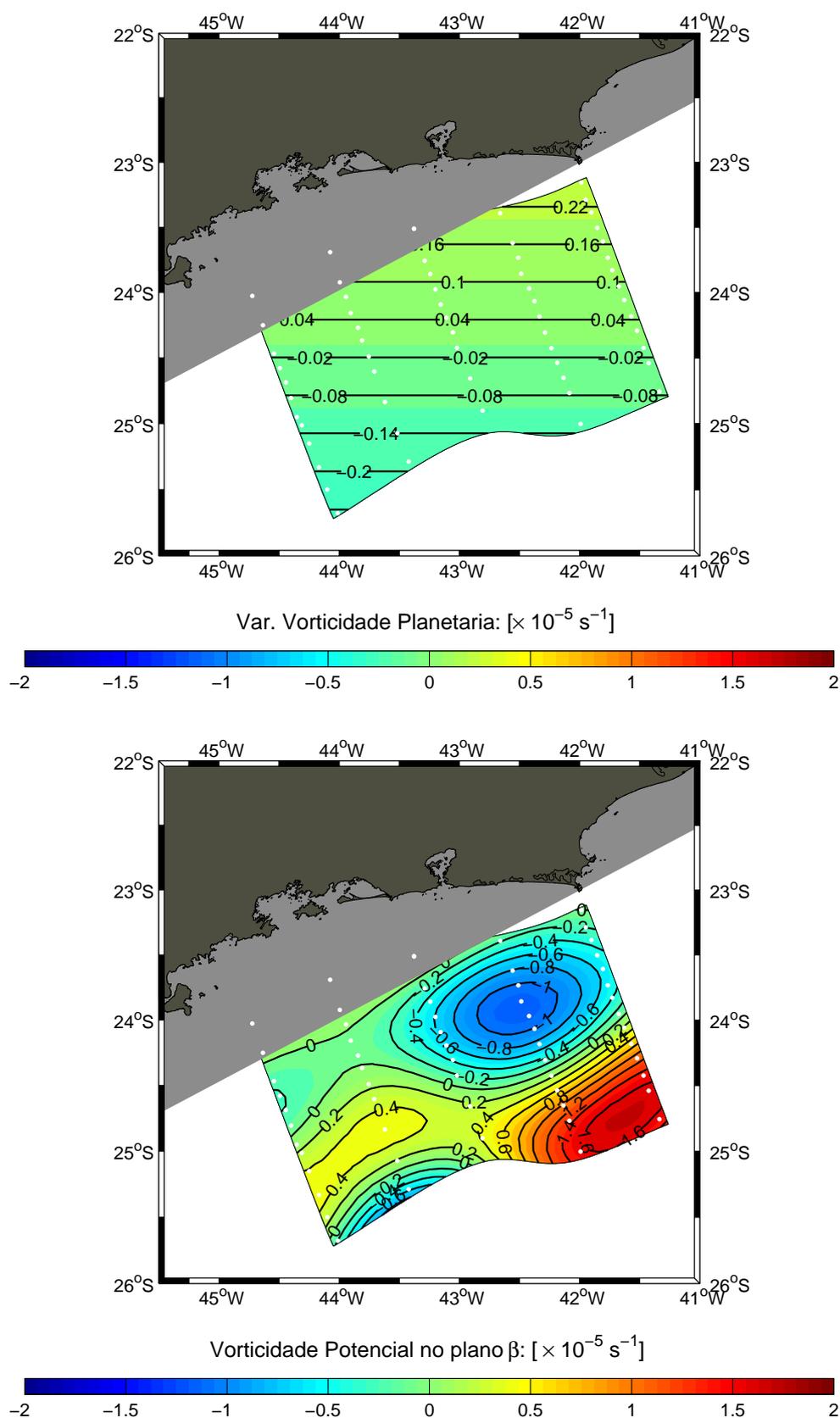


Figura 5.5: Variação de vorticidade planetária [superior] e vorticidade potencial baroclínica, no plano β [inferior], oriundas do modelo quase-geostrófico de $1^{1/2}$ -camadas. A máscara cinza, junto à costa, representa a aproximação da parede vertical.

depende do valor característico da velocidade ou da função de corrente. Ou seja, o número de Burger é:

$$Bu = \frac{\text{vorticidade relativa}}{\text{vorticidade de estiramento}}. \quad (5.13)$$

Portanto, quanto maior a escala horizontal característica da feição investigada, menor o valor da razão entre tais vorticidades. Logo, a vorticidade de estiramento é dominante na dinâmica de feições de maior escala horizontal e a vorticidade relativa, feições de menor escala horizontal.

Ao observarmos os campos de vorticidade relativa e de estiramento na Figura 5.4, notamos que os dois apresentam mesma ordem de grandeza. Se usarmos valores máximos de ambos os campos para escalar o número de Burger, observaremos que $Bu \sim 0(1)$. Isto quer dizer que as estruturas capturadas pelo DEPROAS V, em particular o dipolo vortical, são tipicamente feições de mesoescala, onde os mecanismos de estiramento e vorticidade relativa competem pela dinâmica do sistema. Adicionalmente, se compararmos as Figuras 5.4 e 5.5 observaremos que os padrões do campo de \tilde{q} são compostos basicamente pelos campos de vorticidade relativa e vorticidade de estiramento, pois a variação de vorticidade planetária apresenta valores, na região central do campo, uma ordem de grandeza menores que os outros campos. Sendo assim, para a investigação de possível propagação e potencial de crescimento do dipolo, adotamos o plano f , ou seja, consideramos que o campo de \tilde{q} é resultante apenas da soma dos campos das vorticidades relativa e de estiramento (Figura 5.6).

Identificar o caráter propagante ou estacionário do dipolo e avaliar o potencial crescimento em amplitude desta feição envolve a superposição dos campos de vorticidade potencial e função de corrente. Para a compreensão desta abordagem, consideramos a Equação 5.9, apresentada na Seção 5.2.2, na seguinte forma:

$$\frac{d}{dt}\tilde{q} = \frac{\partial}{\partial t}\tilde{q} + \mathcal{J}(\tilde{\psi}, \tilde{q}) = 0. \quad (5.14)$$

Caso o movimento seja estacionário ($\frac{\partial}{\partial t}\tilde{q} = 0$), a Equação 5.14 se reduz ao termo Jacobiano. Este termo pode ser reescrito de tal maneira que:

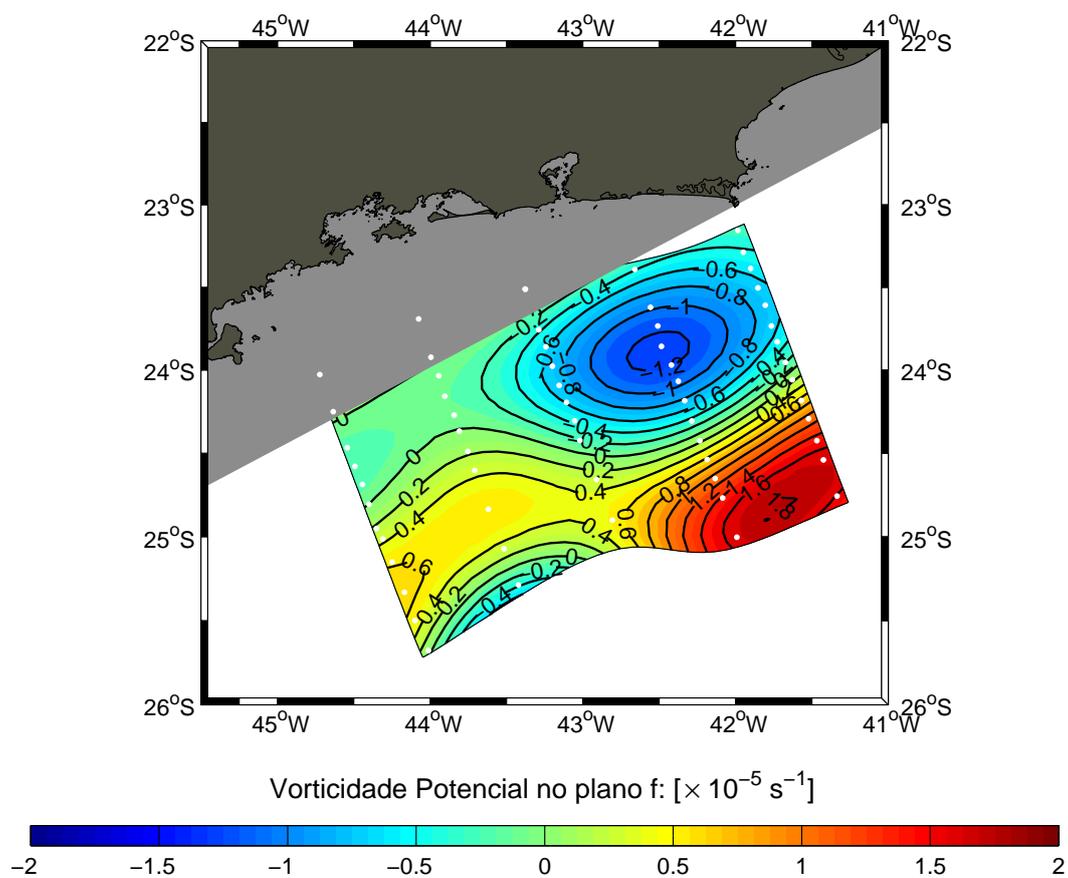


Figura 5.6: Vorticidade potencial baroclínica, no plano f , oriunda do modelo quase-geostrófico de $1^{1/2}$ -camadas. A máscara cinza, junto à costa, representa a aproximação da parede vertical.

$$\vec{k} \cdot (\nabla \tilde{\psi} \times \nabla \tilde{q}) = 0, \quad (5.15)$$

ou seja, num escoamento com \tilde{q} invariante no tempo, linhas de corrente e isolinhas de \tilde{q} são paralelas e/ou coincidentes. Portanto, a superposição dos campos revela as regiões onde a dinâmica quase-geostrófica é mais ativa e está associada a interseções entre isolinhas de \tilde{q} e $\tilde{\psi}$. Como conservação de vorticidade potencial implica em isolinhas de \tilde{q} sendo linhas materiais, podemos identificar indícios de propagação das feições e potencial crescimento em amplitude das mesmas, através da advecção do campo de \tilde{q} pelo campo de $\tilde{\psi}$.

A inspeção da Figura 5.7, que consiste na interpretação gráfica da Equação 5.15, mostra que as isolinhas de $\tilde{\psi}$ e \tilde{q} se interceptam. Ou seja, o cenário capturado pelo cruzeiro DEPROAS V não está próximo de um cenário estacionário. Em particular, as regiões da CB e do ciclone parecem ser aquelas em que os gradientes das propriedades mais se diferem. Isto sugere aumento do grau de meandramento da CB e provável intensificação do vórtice ciclônico do dipolo. Entretanto, há também evidências de que a borda continental do anticiclone está submetida à padrão de circulação que tende a aumentar a amplitude da estrutura.

Com base nestes resultados mais preliminares, partiremos agora para a verificação da interação entre as estruturas de vorticidade potencial do dipolo, considerando que o mecanismo mais comum para seu crescimento e formação é a instabilidade barotrópica [Pratt *et al.*, 1991; Bell & Pratt, 1994].

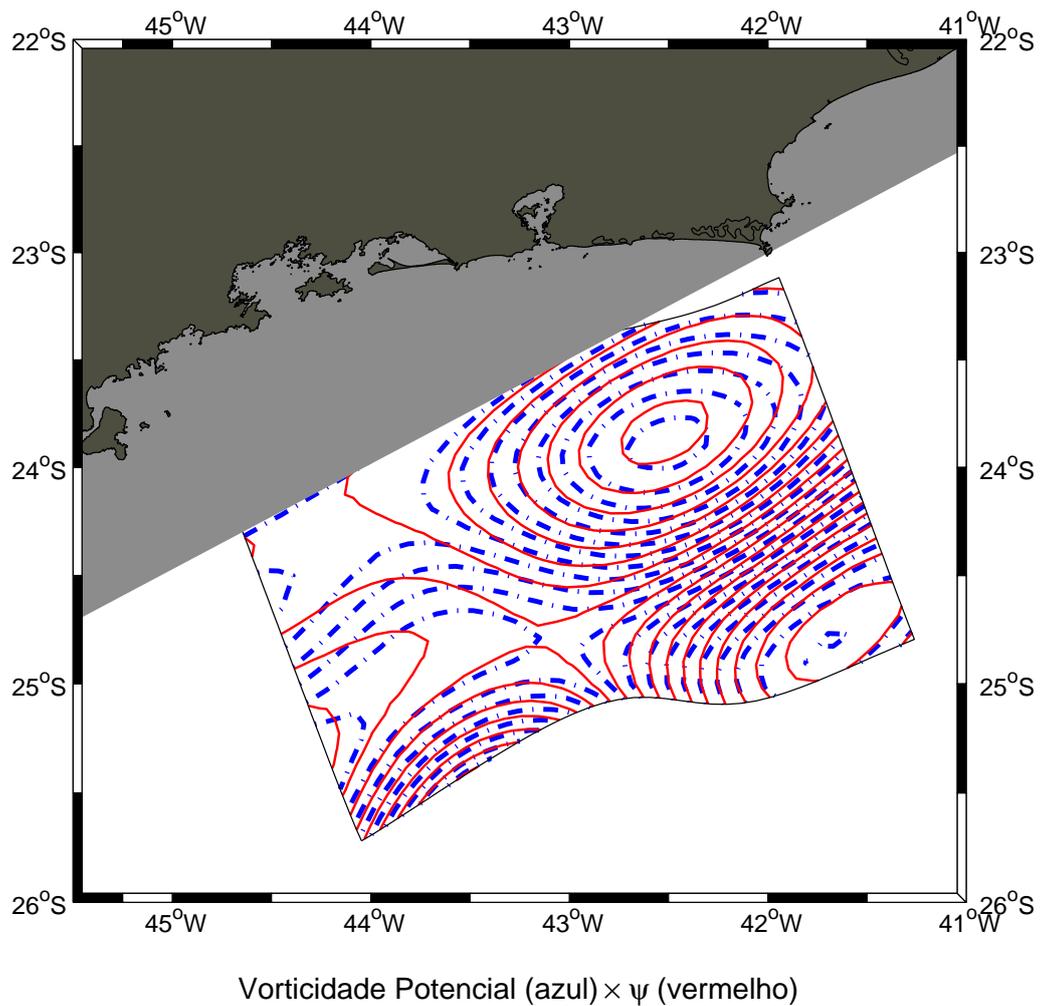


Figura 5.7: \bar{q} no plano f superposta pela função de corrente $\tilde{\psi}$. As interseções entre os campos indica regiões de ativa dinâmica quase-geostrófica. A máscara cinza, junto à costa, representa a aproximação da parede vertical.

5.3 Análise de Crescimento e Interações Barotrópicas

5.3.1 Fundamentação Teórica

Nessa seção, nós procuramos por evidências de interações, que podem ser pensadas como o desenvolvimento de determinada estrutura de \tilde{q} causado pela sua interação com um campo de função de corrente associado à outra estrutura de \tilde{q} . A metodologia apresentada aqui, é uma extensão do método de interações baroclínicas utilizado por *Silveira et al.* [2000a].

Tal análise se baseia na linearidade da relação:

$$(\nabla^2 - \frac{1}{\hat{R}d^2})\tilde{\psi} = \tilde{q}, \quad (5.16)$$

que foi com a qual construímos o campo de \tilde{q} (Figura 5.6) a partir do campo de $\tilde{\psi}$ (Figura 5.3).

Como equação diferencial, esta equação pode ser resolvida separando suas soluções em "interior" e nas "bordas" do domínio, adotando o seguinte:

Solução Interior:

$$(\nabla^2 - \frac{1}{\hat{R}d^2})\tilde{\psi}_I = \tilde{q}, \quad (5.17)$$

onde, como condição de contorno nas bordas da grade, considera-se $\tilde{\psi}_I = 0$.

Solução nas Bordas:

$$(\nabla^2 - \frac{1}{\hat{R}d^2})\tilde{\psi}_B = 0, \quad (5.18)$$

onde, como condição de contorno nas bordas da grade, considera-se $\tilde{\psi}_B = \tilde{\psi}$, obtido do campo de função de corrente média apresentado na Figura 5.3.

Note que $\tilde{\psi} = \tilde{\psi}_I + \tilde{\psi}_B$, ou seja, o campo de função de corrente pode ser separado em estruturas existentes no seu interior e em estruturas posicionadas em sua borda.

Adicionalmente, o campo de $\tilde{\psi}_I$ pode ser "quebrado" em N contribuições associadas às estruturas de \tilde{q} , presentes na Figura 5.6. Logo,

$$\tilde{\psi}_I = \psi_{I(1)} + \psi_{I(2)} + \psi_{I(3)} \dots + \psi_{I(N)}. \quad (5.19)$$

Em outras palavras, as Equações 5.19 e 5.17 permitem que nós investiguemos o efeito de cada uma das estruturas de \tilde{q} na circulação. Ou seja, existem:

$$\tilde{q}_I = q_{I(1)} + q_{I(2)} + q_{I(3)} \dots + q_{I(N)}. \quad (5.20)$$

O modelo de *Silveira et al.* [2000a] dedicou-se a resolver a análoga da Equação 5.16 para um modelo de três camadas e estudar interações baroclínicas.

É claro que o primeiro passo é a solução numérica das relações entre \tilde{q} e $\tilde{\psi}$. O segundo passo é verificar que a solução devido às condições de contorno (ou seja, $\tilde{\psi}_B$) não domina a estrutura do escoamento no interior e, principalmente, no dipolo vortical.

Então, o primeiro passo consiste na solução das Equações 5.17 e 5.18 através de iteração numérica, a partir da Equação 5.16, que pode ser escrita como

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} - \hat{R}d^{-2} \right) \tilde{\psi} = \tilde{q}. \quad (5.21)$$

Considerando que as distâncias normais e paralelas à isóbata idealizada sejam as mesmas, ou seja, $\Delta x = \Delta y = \Delta l$, podemos discretizar a Equação 5.21:

$$\frac{\psi_{i-1,j} + \psi_{i+1,j} - 2\psi_{i,j}}{\Delta l^2} + \frac{\psi_{i,j-1} + \psi_{i,j+1} - 2\psi_{i,j}}{\Delta l^2} - \hat{R}d^{-2} \psi_{i,j} = \tilde{q}_{i,j}. \quad (5.22)$$

Eliminando o denominador,

$$\underbrace{\psi_{i-1,j} + \psi_{i+1,j} + \psi_{i,j} + \psi_{i,j-1} + \psi_{i,j+1}}_{\gamma_{i,j}} - [4 + (\hat{R}d^{-2} \Delta l^2)] \psi_{i,j} = \tilde{q}_{i,j} \Delta l^2. \quad (5.23)$$

onde os índices $i = 1, 2, 3, \dots, N$ e $j = 1, 2, 3, \dots, M$ representam o número de linhas e colunas de uma grade ortogonal.

Escrevendo em função de $\tilde{\psi}_{i,j}$, obtemos:

$$\tilde{\psi}_{i,j} = \frac{\gamma_{i,j} - \tilde{q}_{i,j} \Delta l^2}{4 + (\hat{R} d^{-2} \Delta l^2)}. \quad (5.24)$$

Calculados os valores de $\tilde{\psi}_{i,j}$ para cada ponto de grade, estes novos valores são recolocados na Equação 5.24 recursivamente até que a diferença entre o valor máximo absoluto da matriz de $\tilde{\psi}$ entre duas iterações consecutivas seja menor ou igual a um valor $\delta\tilde{\psi}$, estabelecido como critério de convergência.

O segundo passo consiste na validação do método, confrontando a solução de $\tilde{\psi}$ resultante da iteração com o $\tilde{\psi}$ calculado a partir das observações e, finalmente, encontrar as soluções para $\tilde{\psi}_B$ e $\tilde{\psi}_I$.

5.3.2 Os Campos de Entrada e a Validação da Abordagem

Seguindo um dos objetivos do trabalho, agora estamos interessados em analisar o tipo de interação que ocorre entre os vórtices do dipolo (caso ela ocorra). Portanto, direcionaremos nossa atenção para a região da grade onde a estrutura é observada. E, para facilitar a solução das Equações 5.17 e 5.18, adotaremos uma grade quadrada e regular, com espaçamento de $\Delta l = 2,2$ km entre os pontos, apresentada na Figura 5.8.

Para a transposição dos campos da grade curvilínea para a quadrada, foi utilizada a \mathcal{AO} , de acordo com o apresentado no Capítulo 2. Os resultados são apresentados na Figura 5.9. Observem que o padrão dos novos campos é exatamente o mesmo daqueles apresentados nas Figuras 5.3 e 5.6, mas concentram-se na região do dipolo vortical.

Seguiremos agora, com o procedimento que nos permitirá a validação do método proposto para os estudos de interações barotrópicas. Tal procedimento, nada mais é que um simples processo de calibração através da aplicação dos dados de entrada. Ou seja, numericamente, faremos, para a região do dipolo, o inverso do que foi apresentado na Seção 5.2, onde construímos \tilde{q} a partir de $\tilde{\psi}$. O processo que chamamos de calibração consiste, então, na solução numérica de 5.16 usando $\tilde{\psi}$ nas bordas da matriz como condição de contorno. A matriz de entrada é nula no interior, com os valores de $\tilde{\psi}$ nas bordas extraídos do campo apresentado no painel esquerdo da Figura 5.9 e com o campo de \tilde{q} extraído do painel direito da mesma figura. Os resultados da iteração são apresentados no painel esquerdo da Figura 5.10. No painel direito, apresentamos

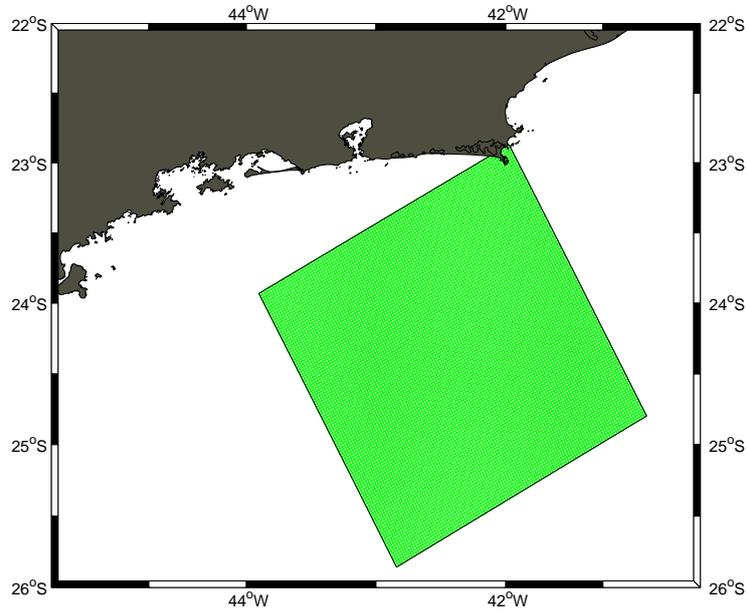


Figura 5.8: Grade quadrada que será utilizada na análise de interações barotrópicas.

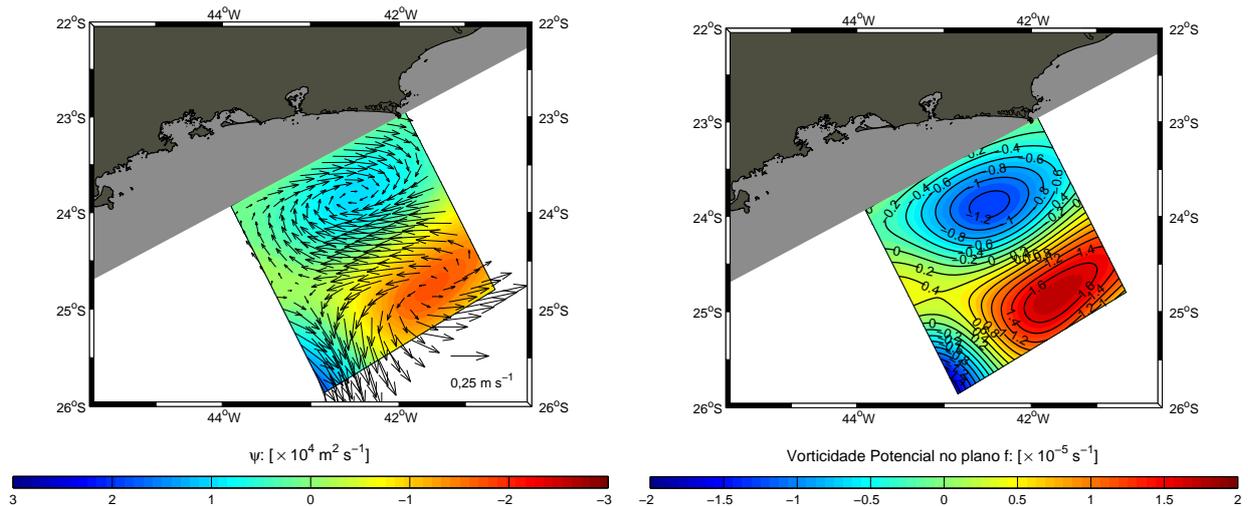


Figura 5.9: Campos de $\tilde{\psi}$ [à esquerda] e \tilde{q} [à direita] que serão utilizados na análise de interações barotrópicas, exibindo a ênfase na estrutura do dipolo vortical.

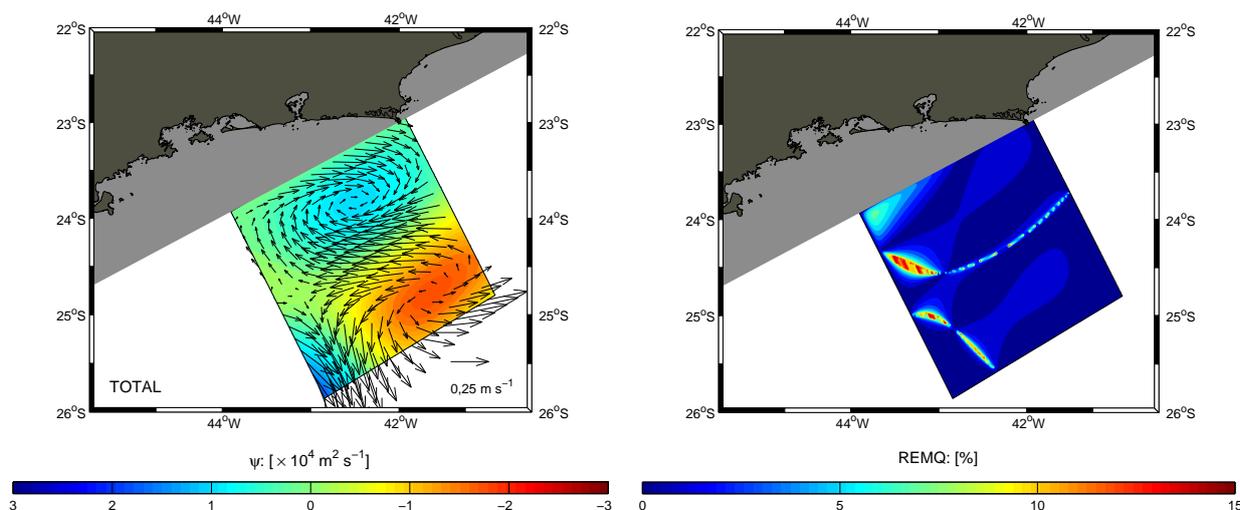


Figura 5.10: Resultados da iteração numérica. Campos de $\tilde{\psi}$ [à esquerda] e a raiz do erro médio quadrático pontual [à direita].

pontualmente os valores da raiz quadrada do erro médio quadrático e verificamos que os erros são, em média, de 1,33 % e que acarretam erros em velocidade da ordem de 1,62 %. Logo, o procedimento de obtenção de $\tilde{\psi}$ numericamente está adequado e podemos prosseguir com a investigação.

Sequencialmente, resolveremos as Equações 5.17 e 5.18 utilizando os seguintes campos de entrada e equações:

- (I) Equação 5.17: campo de $\tilde{\psi}$ com o valor zero nas bordas e campo de $\tilde{q} = \text{original}$;
- (II) Equação 5.18: campo de $\tilde{\psi} = 0$, exceto nas bordas (onde são inseridos os valores do campo original), e campo de $\tilde{q} = 0$.

Os resultados deste experimento são, respectivamente, a solução interior total ($\tilde{\psi}_I$) e a solução de borda ($\tilde{\psi}_B$). Então, ainda seguindo o desmembramento da Equação 5.16, a soma dos dois resultados deve ser igual ao campo apresentado na Figura 5.9, painel esquerdo. Além disso, como a metodologia se baseia na separação do campo de $\tilde{\psi}_I$ em diferentes regiões, é importante que o alvo de nossa análise, o dipolo, não esteja inserido na solução de borda. Caso isso ocorra, o método não poderá ser aplicado, como já discutido.

A Figura 5.11 apresenta os resultados do teste. Observe a semelhança entre o painel inferior da Figura 5.11 e o campo de função de corrente original (Figura 5.9). A Figura 5.10, painel direito, apresenta os pontos onde há diferenças de valores, totalizando um erro médio quadrático percentual médio de apenas 1,33 %. Notem, também,

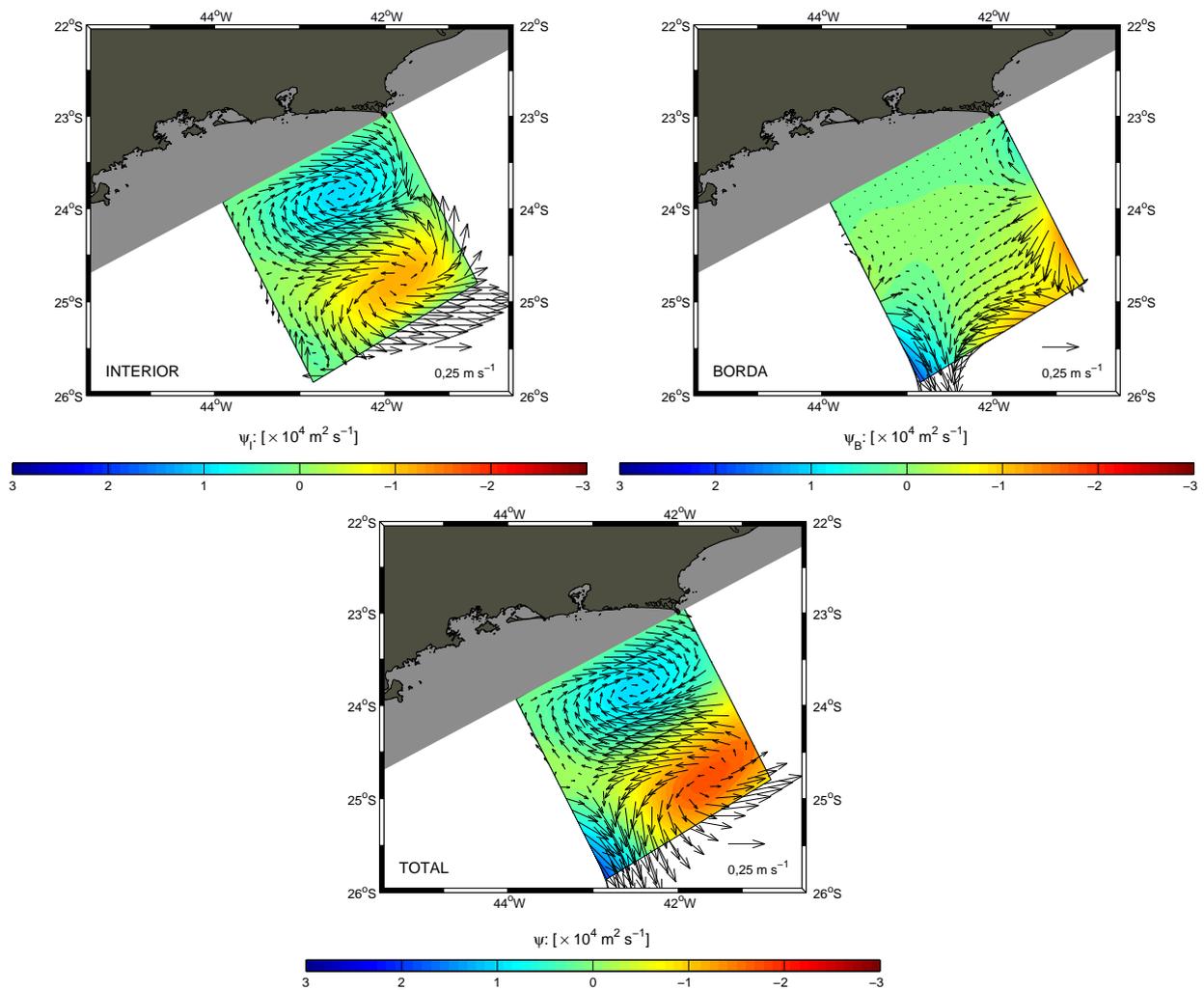


Figura 5.11: [Painel superior esquerdo] Solução Interna ($\tilde{\psi}_I$) utilizando o campo de $\tilde{\psi}$ com o valor zero nas bordas e campo de $\tilde{q} =$ original. [Painel superior direito] Solução de Borda ($\tilde{\psi}_B$) utilizando o campo de $\tilde{\psi} = 0$, exceto nas bordas (onde são inseridos os valores do campo original), e campo de $\tilde{q} = 0$. [Painel inferior] Soma das soluções Interna e Externa ($\tilde{\psi}$) apresentadas nos painéis acima.

que ambos os vórtices da estrutura bipolar se encontram na solução interior. Logo, a metodologia é aplicável para a análise de interação entre as estruturas.

5.3.3 Análise de Interação entre as Estruturas de Vorticidade

Confirmada a validação e aplicabilidade do método, para o problema de interesse, iniciamos o estudo do efeito das estruturas de \tilde{q} isoladamente na circulação. Escolhemos duas regiões: a região de \tilde{q} associada ao vórtice ciclônico e a região associada ao vórtice anticiclônico. Ambas são apresentadas na Figura 5.12.

Assim, as equações diferenciais a serem resolvidas são:

$$(\nabla^2 - \frac{1}{\hat{R}d^2})\psi_{I(1)} = q_{I(1)}, \quad (5.25)$$

com $\psi_{I(1)} = 0$ nas bordas do domínio; e,

$$(\nabla^2 - \frac{1}{\hat{R}d^2})\psi_{I(2)} = q_{I(2)}, \quad (5.26)$$

com $\psi_{I(2)} = 0$ nas bordas do domínio. Como mostrado na Figura 5.12, $\tilde{q}_{I(1)}$ se refere à estrutura de vorticidade potencial do ciclone e $\tilde{q}_{I(2)}$, à do anticiclone.

Com as regiões de \tilde{q} definidas, calculamos os respectivos campos de $\tilde{\psi}$ associados a cada uma delas e, posteriormente, iniciamos a análise das interações entre as estruturas através da sobreposição do campo de $\tilde{\psi}$ de uma região com o campo de \tilde{q} da outra região (Figuras 5.13 e 5.14).

Observamos que os campos de $\tilde{\psi}_{I(1)}$ e $\tilde{\psi}_{I(2)}$ atuam para ampliar a estrutura de \tilde{q}_1 e \tilde{q}_2 . Em outras palavras, o escoamento induzido pela estrutura ciclônica de vorticidade potencial está causando aumento na estrutura anticiclônica de vorticidade potencial e vice-versa (vide setas editadas nas Figuras 5.13 e 5.14). Esta interação causa crescimento barotrópico. Aliás, a definição mais geral e mais simples de instabilidade geofísica é a interação entre diferentes estruturas de vorticidade potencial que provocam crescimento recíproco. Este é indubitavelmente o caso apresentado aqui.

A simplicidade do modelo concebido impede que visualizemos outras características como os efeitos de advecção. Estes efeitos, como exibido no modelo teórico de *Bell & Pratt* [1992] (Figura 1.10), conduzirão à uma diferença de fase do ciclone e anticiclone, a posteriori, e conseqüente fortalecimento das interações barotrópicas às custas da energia da CB. É possível que as demais estruturas vorticiais capturadas apenas parcialmente pelos mapas apresentados nas Figuras 5.3 e 5.6 já apresentem estágios mais avançados no processo de instabilidade de cisalhamento horizontal.

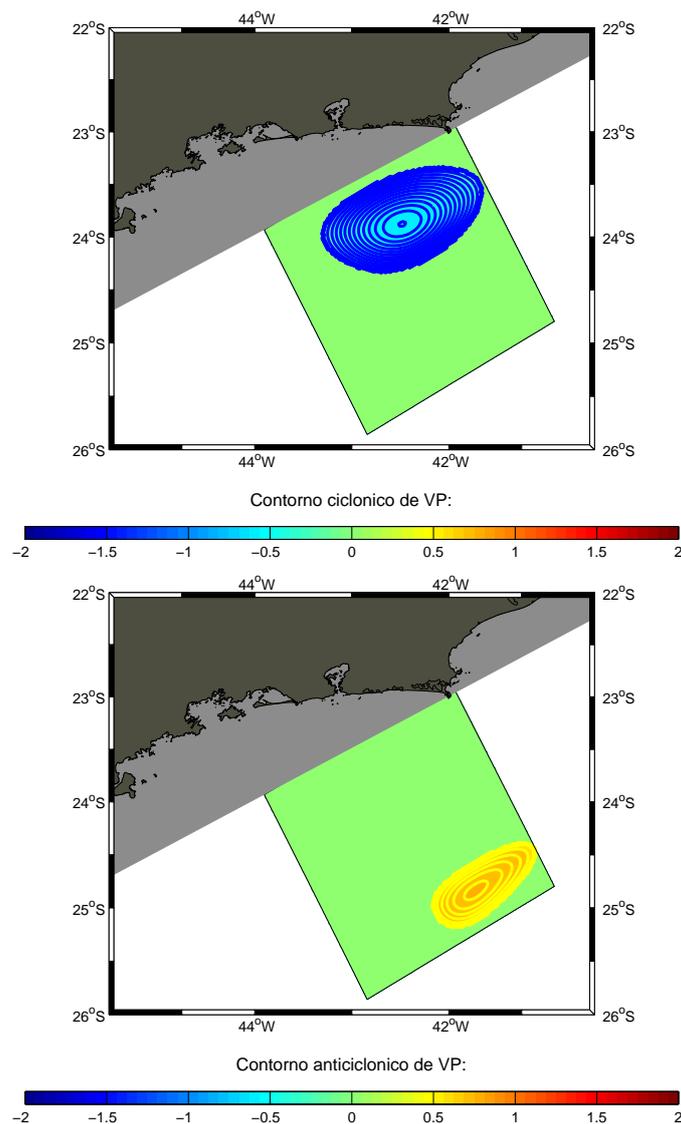


Figura 5.12: Regiões de \tilde{q} escolhidas. No quadro superior, estrutura de $\tilde{q}_{I(1)}$ do vórtice ciclônico e no inferior, estrutura de $\tilde{q}_{I(2)}$ do anticiclone. Note que as duas matrizes possuem valor de $\tilde{q} = 0$ fora das regiões das estruturas de interesse.

Quanto ao dipolo capturado e objeto deste modelo, é inegável que o processo de instabilidade ainda esteja em evolução à luz da teoria quase-geostrófica.

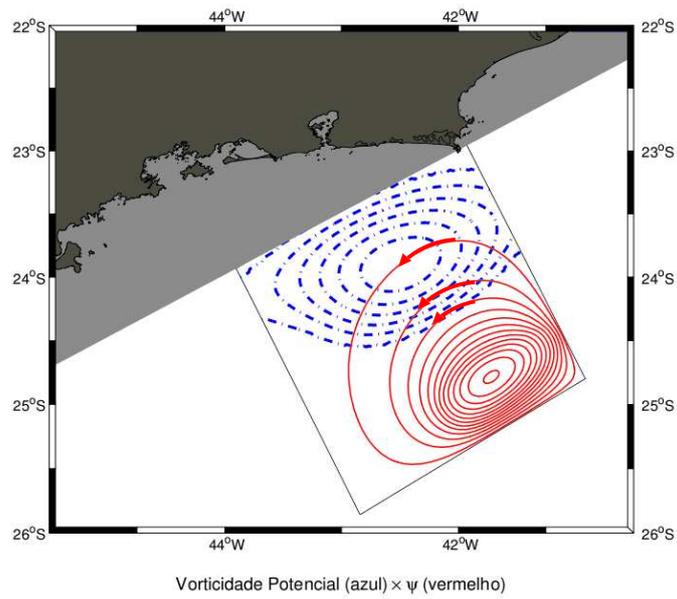


Figura 5.13: Sobreposição entre os campos de $\tilde{\psi}_{I(2)}$ (vermelho), associado ao anticiclone, e de $\tilde{q}_{I(1)}$ (azul), associado ao ciclone.

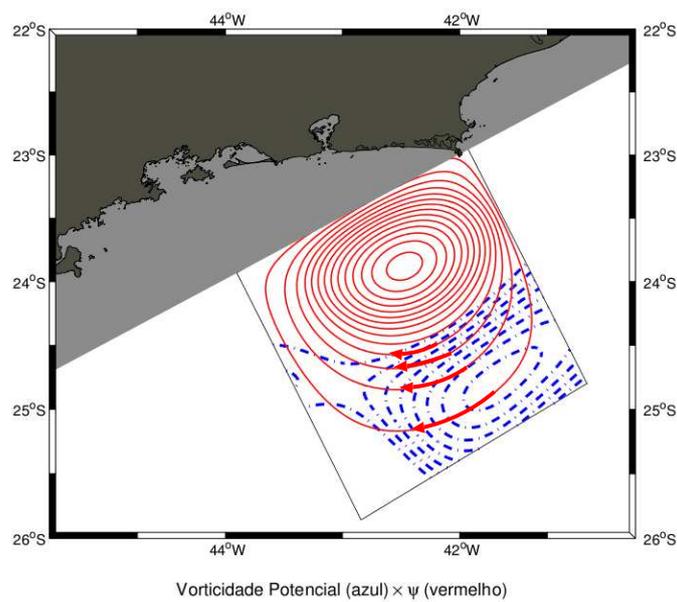


Figura 5.14: Sobreposição entre os campos de $\tilde{\psi}_{I(1)}$ (vermelho), associado ao ciclone, e de $\tilde{q}_{I(2)}$ (azul), associado ao anticiclone.

Capítulo 6

Considerações Finais

6.1 Síntese dos Resultados e Conclusões

Fluindo ao largo da margem continental brasileira, a CB possui notadamente uma região de grande atividade de mesoescala entre a Cadeia Vitória-Trindade (20°S) e o Cabo de Santa Marta Grande (28°S). A maioria do conhecimento construído acerca desta atividade se refere aos vórtices frontais, aqueles em que o eixo do escoamento principal é parte constituinte da feição vortical. Estes vórtices estão presentes na literatura através de descrições, como aquelas apresentadas por *Mascarenhas et al.* [1971], *Signorini* [1978] e *Campos et al.* [1995], quanto por investigações dinâmicas das estruturas e seus processos de formação [*Campos et al.*, 1995; *Silveira et al.*, 2004; *Calado et al.*, 2006; *Silveira et al.*, 2008].

Mas além destes vórtices frontais, existe a ocorrência de vórtices de borda na CB, principalmente observados no interior da Bacia de Santos, sob a configuração de dipolos vorticais. Tal estrutura foi relatada apenas através de sensoriamento remoto, por *Campos et al.* [1996], por exemplo. Embora, até o momento, não existam estudos sobre o processo de formação desta feição na CB, de acordo com *Cushman-Roisin* [1994], o mecanismo dominante de formação das estruturas vorticais bipolares é a instabilidade barotrópica. Isso pode ser observado através de estudos teóricos que utilizam modelos quase-geostróficos barotrópicos ou equivalente-barotrópicos, como é o caso de *Leal Silva & Silveira* [2001] e *Bell & Pratt* [1992].

Um primeiro passo no preenchimento da lacuna relativa à ausência de informações

sobre os dipolos vorticais da CB, a partir de observações *in situ*, foi possível devido à captura de tal estrutura pela malha amostral do cruzeiro DEPROAS V, realizado na primavera de 2003. Esse cruzeiro foi composto de 5 radiais entre a Ilha de São Sebastião (SP, radial 1) e Cabo Frio (RJ, radial 5). Nele, foram coletados tanto dados termohalinos (via CTD) quanto dados de velocidade (via ADCP de casco). Nesse trabalho, tais dados passaram por tratamento básico e análise de qualidade e, posteriormente, foram gradeados horizontalmente através de *Análise Objetiva*. Essa técnica consiste num estimador linear cuja função-peso depende da correlação entre as observações e é aproximada por uma função gaussiana, cujos parâmetros funcionais são o comprimento de correlação $l_c = 1,2^\circ$ e a variância do erro amostral $\epsilon^2 = 0,05$.

Entre as radiais 4 e 5, os campos termohalinos evidenciam mínimos de temperatura e salinidade e máximos de densidade na região mais próxima à costa, bem como máximos de temperatura e salinidade e mínimos de densidade na região oceânica da grade. Essa situação se configura como os padrões termohalinos associados a um ciclone e a um anticiclone, dispostos quase simetricamente opostos com relação ao eixo da CB - considerando que o primeiro causa soerguimento das isopícnas e o último, rebaixamento. Este padrão termohalino é indicativo da presença do dipolo vortical na região.

Tal presença foi confirmada pelos campos de função de corrente calculados. Primeiramente, a partir dos dados termohalinos, obtivemos a função de corrente geostrófica referente ψ_{rel} ao nível de 480 dbar. O vórtice ciclônico da estrutura apresentou configuração aproximadamente circular, com cerca de 100 km de diâmetro e posicionado entre as radiais 4 e 5. Já o anticiclone, também posicionado entre as radiais 4 e 5, possui configuração elíptica, sendo os eixos maior e o menor de 100 km e 50 km, respectivamente. Além disso, o escoamento principal da CB apresenta enfraquecimento ao sul da região do dipolo. Por exemplo, ao nível de 100 m, os máximos ocorrem na região do dipolo, sendo cerca de $0,6 \text{ ms}^{-1}$, e os mínimos, no extremo sul da grade amostral, sendo cerca de $0,2 \text{ ms}^{-1}$.

Definindo a estrutura geostrófica do dipolo, buscamos informações dessa feição nos dados de velocidade observada diretamente via ADCP de casco. Passamos, então, a analisar os padrões de circulação a partir de medições diretas de velocidade (ADCP)

através da função de corrente observada (ψ_{obs}). Tais campos apresentaram grande semelhança às distribuições de ψ_{rel} .

O ciclone possui ligeiramente caráter mais assimétrico que o do campo geostrófico relativo, sendo seu eixo paralelo à costa de 90 km e o perpendicular, de 120 km. O anticiclone também possui caráter elíptico, com eixos paralelo e perpendicular à costa de, respectivamente, 70 km e 120 km. Como não foi possível investigar os campos de velocidade observada em profundidades a partir dos 200 m, devido a ausência de dados, partimos para o cálculo da função de corrente absoluta (ψ_{abs}), combinando os dois conjuntos de dados.

Nesse caso, escolhemos o nível de 110 m como referência de velocidades conhecidas e obtivemos campos de ψ_{abs} muito semelhantes aos campos de ψ_{rel} (agora referenciados a 110 m), demonstrando que a adoção do nível de movimento nulo de 480 dbar no cálculo da função de corrente geostrófica relativa, na Bacia de Santos, fornece uma boa estimativa para os padrões de corrente, na ausência de observações diretas de velocidade. Com isso, o passo seguinte foi analisar dinamicamente a estrutura e investigar a ocorrência de algum processo de interação barotrópica ou mesmo de instabilidade barotrópica.

Como o número de *Rossby* máximo possível para os dados foi $Ro = 0,27$, o número planetário $\hat{\beta} = 0,045$ e o número de *Rossby* de estiramento foi de $Ro_s = 0,29$, a aproximação quase-geostrófica é validada para a região. Assim, aproximamos as observações para um modelo quase-geostrófico de $1\frac{1}{2}$ -camadas, para mais direta e facilmente investigarmos a ocorrência do fenômeno de instabilidade de cisalhamento horizontal (ou barotrópica) - o mecanismo mais comum para crescimento e formação de dipolos vorticais [Pratt et al., 1991; Bell & Pratt, 1994]. A formulação do modelo foi conduzida a partir daquela do modelo de duas camadas, de tal forma que toda dinâmica fique restrita à camada superior, ou seja, aquela representativa do domínio da CB, sendo a camada inferior inerte. Seguindo o esquema de *calibração dinâmica* de Flierl [1978], objetivamos melhor reproduzir a estrutura de massa simplificada do modelo, se comparada àquela do oceano real. Esse esquema sugere que o raio de deformação baroclínico do oceano aproximado por camadas seja igual à projeção do primeiro raio de deformação baroclínico do oceano real.

Os padrões evidenciados no campo de função de corrente do modelo ($\tilde{\psi}$) são muito semelhantes àqueles do oceano continuamente estratificado. O padrão característico do dipolo vortical permaneceu bem evidente, inclusive com o escoamento da CB se enfraquecendo após a passagem pela estrutura vortical bipolar.

A formulação analítica do modelo nos permitiu o cálculo e a análise de vorticidade potencial (\tilde{q}) a partir da construção dos campos de vorticidade relativa, vorticidade de estiramento e variação de vorticidade planetária. Nesse caso, notamos que as vorticidades relativa e de estiramento possuem a mesma ordem de grandeza, competindo pela dinâmica do sistema. Ao compararmos os campos de $\tilde{\psi}$ e \tilde{q} , observamos que tanto o dipolo quanto o escoamento da CB não estão próximos de um cenário estacionário. Por isso, partimos para a verificação da interação entre as estruturas de vorticidade potencial do dipolo.

Buscamos evidências de desenvolvimento de determinada estrutura de vorticidade potencial causado pela interação com um campo de função de corrente associado à outra estrutura de vorticidade potencial, com base na metodologia utilizada por *Silveira et al.* [2000a]. Para tal análise, separamos a região ciclônica e a anticiclônica do campo de \tilde{q} e, através de iteração numérica, obtivemos o campo de função de corrente associado a cada uma das regiões. Como resultado final, observamos que os campos de função de corrente associados ao ciclone e anticiclone atuam de forma a ampliar as estruturas de vorticidade potencial associadas a esses reciprocamente. Esta é a forma mais geral de definirmos um processo de instabilidade. Logo, concluímos que o dipolo capturado encontrava-se em processo de crescimento barotrópico.

6.2 Sugestões para Trabalhos Futuros

O presente trabalho caracterizou a estrutura de massa e de velocidades, além de realizar análise dinâmica de um dipolo vortical na CB, com base em dados termohalinos e de velocidade observada. O desenvolvimento de tal estrutura se mostrou atrelado ao processo de instabilidade barotrópica que, durante sua ocorrência, pode empreender diferenças significativas com relação à velocidade do escoamento. Aliado a isso, não sabemos se existem, por exemplo, locais preferencias para a formação de tal feição,

considerando que os relatos anteriores remetiam a estruturas localizadas nas porções central e sul da Baía de Santos.

Dessa forma, sugerimos os seguintes trabalhos:

- Primeiramente, a realização de mais levantamentos ao longo de toda a Baía de Santos, de preferência, utilizando o equipamento "Lowered-ADCP"(L-ADCP) para a tomada de medidas diretas de corrente ao longo da coluna de água, concomitantemente ao CTD;
- Estudos numéricos de processos que simulem os dipolos, inclusive com o uso de modelos de feição. A incorporação dessa estrutura pode contribuir para os atuais esforços de previsão de correntes oceânicas;
- Com base nos resultados dos estudos numéricos, realizar cálculos de conversão de energia do fenômeno; e
- Estudar a relação entre a formação dos vórtices frontais e dos dipolos vorticais.

Referências Bibliográficas

- Bell, G. & L. Pratt, 1992: The Interaction of an Eddy with an Unstable Jet. *Journal of Physical Oceanography*, 22, 1229–1244.
- Bell, G. & L. Pratt, 1994: Eddy-jet Interaction Theorems of piecewise constant potential vorticity flows. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 20, 285–314.
- Bretherton, F. P., E. D. Russ, & C. B. A. Fandry, 1976: Technic for Objective Analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. *Deep-Sea Res.*, 23(7), 559–582.
- 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, São Paulo, 95 pp.
- Calado, L., A. Gangopadhyay, & I. C. A. Silveira, 2006: A parametric model for the Brazil Current meanders and eddies off southeastern Brasil. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L12602.
- Campos, E. J. D., J. E. Gonçalves, & Y. Ikeda, 1995: Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight - summer of 1991. *J. Geophys. Res.*, 100(C9), 18.537–18.550.
- Campos, E. J. D., Y. Ikeda, B. M. Castro, S. A. Gaeta, J. Lorenzetti, & M. Stevenson, 1996: Experiment Studies Circulation in the Western South Atlantic. *Eos Transaction*, 77(27), 253 – 259.
- Carter, E. F. & A. R. Robinson, 1987: Analysis Models for the Estimation of Oceanic Fields. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 4(1), 49 – 74.

- Cushman-Roisin, B., 1994: *Introduction to geophysical fluid dynamics*. Prentice-Hall Inc., New Jersey, 320 pp.
- Defant, A., 1941: Die absolute topographie des phys. Meeresniveaus und Druckflächen, sowie die Wasserbewegungen. *Atl. Ozean*, 6(2), 191–250.
- Emery, W. J. & R. E. Thomson, 1998: *Data analysis methods in physical oceanography*. Pergamon, Great Britain, 634 pp.
- Flierl, G. R., 1978: Models of vertical structure and the calibration of two-layer models. *Dynam. Atmos. Oceans*, 2(4), 341–381.
- Francisco, C. P. F. & I. C. A. Silveira, 2004: Estudo teórico da dinâmica da Confluência Brasil-Malvinas. *Rev. Bras. Geofis.*, 22(2), 163–180.
- Godoi, S. S. d., 2005: Dinâmica Quase-geostrófica do Sistema Corrente do Brasil no Embaiamento de São Paulo (23,5° S - 27° S S). Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 133pp.
- Ikeda, M., L. Mysak, & W. Emery, 1984: Observational and Modeling of Satellite-sensed meanders and eddies of Vancouver Island. *Journal of Physical Oceanography*, 14, 3–21.
- Joyce, T. M., 1989: On In Situ “Calibration” of Shipboard ADCPs. *J. Atmos. Oc. Tech.*, 6(6), 169–172.
- Kampel, M., 2003: Estimativa da Produção Primária e Biomassa Fitoplanctônica Através de Sensoriamento Remoto da Cor do Oceano e Dados in situ na Costa Sudeste Brasileira. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 279pp.
- Leal Silva, C. A. C., 2000: Dinâmica da Separação de Correntes de Contorno Oeste Barotropicamente Instáveis. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 104pp.
- Leal Silva, C. A. L. & I. C. A. Silveira, 2001: Dinâmica da Separação de Correntes de Contorno Oeste Barotropicamente Instáveis. *Anais Hidrográficos, Rio de Janeiro*, 57, 89–97.

- Marchesiello, P., J. McWilliams, & A. Shchepetkin, 2003: Equilibrium Structure and Dynamics of the California Current System. *Journal of Physical Oceanography*, 33, 753–783.
- Mascarenhas, A. S. J., L. B. Miranda, & N. J. Rock, 1971: A Study of oceanographic conditions in the region of Cabo Frio. *Fertility in the Sea*, 1, 285 – 208.
- Mattos, R. A., 2006: Feições de meso e grande escalas da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 126 pp.
- Pedlosky, J., 1987: *Geophysical fluid dynamics*. Springer, New York, 728 pp.
- Phillips, N. A., 1954: Energy transformations and meridional circulations associated with simple baroclinic waves in a two-layer, quasi-geostrophic model. *Tellus*, 6(1), 273–286.
- Pickard, R. S. & S. S. Lindstrom, 1993: A Comparison of Techniques for Referencing Geostrophic Velocities. *J. Atmos. Oc. Tech.*, 11, 814–824.
- Pollard, R. & J. Read, 1989: A Method for Calibrating Shipmounted Acoustic Doppler Profilers and limitations of Gyro Compasses. *JAOT*, 6(6), 859–865.
- Pratt, L., J. Earles, P. Cornillon, & J. Cayula, 1991: The Nonlinear behavior of varicose disturbances in a simple model of the Gulf Stream. *Deep-Sea Research*, 1(38), S591–S622.
- Reid, J. L. & A. W. Mantyla, 1976: The Effect of Geostrophic Flow Upon Coastal Sea Elevations in the Northern North Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 81(18), 3100 – 3110.
- Schmidt, A. C. K., 2004: Interação Margem Continental, Vórtices e Jatos Geofísicos. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 279pp.
- Signorini, S. R., 1978: Circulation and Volume Transport of Brazil Current Between Cape of Sao-Tome and Guanabara Bay. *Deep-Sea Research*, 25(5), 481 – 490.

- Silveira, I. C. A., 2007: *O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ*. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo. São Paulo, 160 pp.
- Silveira, I. C. A., W. Brown, & G. Flierl, 2000a: Dynamics of the North Brazil Current retroflection region from the Western Tropical Atlantic Experiment observations. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 105(C12), 28.559 – 28.583.
- Silveira, I. C. A., L. Calado, B. M. Castro, M. Cirano, J. A. M. Lima, & A. D. S. Mascarenhas, 2004: On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current system at 22° – 23° S. *Geophysical Research Letters*, 31(14).
- Silveira, I. C. A., G. R. Flierl, & W. S. Brown, 1999: Dynamics of separating western boundary currents. *Journal of Physical Oceanography*, 29(2), 119 – 144.
- Silveira, I. C. A., J. A. Lima, A. C. K. Schmidt, W. Ceccopieri, A. Sartori, F. C. P. F., & R. F. C. Fontes, 2008: Is the meander growth in the Brazil Current system off Southeast Brazil due to baroclinic instability? *DAO*, (45), 187–207.
- Silveira, I. C. A., A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. S. Godoy, & Y. Ikeda, 2000b: A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, 48(2), 171–183.
- Simpson, J. & R. Lynn, 1990: A mesoscale eddy dipole in the offshore California Current. *Journal of Geophysical Research*, 95, 13.009–13.022.
- Sutton, P. J. H. & T. K. Chereskin, 2002: Absolute geostrophic currents in the East Australian Auckland Current region. *N. Zel. J. Mar. Fresh W. Res.*, 36, 751–762.
- Thompson, R. & J. Papadakis, 1987: Upwelling filaments and motion of satellite-tracked drifter along the west coast of North America. *Journal of Geophysical Research*, 92, 6445–6461.
- Velhote, D., 1998: Modelagem numérica da ressurgência da quebra de plataforma induzida por vórtices ciclônicos da Corrente do Brasil na Bacia de Santos. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 134 pp.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)