

Ilson Carlos Almeida da Silveira

O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ

Tese apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Livre Docente.

São Paulo

2007

“If you torture the data long enough, Nature will confess.”

Ronald Coase

Sumário

| | |
|---|-------------|
| Agradecimentos | iv |
| Resumo | vi |
| Abstract | vii |
| Lista de Figuras | xvii |
| Lista de Tabelas | xix |
| 1 Introdução | 1 |
| 1.1 Preâmbulo | 1 |
| 1.2 A Área de Estudo | 3 |
| 1.3 As Correntes de Contorno Oeste | 5 |
| 1.3.1 Estrutura Vertical de Massas de Água | 7 |
| 1.3.2 Padrões de Circulação em Grande Escala | 10 |
| 1.3.3 Velocidades Características e Transportes de Volume | 18 |
| 1.4 Atividade de Meso-escala do Sistema CB | 26 |
| 1.5 Questões em Aberto | 37 |
| 1.6 Objetivos | 40 |
| 2 A Baroclinicidade do Sistema de Correntes | 41 |
| 2.1 Preâmbulo | 41 |
| 2.2 A Seção de Velocidades da Radial TRANSCOBRA | 42 |
| 2.2.1 A Construção da Radial | 42 |
| 2.2.2 Velocidades e Transportes de Volume | 45 |

| | | |
|----------|---|------------|
| 2.2.3 | Avaliação da Geostrofia na Seção de Velocidades Observadas . . . | 50 |
| 2.3 | Seções de Velocidades da Radial DEPROAS | 51 |
| 2.3.1 | As Radiais Hidrográficas DEPROAS | 52 |
| 2.3.2 | O POMsec | 53 |
| 2.3.3 | Resultados das Simulações | 61 |
| 3 | Modos de Estrutura Vertical | 74 |
| 3.1 | Preâmbulo | 74 |
| 3.2 | O Conjunto de Dados Marlim | 76 |
| 3.3 | Seções de Velocidades Baroclínicas da Radial Marlim | 78 |
| 3.4 | Dados Correntográficos do Fundeio Marlim | 80 |
| 3.4.1 | O Escoamento Médio | 80 |
| 3.4.2 | Estrutura Vertical da Componente de Velocidade Média ao longo das Isóbatas | 82 |
| 3.4.3 | Padrões Verticais de Variabilidade de Meso-escala | 89 |
| 4 | Padrões de Variabilidade Espacial | 95 |
| 4.1 | Preâmbulo | 95 |
| 4.2 | O Conjunto de Imagens | 96 |
| 4.3 | Análise de Padrões Espaciais das Frentes Termiais | 105 |
| 4.3.1 | A Construção da Frente Termal Média e da Série de Desvios Frontais | 105 |
| 4.3.2 | O Cálculo das Funções Ortogonais Empíricas | 109 |
| 5 | Análise de Instabilidade Baroclínica | 116 |
| 5.1 | Preâmbulo | 116 |
| 5.2 | O Modelo de Instabilidade Baroclínica | 118 |
| 5.2.1 | A Formulação do Modelo | 118 |
| 5.2.2 | Condições Necessárias para Instabilidade | 122 |
| 5.3 | Aplicação em Estudos de Casos Idealizados | 124 |
| 5.3.1 | Os Perfis Verticais Idealizados | 125 |
| 5.3.2 | Cálculo de Instabilidade | 131 |
| 5.4 | Aplicação aos Perfis Médios do Fundeio Marlim | 136 |

| | | |
|----------|--|------------|
| 5.4.1 | Os Campos de Entrada | 136 |
| 5.4.2 | Avaliação das Condições Necessárias para Instabilidade | 139 |
| 5.4.3 | Interpretação e Análise dos Resultados do Modelo | 140 |
| 6 | Considerações Finais | 145 |
| 6.1 | Síntese e Conclusões | 145 |
| 6.2 | Sugestões para Trabalhos Futuros | 150 |
| | Referências Bibliográficas | 152 |

Agradecimentos

Às minhas queridas esposa Martha Geane da Silveira e filha Camila Mattos da Silveira pelo amor, apoio incondicional, incentivo e compreensão da privação de nosso convívio ao realizar mais este trabalho de tese.

A meus orientados (do presente e do passado) pela ajuda na construção do Laboratório de Dinâmica Oceânica e serem a grande motivação de meu dia-a-dia científico aqui no IOUSP. Agradeço, de forma especial, a André Schmidt, Cayo Francisco, Leandro Calado, Paulo Barros, Rafael de Mattos e Rafael Soutelino pela colaboração efetiva nas análises e cálculos, ajuda na elaboração de figuras, discussão e editoração deste documento. Várias partes desta tese resultam na extensão de artigos publicados em parceria com estes alunos e pós-doutorando. Considero-os co-reponsáveis pela finalização deste documento.

À minha querida colega Sueli Susana de Godoi pela fundamental ajuda no árduo (e tedioso) trabalho de organização do Memorial e pela parceria acadêmica que permitiu a criação e o sucesso de nosso laboratório.

Ao Prof. Belmiro Mendes de Castro Filho, coordenador geral do Projeto “Dinâmica do Ecossistema da Plataforma da Região Oeste do Atlântico Sul-DEPROAS”, pela oportunidade de participação e coordenação do Sub-projeto Hidrografia. Parte deste documento utilizou e analisou dados coletados durante os cruzeiros de verão e inverno de 2001.

Aos pesquisadores, técnicos e alunos envolvidos no Projeto DEPROAS e à tripulação do N.Oc. Prof Besnard pela bem sucedida execução das atividades de campo. Ressalto a importância dos engenheiros e técnicos do Laboratório de Instrumentação Oceanográfica na operação e manutenção dos equipamentos que propiciaram uma coleta de dados alta qualidade.

Aos colegas dos grupos de oceanografia, de engenharia e da área ambiental da PETROBRAS pelos vários projetos que juntos realizamos nos últimos seis anos e que, em grande parte, motivaram o tema e conduziram ao desenvolvimento desta tese. Agradeço, em especial, a José Antonio Moreira Lima, Wellington Ceccopieri e Angelo Sartori Neto pela rica interação durante o Projeto “Estudos da Climatologia de Meandros e Vórtices da Corrente do Brasil – VÓRTICES”. Dois capítulos do presente trabalho resultam de pesquisa realizada com parte dos dados fornecidos pela PETROBRAS e analisados dentro do âmbito deste projeto.

A meu querido colega Roberto Carelli Fontes, atualmente na UNESP, por sua valiosa contribuição ao Projeto VÓRTICES.

Aos Profs. Luiz Bruner de Miranda e Affonso Mascarenhas pelo fornecimento dos dados do Projeto “Transporte da Corrente do Brasil–TRANSCOBRA”. Têm-me sido um grande prazer trabalhar e publicar com meus dois ex-orientadores de mestrado.

A meus queridos colegas Michel Mahiques, Silvia Helena de Sousa, Márcia Bicego, Moysés Tessler, Áurea Ciotti, Salvador Gaeta, Paulo Sumida, Mario Katsuragawa e Karen Costa por permitirem que voltasse às minhas origens e atuasse em problemas de “Oceanografia Inter e Multidisciplinar”. Espero usufruir da companhia acadêmica destes pesquisadores por muitos anos.

Ao grupo de orientadores do Programa de pós-graduação em Oceanografia Física do IOUSP pelo calor da acolhida desde meu primeiro dia no IOUSP. É motivo de orgulho para mim já ter trabalhado com todos os professores deste seletivo time seja em atividades de pesquisa seja em atividades didáticas e da administração do programa.

À FAPESP e ao CNPq pela concessão de vários auxílios a pesquisa e bolsas de estudo a meus orientados que tornaram viável o Laboratório de Dinâmica Oceânica.

À FUNDESPA pela impecável administração do Projeto VÓRTICES.

Resumo

O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos (20°S-23°S) apresenta um regime singular de escoamento em termos de correntes de contorno oeste subtropicais. Entre a superfície e nível intermediário (400-500 m), a Corrente do Brasil (CB) transporta Água Tropical e Água Central do Atlântico Sul para sul-sudoeste. Abaixo dos 500 m, a Corrente de Contorno Intermediária (CCI) carrega Água Intermediária Antártica e Água Circumpolar Superior para norte-nordeste.

Investigamos o quão baroclínica é a estrutura das CB e CCI entre 22° e 23°S. A reanálise das perfisagens de velocidade do Experimento TRANSCOBRA [Evans & Signorini, 1985] revelou que CB e CCI são 75-80% baroclínicas. A seção de velocidades mapeada mostrou a CB com velocidades de 0,5 m s⁻¹, para o sudoeste, em superfície, e o núcleo da CCI com velocidades maiores que 0,3 m s⁻¹ para nordeste. O transporte de volume total da CB foi de 5,2 Sv e o da CCI, de 3,6 Sv. Os transportes baroclínicos para cada uma das correntes foram de cerca 4,0 Sv. O caráter predominantemente baroclínico do sistema nos levou a propor o uso da versão seccional do Modelo Oceânico da Universidade de Princeton para gerar velocidades baroclínicas absolutas a partir de dados hidrográficos. Usando dados do Experimento DEPROAS, reproduzimos numericamente os padrões de velocidades observados. Os transportes modelados para CB e CCI, de cerca de 6-7 Sv, foram comparáveis aos valores reportados na literatura.

Meandros, cujas amplitudes crescem temporalmente, são recorrentemente observados na CB nas imediações dos Cabos São Tomé (22°S) e Frio (23°S). Conduzimos, então, um estudo dinâmico para buscar compreender este fenômeno. Analisamos dados de séries temporais de um fundeio com 10 níveis correntográficos para descrever um perfil médio para o jato CB-CCI e a estrutura vertical típica destes meandros. Esta última foi estimada pela análise de funções ortogonais empíricas (FOE). Um único modo explicou 82% da variância total das séries. Este modo decaía acentuadamente em amplitude com a profundidade, indicando que o meandramento é muito mais vigoroso no domínio da CB que no da CCI. Como a análise espectral da amplitude deste modo não identificou nenhum período significativo, procuramos por possíveis comprimentos de ondas dominantes. Esta investigação foi realizada por análise FOE espacial de 51 frentes termais digitalizadas a partir de imagens AVHRR. Quatro modos foram estatisticamente significativos ao nível de 95%. Os modos 3 e 4, que juntos explicaram 18% da variância total, foram associados a ondas de vorticidade de 266 km e 338 km, respectivamente. Visando elucidar os mecanismos de crescimento dos meandros, o modelo quase-geostrófico de Johns [1988] foi aplicado ao jato CB-CCI médio. Os resultados indicaram que o Sistema CB é baroclinicamente instável e que as ondas associadas aos modos 3 e 4 das frentes têm taxas de crescimento de cerca de 0,06 e 0,05 dias⁻¹. Adicionalmente, as velocidades de fase destas ondas são muito baixas se comparadas às da CB em superfície. Tal resultado explica as citações na literatura de que os meandros instáveis da CB seriam quase-estacionários. A estrutura vertical do modo teórico destas ondas obtida foi muito semelhante à do modo FOE da série correntográfica. Interpretamos tal semelhança como confirmação de que a instabilidade baroclínica é, de fato, um importante mecanismo para crescimento dos meandros do Sistema CB na Bacia de Campos.

Abstract

The Brazil Current (BC) system within the Campos Bight (20°S-23°S) presents a unique regime in terms of a subtropical western boundary current. From the surface down to intermediate depths (400-500 m), the BC flows south-southeastward, transporting Tropical Water at surface levels and South Atlantic Central Water at pycnocline levels. Below 500 m, the Intermediate Western Boundary Current (IWBC) carries Antarctic Intermediate Water and Upper Circumpolar Water to the north-northeast.

We investigated the degree of baroclinicity of the BC-IWBC structure at 22°-23°S. A reanalysis of the pioneering velocity profile measurements of the TRANSCOBRA Experiment [Evans & Signorini, 1985] revealed that the BC-IWBC structure is about 75-80% baroclinic. Mapped velocity structure showed the BC with surface speeds of about 0.5 m s⁻¹ and IWBC core velocities exceeding 0.3 m s⁻¹. Total (baroclinic) volume transports for the BC (southwestwards) and the IWBC (northeastwards) were 5.6 (4.2) Sv and 3.6 (4.1) Sv, respectively. The strong baroclinic character of the BC-IWBC system led us to propose the use of the cross-shelf version of the Princeton Ocean Model to generate absolute baroclinic velocities from hydrographic data. Using the data set from the DEPROAS Experiment, we reproduced the observed current patterns correctly. Transports of about 6-7 Sv for both the modeled BC and IWBC were also comparable to values reported in the literature.

Temporally-growing meandering is recurrently observed in the BC as it flows adjacent to Cape São Tomé (22°S) and Cape Frio (23°S). A dynamical study was then conducted to investigate this phenomenon. We analyzed a 10-current-meter mooring data time series to describe a (temporal) mean vertical profile for the BC-IWBC jet and a typical meander vertical structure. The latter was obtained by an empirical orthogonal function analysis (EOF) that showed a single mode explaining 82% of the total variance. This mode structure decayed sharply with depth, revealing that the meandering is much more vigorous within the BC domain than it is in the IWBC region. As the spectral analysis of the mode amplitude time series showed no significant periods, we searched for dominant wavelengths. This search was done via a spatial EOF analysis on 51 thermal front patterns derived from digitized AVHRR images. Four modes were statistically significant at the 95% confidence level. Modes 3 and 4, which together explained 18% of the total variance, are associated with 266-km and 338-km vorticity waves, respectively. Searching for a growth mechanism, we applied the Johns [1988] quasi-geostrophic model to the interpolated mean BC-IWBC jet. The results indicated that the BC System is baroclinically unstable and that the wavelengths depicted in the thermal front analysis are associated with the most unstable waves produced by the model. Growth rates were about 0.06 (0.05) days⁻¹ for the 266-km (338-km) wave. Moreover, phase speeds for these waves were low compared to the surface BC velocities which may account for remarks in the literature about growing standing or stationary meanders off SE Brazil. The theoretical modes of vertical structure associated with these waves resembled very closely the one obtained for the current-meter mooring EOF analysis. We interpret this agreement as a confirmation that baroclinic instability is indeed an important mechanism of the BC System meander growth within the Campos Bight.

Lista de Figuras

| | | |
|-----|---|----|
| 1.1 | Imagem da temperatura da superfície do mar em janeiro de 1998, referente à região adjacente à Bacia de Campos. A assinatura da frente térmica evidencia o vigoroso padrão meandrante da CB. De acordo com <i>Mahiques et al.</i> [2005]. | 2 |
| 1.2 | Painel superior: fisiografia da margem continental sudeste-sul brasileira e profundidades adjacentes. Adaptado de <i>Mello et al.</i> [1992]. Painel inferior: representação tridimensional da batimetria da margem continental sudeste brasileira através do conjunto de dados ETOPO-2. Extraída de <i>Mattos</i> [2006]. | 4 |
| 1.3 | O Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio na Bacia de Campos. As linhas vermelhas demarcam o sistema de cânions de São Tomé (ao norte) e o Alto de Cabo Frio (sul). Adaptado de <i>Viana et al.</i> [1998]. | 6 |
| 1.4 | Painel superior: Mapa exibindo a área de onde os perfis verticais de T e S foram extraídos da climatologia anual de <i>Boyer et al.</i> [2005]. Painel inferior: Diagrama T-S espalhado correspondente a tais perfis. As linhas sólidas em negrito denotam as superfícies isopícnas (em σ_0) que separam as massas de água: 25,70 kg m ⁻³ (interface AT-ACAS), 26,90 kg m ⁻³ (interface ACAS-AIA), 27,38 kg m ⁻³ (interface AIA-ACS), 27,53 kg m ⁻³ (interface ACS-APAN) e 27,88 kg m ⁻³ (interface APAN-ACI). | 9 |
| 1.5 | Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste nos primeiros 140 m de coluna de água. Baseada em <i>Reid</i> [1989] e <i>Stramma & England</i> [1999]. | 12 |
| 1.6 | Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste na camada 140-1060 m de coluna de água. Baseada em <i>Reid</i> [1989] e <i>Stramma & England</i> [1999]. | 13 |

| | | |
|------|---|----|
| 1.7 | Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste na camada 560-1300 m de coluna de água. Baseada em <i>Reid</i> [1989] e <i>Stramma & England</i> [1999]. | 15 |
| 1.8 | Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste na camada 1300-3260 m de coluna de água. Baseada em <i>Reid</i> [1989] e <i>Stramma & England</i> [1999]. | 17 |
| 1.9 | Seção de velocidades geostróficas (relativas a 600 m) em radial normal ao Cabo Frio ($\approx 23^\circ\text{S}$). De acordo com <i>Signorini</i> [1978]. | 21 |
| 1.10 | Seção de velocidades baroclínicas absolutas normal ao Cabo de São Tomé ($\approx 22^\circ\text{S}$), modelada pelo POMsec. Os contornos tem intervalo de $0,1 \text{ m s}^{-1}$, com valores variando entre $-1,25 \text{ m s}^{-1}$ e $0,35 \text{ m s}^{-1}$. Os tracejados indicam velocidades para o sul; os cheios, para o norte. De acordo com <i>Lima</i> [1997]. | 22 |
| 1.11 | Componentes zonal (painel superior) e meridional (inferior) de velocidade observada em três lançamentos do perfilador PEGASUS ao largo de Cabo Frio entre 15 e 17 de abril de 1983. De acordo com <i>Evans & Signorini</i> [1985]. | 24 |
| 1.12 | Fundeios Correntográficos do Experimento WOCE na costa SE do Brasil: localização das linhas de fundeio (painel esquerdo); diagramas vetoriais da série temporal associada à CB (painel direito superior) e à CCI (painel direito inferior) dos instrumentos ao largo de Cabo Frio - período de 1992-1993. De acordo com <i>Müller et al.</i> [1998]. | 25 |
| 1.13 | Topografia dinâmica (em cm dinâmicos) relativamente a 500 dbar. De acordo com <i>Signorini</i> [1978]. | 27 |
| 1.14 | Interpretação gráfica da hipótese de <i>Campos et al.</i> [1995] apresentada por <i>Mattos</i> [2006], com uma corrente de contorno oeste num oceano semi-infinito zonalmente. A corrente apresenta idealizadamente duas regiões de vorticidade potencial homogêneas: uma positiva (associada ao cisalhamento anticiclônico do jato) e outra negativa (associada ao cisalhamento ciclônico do jato). O painel à esquerda representa a situação de costa orientada meridionalmente. O painel à direita indica o comportamento da corrente ante a mudança de inclinação de costa por um ângulo θ | 28 |

| | | |
|------|---|----|
| 1.15 | Imagem AVHRR da costa sudeste brasileira exibindo os meandros da Corrente do Brasil (tons avermelhados). A linha sólida vermelha foi editada para realçar o padrão meandrante. Destaca-se a vigorosa estrutura do meandro ciclônico do Cabo de São Tomé. De acordo com <i>Campos et al.</i> [1995]. | 29 |
| 1.16 | Imagem AVHRR da área oceânica adjacente ao sudeste brasileiro, por <i>Schmid et al.</i> [1995]. As edições, por nós realizadas, destacam o caráter de onda de vorticidade da CB meandrante, com alternância de ciclones (cavados, núcleos frios) e anticiclones (cristas, núcleos quentes). | 31 |
| 1.17 | Função de corrente instantânea para a camada 1 (superior) e camada 2 (inferior). Simulações realizadas com o MICOM para uma configuração de duas camadas de densidade homogênea em um oceano limitado à 1500 m de profundidade. De acordo com <i>Fernandes</i> [2001]. | 33 |
| 1.18 | Diagrama Hovmoller das ondas de vorticidade superpostas à CB (camada 1) ao largo do sudeste brasileiro, de acordo com <i>Fernandes</i> [2001]. | 34 |
| 1.19 | Evolução temporal do campo de elevação de superfície e velocidade horizontal em superfície do experimento numérico de <i>Calado</i> [2001] com batimetria realística e presença da CCI via forçamento de fluxo geostrófico baroclínico nos contornos norte e sul do domínio. Intervalo de 12 dias de simulação entre cada quadro. | 35 |
| 1.20 | Representação esquemática do crescimento baroclínico dos meandros nas correntes de contorno oeste instáveis ao largo do sudeste brasileiro. As curvas sólida e pontilhada representam os centros das frentes de vorticidade potencial associados às CB e CCI, respectivamente. De acordo com <i>Calado</i> [2001]. | 36 |

| | | |
|------|---|----|
| 1.21 | Comparação entre o padrão de ondas de vorticidade identificado na imagem AVHRR do dia 20/07/1993 (painel superior) e o mapa de função de corrente geostrófica calculado a partir de dados hidrográficos coletados entre os dias 17 e 29/07/1993. A escala de intensidade de valores varia de $-2 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (tons de vermelho, associados ao centro de alta pressão) a $2 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (tons de azul, associados ao centro de baixa pressão), com intervalo de $0,1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. A área retangular de contorno branco no painel superior corresponde à área amostrada pelo cruzeiro hidrográfico do painel inferior. Extraído de <i>Godoi</i> [2005]. | 38 |
| 2.1 | Localização geográfica das Radiais TRANSCOBRA e DEPROAS. A Radial TRANSCOBRA foi realizada em abril de 1983. A Radial DEPROAS teve duas realizações: janeiro e julho de 2001. | 43 |
| 2.2 | Seções de velocidades normais à Radial TRANSCOBRA (abril de 1983): velocidades totais (painel superior), velocidades baroclínicas (painel central) e a associada REMQ-N (painel inferior). Intervalos de contorno de $0,05 \text{ m s}^{-1}$ para velocidade e $0,05$ para o erro de interpolação. Valores positivos são relativos ao sentido nordeste, e negativos ao sudoeste. | 46 |
| 2.3 | Seção de velocidades barotrópicas normais à Radial TRANSCOBRA. Valores positivos são relativos ao sentido nordeste, e negativos ao sudoeste. | 49 |
| 2.4 | Seção de vorticidade relativa (em 10^{-5} s^{-1}) da Radial TRANSCOBRA. Valores positivos tem rotação anticiclônica, e negativos, rotação ciclônica. | 51 |
| 2.5 | Detalhamento das grades do POMsec implementadas para as Radiais DEPROAS V2001 (painel superior) e I2001 (painel inferior). Apenas parte do domínio se encontra representado, onde o limite costeiro está limitado à profundidade da isóbata de 100 m e a região da zona de amortecimento não é exibida. | 59 |
| 2.6 | Evolução temporal da energia cinética média (por unidade área) das simulações com o POMsec para as Radiais DEPROAS V2001 (curva sólida) e I2001 (curva tracejada). | 61 |
| 2.7 | Seção de velocidades baroclínicas normais à Radial DEPROAS I2001 (julho de 2001) modeladas pelo POMsec. Intervalos de contorno de $0,05 \text{ m s}^{-1}$ com valores positivos relativos ao sentido nordeste e negativos, ao sudoeste. | 62 |

| | | |
|------|---|----|
| 2.8 | Seção de velocidades baroclínicas normais à Radial DEPROAS V2001 (janeiro de 2001) modeladas pelo POMsec. Intervalos de contorno de $0,05 \text{ m s}^{-1}$ com valores positivos relativos ao sentido nordeste e negativos, ao sudoeste. | 63 |
| 2.9 | Superposição dos campos de velocidade baroclínica modelados com a distribuição vertical das isopicnais que delimitam as interfaces entre as massas de água na Bacia de Campos: Radial DEPROAS I2001 (painel superior) e Radial DEPROAS V2001 (painel inferior). As isopicnais (em σ_0) assinaladas são: $25,70 \text{ kg m}^{-3}$ (interface AT-ACAS), $26,90 \text{ kg m}^{-3}$ (interface ACAS-AIA), $27,38 \text{ kg m}^{-3}$ (interface AIA-ACS), $27,53 \text{ kg m}^{-3}$ (interface ACS-APAN). | 65 |
| 2.10 | Seções de vorticidade relativa (em 10^{-5} s^{-1}) das Radiais DEPROAS I2001 (painel superior) e V2001 (painel inferior). Valores positivos tem rotação anticiclônica, e negativos, rotação ciclônica. | 67 |
| 2.11 | Painel Superior: seção de velocidades baroclínicas normais à Radial DEPROAS I2001 (julho de 2001) modeladas pelo POMsec em coordenadas σ . Intervalos de contorno de $0,05 \text{ m s}^{-1}$ com valores positivos relativos ao sentido nordeste e negativos, ao sudoeste. Painel inferior: seção de densidade potencial (expressas em termos de $\rho - \rho_0$) modeladas pelo POMsec em coordenadas σ . Intervalos de contorno de $0,2 \text{ kg m}^{-3}$ | 69 |
| 2.12 | Painel Superior: seção de velocidades baroclínicas normais à Radial DEPROAS V2001 (janeiro de 2001) modeladas pelo POMsec em coordenadas σ . Intervalos de contorno de $0,05 \text{ m s}^{-1}$ com valores positivos relativos ao sentido nordeste e negativos, ao sudoeste. Painel inferior: seção da anomalia de densidade potencial (expressas em termos de $\rho - \rho_0$) modeladas pelo POMsec em coordenadas σ . Intervalos de contorno de $0,2 \text{ kg m}^{-3}$ | 70 |
| 2.13 | Avaliação da relação do vento térmico para a Radial DEPROAS I2001. Painel Superior: lado esquerdo da Eq. 2.24. Painel inferior: lado direito da Eq. 2.24. . . | 71 |
| 2.14 | Avaliação da relação do vento térmico para a Radial DEPROAS V2001. Painel Superior: lado esquerdo da Eq. 2.24. Painel inferior: lado direito da Eq. 2.24. . . | 72 |
| 3.1 | O conjunto de dados Marlim: localização geográfica do fundeio correntográfico (quadrado) e estações da radial hidrográfica (círculos). A Radial Marlim teve duas realizações: agosto e novembro de 1992. | 77 |

| | | |
|-----|--|----|
| 3.2 | Séries temporais de velocidade dos correntógrafos do fundeio Marlim a 50 m (painel superior) e 900 m (painel inferior) após a filtragem com Lanczos de 40 h. As barras em tom cinza indicam os períodos de amostragem dos cruzeiros hidrográficos P1 e P2. | 77 |
| 3.3 | Seção de velocidades baroclínicas normais às Radial Marlim modeladas pelo POMsec. Painel superior: Cruzeiro P1 (agosto de 1992). Painel inferior: Cruzeiro P2 (novembro de 1992). Intervalos de contorno de $0,05 \text{ m s}^{-1}$ com valores positivos relativos ao sentido norte e negativos, ao sul. A linha vertical espessa indica a posição do Fundeio Marlim. | 79 |
| 3.4 | Os vetores de velocidade média (temporalmente) dos 10 correntógrafos do Fundeio Marlim. A cor vermelha denota vetores na extensão vertical da CB, enquanto a cor azul, àqueles associados à CCI. Os eixos no canto inferior direito do gráfico indicam o novo sistema de coordenadas cartesianas rotacionado nas direções ao longo (x) e normal (y) às isóbatas das imediações do fundeio. . . . | 81 |
| 3.5 | Perfil vertical do quadrado da frequência de estratificação $N(z)$ (painel esquerdo) e a correspondente primeira derivada vertical (painel direito). A curva delgada de $N^2(z)$ em azul corresponde à quantidade resultante da simples promediação dos valores das estações hidrográficas. A curva espessa em vermelho representa o resultado do ajuste por um polinômio de 11 ^o grau. | 85 |
| 3.6 | Modos dinâmicos de estrutura vertical para o Sistema CB no <i>Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio</i> da Bacia de Campos. Estão plotados o modo barotrópico e os três primeiros modos baroclínicos. | 86 |
| 3.7 | Perfil vertical de \bar{v} do Fundeio Marlim. Os pontos vermelhos denotam os valores médios da série para os dez níveis correntográficos. A linha negra exibe o resultado da interpolação dinâmica considerando o uso dos quatro primeiros modos dinâmicos. A linha tracejada azul mostra o resultado da interpolação dinâmica considerando o uso de dois primeiros modos dinâmicos. | 88 |
| 3.8 | Séries temporais das anomalias de velocidade (relativamente ao escoamento médio) dos correntógrafos do Fundeio marlim a 50 m (painel superior) e 900 m (painel inferior). As barras em tom cinza indicam os períodos de amostragem dos cruzeiros hidrográficos P1 e P2. | 90 |

| | | |
|------|---|-----|
| 3.9 | Painel superior: perfil vertical da autofunção empírica adimensional $\mathcal{F}_1(z)$, referente à $v'(x_m, y_m, z, t)$ do Fundeio Marlim. Os pontos vermelhos denotam os valores médios da série para os dez níveis correntográficos. A linha negra exhibe o resultado da interpolação dinâmica considerando o uso dos quatro primeiros modos dinâmicos. A linha tracejada azul mostra o resultado da interpolação dinâmica considerando o uso de dois primeiros modos dinâmicos. Painel inferior: série de amplitude temporal dimensional $\mathcal{V}_1(x_m, y_m, t)$ | 92 |
| 3.10 | Perfil vertical da autofunção empírica adimensional $\mathcal{F}_1(z)$, referente à $v'(x_m, y_m, z, t)$ do Fundeio Marlim. A curva sólida azul representa o perfil total interpolado usando quatro primeiros modos dinâmicos. A linha tracejada azul mostra o resultado do mesmo perfil, tendo-se removido o modo barotrópico. | 93 |
| 3.11 | Função densidade espectral da série de amplitudes do primeiro modo FOE das anomalias de velocidade ao longo das isóbatas ($\mathcal{V}_1(x_m, y_m, t)$) do Fundeio Marlim. A área sombreada indica o intervalo de confiança ao nível de 95%. | 94 |
| 4.1 | Conjunto de frentes termais da CB para o período de 1993-2001 na região sudeste brasileira. A linha tracejada representa a isóbata de 200 m. A digitalização das imagens AVHRR foi realizada por A. Sartori Neto (CENPES/PETROBRAS). | 101 |
| 4.2 | Conjunto de frentes termais da CB para os anos 1993, 1994 e 1995 na região sudeste brasileira. A linha tracejada representa a isóbata de 200 m. | 102 |
| 4.3 | Conjunto de frentes termais da CB para os anos 1996, 1997 e 1998 na região sudeste brasileira. A linha tracejada representa a isóbata de 200 m. | 103 |
| 4.4 | Conjunto de frentes termais da CB para os anos 1999, 2000 e 2001 na região sudeste brasileira. A linha tracejada representa a isóbata de 200 m. | 104 |
| 4.5 | Início da primeira etapa: construção das retas ortogonais à isóbata de 200 m visando a avaliação da frente média preliminar. | 106 |
| 4.6 | Conclusão da primeira etapa: posições das 51 frentes termais que interceptam as retas ortogonais à isóbata de 200 m. A curva em magenta representa efetivamente a frente média preliminar. | 106 |
| 4.7 | Início da segunda etapa: construção das retas ortogonais à frente média preliminar. | 107 |

| | | |
|------|--|-----|
| 4.8 | Conclusão da segunda etapa: posições das 51 frentes termais que interceptam as retas ortogonais à frente média preliminar. A curva em verde representa efetivamente a frente média final. | 107 |
| 4.9 | Comparação entre as frente termais médias deste trabalho (1993-2001) e a obtida por <i>Garfield</i> [1990] (1982-1987). | 109 |
| 4.10 | Percentual de variância explicada pelos modos FOE das frentes termais (círculos azuis) e a correspondente média para as 1000 simulações de Monte Carlo (losangos vermelhos). | 111 |
| 4.11 | Amplitudes dos quatro primeiros modos FOE no espaço das distâncias ao longo da frente termal média. A origem das abscissas no gráfico se encontra no extremo norte da frente média. | 111 |
| 4.12 | Função amplitude do primeiro modo FOE (a_1). | 112 |
| 4.13 | Função amplitude do segundo modo FOE (a_2). | 112 |
| 4.14 | Função amplitude do terceiro modo FOE (a_3). | 113 |
| 4.15 | Função amplitude do quarto modo FOE (a_4). | 113 |
| 4.16 | Ajuste senoidal de mínimos quadrados nas amplitudes do primeiro (painel superior esquerdo), segundo (painel superior direito), terceiro (painel inferior esquerdo) e quarto (painel inferior direito) modos FOE. A origem das abscissas no gráfico se encontra no extremo norte da frente média. | 115 |
| 5.1 | Imagens AVHRR da área oceânica adjacente ao sudeste brasileiro: dia 12/04/2002 (superior esquerdo), dia 18/04/2002 (superior direito) e dia 26/04/2002 (inferior). Cortesia de J. A. Lorenzetti (INPE). | 117 |
| 5.2 | Perfis verticais do quadrado da frequência de estratificação $N^2(z)$ (esquerda) e o gradiente vertical dN/dz (direita). O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros. | 126 |
| 5.3 | Perfis verticais de \bar{v} do JATO A (esquerda) e o gradiente vertical $\partial\bar{v}/\partial z$ (direita). O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros. | 127 |
| 5.4 | Perfis verticais de \bar{v} do JATO B (esquerda) e o gradiente vertical $\partial\bar{v}/\partial z$ (direita). O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros. | 128 |
| 5.5 | Perfil vertical $\frac{\partial\bar{q}}{\partial x}$ para o JATO A. O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros. | 129 |

| | | |
|------|---|-----|
| 5.6 | Perfil vertical $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ para o JATO B. O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros. | 130 |
| 5.7 | Propriedades de instabilidade linear do JATO A. Painel superior: taxas de crescimento (kc_i) das ondas instáveis modeladas em dias ⁻¹ . Painel inferior: velocidades de fase (c_r) associadas às ondas instáveis modeladas em m s ⁻¹ . Valores negativos de c_r tem sentido sudoeste. | 132 |
| 5.8 | Perfil vertical $\Psi(z)$ para a onda mais instável (de 50 km) associada ao JATO A. Não há porção imaginária na amplitude $\Psi(z)$, apenas real. O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros. O assoalho oceânico foi considerado plano neste experimento. | 133 |
| 5.9 | Propriedades de instabilidade linear do JATO B. Painel superior: taxas de crescimento (kc_i) das ondas instáveis modeladas em dias ⁻¹ . Painel inferior: velocidades de fase (c_r) associadas às ondas instáveis modeladas em m s ⁻¹ . Valores negativos de c_r tem sentido sudoeste. As curvas sólidas se referem ao experimento de fundo plano; as curvas tracejadas àquele com fundo com variação batimétrica. | 134 |
| 5.10 | Perfil vertical $\Psi(z)$ para a onda mais instável (de 275 km) associada ao JATO B. Não há porção imaginária na amplitude $\Psi(z)$, apenas real. O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros. O resultado apresentado se refere a $\frac{\partial h^*}{\partial x} = -1,8$, mas em nada se distingue do experimento em que o fundo foi considerado plano. | 136 |
| 5.11 | Perfil vertical do quadrado da frequência de estratificação $N(z)$ (painel esquerdo) e a correspondente primeira derivada vertical (painel direito). O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros. | 137 |
| 5.12 | Painel esquerdo: perfil vertical de \bar{v} do Fundeio Marlim. Os pontos vermelhos denotam os valores médios da série para os dez níveis correntográficos originais do Fundeio Marlim. Painel direito: perfil vertical de $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$. O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros. | 138 |
| 5.13 | Perfil vertical $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ para a região do Fundeio Marlim. O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros. | 139 |

| | | |
|------|---|-----|
| 5.14 | Propriedades de instabilidade linear do jato CB-CCI. Painel superior: taxas de crescimento (kc_i) das ondas instáveis modeladas em dias^{-1} . Painel inferior: velocidades de fase (c_r) associadas às ondas instáveis modeladas em m s^{-1} . Valores negativos de c_r tem sentido sudoeste. As curvas sólidas (tracejadas) se referem às ondas instáveis com taxa de crescimento superiores (inferiores) a $10^{-3} \text{ dias}^{-1}$ | 141 |
| 5.15 | Comparação entre as estruturas verticais do modo teórico $\Psi(z)$ associado à onda 266 km (curva negra) e $\mathcal{F}_1(z)$ associado ao modo FOE 1 interpolado dinamicamente (curva vermelha). O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros. | 144 |

Lista de Tabelas

| | | |
|-----|--|----|
| 1.1 | Valores das superfícies isopícnais (em kg m^{-3}) que representam as interfaces entre as massas de água do Oceano Atlântico Sul, região do Giro Subtropical, na literatura. | 10 |
| 1.2 | Limites termohalinos e espessuras das massas de água na região oceânica da Bacia de Campos. | 11 |
| 1.3 | Estimativas de transporte de volume e da velocidade máxima da Corrente do Brasil entre 21°S e 24°S . Os sinais negativos denotam a direção sul-sudoeste. | 19 |
| 1.4 | Estimativas de transporte de volume e da velocidade máxima da Corrente de Contorno Intermediária entre 21°S e 24°S . Os sinais positivos denotam a direção norte-nordeste. | 26 |
| 2.1 | A Radial TRANSCOBRA: data, hora, posição geográfica e profundidade local dos lançamentos do perfilador PEGASUS no <i>Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio</i> da Bacia de Campos. | 43 |
| 2.2 | Transportes de volume (em Sv) para a CB e CCI normais à Radial TRANSCOBRA. Valores negativos são para sudoeste e positivos para nordeste. | 47 |
| 2.3 | As Radiais DEPROAS: posição geográfica e profundidade local dos lançamentos do perfilador CTD no limite sul do <i>Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio</i> da Bacia de Campos. | 53 |
| 2.4 | Números de Rossby avaliados pelos razão das médias entre os módulos de vorticidade relativa e planetária para as Radiais DEPROAS V2001 e I2001. | 66 |

| | | |
|-----|--|-----|
| 3.1 | Valores médios das componentes de velocidade normal (\bar{u}) e ao longo (\bar{v}) das isóbatas para o Fundeio Marlim, no <i>Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio</i> da Bacia de Campos | 82 |
| 3.2 | Raios de deformação para o Sistema CB no <i>Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio</i> da Bacia de Campos | 85 |
| 3.3 | Amplitudes modais (\bar{V}_i) para o perfil médio de velocidade ao longo das isóbatas (\bar{v}) do Fundeio Marlim. | 87 |
| 3.4 | REMQ-N para a velocidade média ao longo das isóbatas do Fundeio Marlim e a reconstituição desta através de expansão pelos modos dinâmicos. | 89 |
| 3.5 | REMQ-N para a estrutura não-dimensional do primeiro modo FOE de $v'(x_m, y_m, z, t)$ do Fundeio Marlim e a reconstituição desta através de expansão pelos modos dinâmicos. | 93 |
| 4.1 | Distribuição das frentes termais da Corrente do Brasil de 1993 a 2001. | 97 |
| 4.2 | Modos estatísticos obtidos da análise de FOE para as frentes termais da CB. | 110 |
| 4.3 | Ajuste senoidal para as amplitudes dos modos FOE das frentes termais e os correspondentes coeficientes de correlação (CC) | 114 |
| 5.1 | Valores dos coeficientes N_i e escalas de decaimento com a profundidade h_{N_i} para o perfil vertical sintético de $N^2(z)$ | 125 |
| 5.2 | Valores dos coeficientes v_i e escalas de decaimento com a profundidade h_{v_i} para o perfil vertical sintético do JATO A. | 127 |
| 5.3 | Valores dos coeficientes v_i e escalas de decaimento com a profundidade h_{v_i} para o perfil vertical sintético do JATO B. | 128 |

Capítulo 1

Introdução

1.1 Preâmbulo

A Corrente do Brasil (CB) é a corrente de contorno oeste de superfície que fecha o Giro Subtropical do Atlântico Sul. Fluindo para o sul, tem espessura característica de 500 m ao largo do sudeste brasileiro [Evans & Signorini, 1985]. A CB é parte de um sistema de correntes de contorno oeste que ocupa pelo menos três quilômetros de coluna de água. Subjacente à CB, ocupando porções intermediárias do talude continental sudeste, a Corrente de Contorno Intermediária (CCI) flui para o norte e tem uma extensão vertical de pelo menos 700 m [Böebel *et al.*, 1999; Stramma & England, 1999]. Abaixo da CCI, ocupando por vezes cerca de dois quilômetros de coluna de água e com uma estrutura vertical mais complexa com dois núcleos, a Corrente de Contorno Profunda (CCP) flui para o sul [Stramma & England, 1999].

As correntes de contorno oeste, como jatos geofísicos organizados e intensos, podem interagir dinamicamente entre si. Como revisaremos nas próximas seções deste capítulo, a presença do Platô de São Paulo, ao largo da margem continental sudeste, impõe variações topográficas entre o talude e sopé continental que resultam num deslocamento da CCP para porções mais interiores da bacia oceânica [Godoi, 2005]. Logo, a porção da margem sudeste compreendida entre a plataforma externa e o talude continental, é ocupada por um escoamento de caráter essencialmente baroclínico e marcado por uma única inversão de sentido das correntes na vertical. Esta inversão é a região de transição entre CB e CCI.

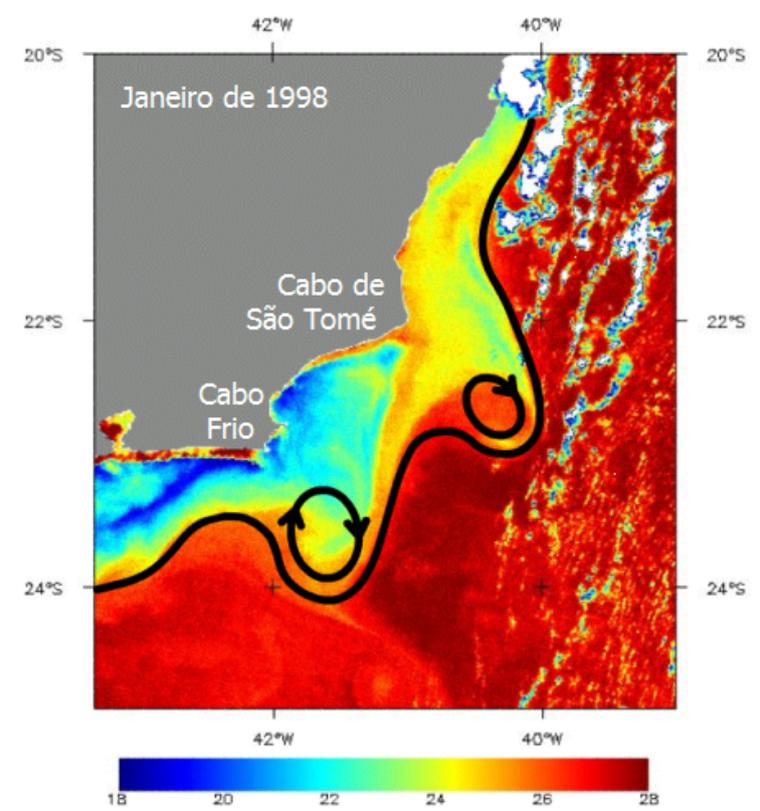


Figura 1.1: Imagem da temperatura da superfície do mar em janeiro de 1998, referente à região adjacente à Bacia de Campos. A assinatura da frente térmica evidencia o vigoroso padrão meandrante da CB. De acordo com *Mahiques et al.* [2005].

Outra característica da CB é que esta apresenta, diferentemente de outras correntes de contorno oeste subtropicais do oceano mundial, uma intensa atividade de meso-escala entre as latitudes de 20°S e 28°S. Particularmente, meandros ciclônicos instáveis se desenvolvem recorrentemente nos entornos do Cabo de São de Tomé (22°S) e de Cabo Frio (23°S) [Garfield, 1990]. A Figura 1.1 exibe imagem termal de satélite, onde a ocorrência destes meandros se faz bastante evidente. Estas estruturas podem elevar as velocidades das correntes e invertê-las de sentido, muitas vezes culminando com a formação de um anel vortical isolado [Lima, 1997].

A região onde tais fenômenos de meso-escala são mais vigorosos é, portanto, compreendida pela Bacia de Campos, que é bacia sedimentar de grande importância econômica devido à indústria do petróleo no Brasil. O dimensionamento correto de plataformas e estruturas para extração do óleo requer conhecimento da circulação desta parte do Oceano Atlântico Sudoeste. A dinâmica do sistema de correntes da Bacia de Campos ainda é bastante inexplorada. Iniciativas que unam análise das observações

disponíveis e modelagem (seja de natureza numérica ou analítica) podem contribuir para sensível aumento do conhecimento da oceanografia física desta área.

Este trabalho visa justamente investigar a dinâmica dos processos de meso-escala do Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos. Chamamos atenção que a definição de Sistema CB a ser utilizada nesta tese é aquela apresentada por *Godoi* [2005]: trata-se do sistema composto pela CB, CCI, seus meandros e vórtices.

Neste capítulo, apresentamos uma breve descrição da área de estudo, revemos o estado da arte acerca do Sistema CB ao largo do sudeste brasileiro, e descrevemos os objetivos do trabalho aqui desenvolvido.

1.2 A Área de Estudo

A Bacia de Campos é definida estruturalmente como a região da margem continental compreendida entre o Alto de Vitória (20,5°S) e o Alto de Cabo Frio (24°S), ocupando um área de mais de 100.000 km² [*Viana et al.*, 1998]. O Alto de Vitória está associado ao lineamento de Vitória, e portanto, à Cadeia Vitória-Trindade. Já o Alto de Cabo Frio é também um lineamento demarcado pela mudança de orientação (ou inflexões) das isóbatas direção ao oceano aberto.

Ainda segundo *Viana et al.* [1998], em termos das grandes províncias fisiográficas da Bacia de Campos, destacamos que a plataforma continental tem uma largura média de 100 km. A quebra da plataforma, que demarca a transição daquela província com o talude continental, varia entre 80 m na sua porção norte e 130 m na sua porção sul. Já o talude continental apresenta largura de 40 km e possui declividade média de 2,5°. Sua base é mais rasa no limite norte (cerca de 1500 m), e mais profunda ao sul (cerca de 2000 m). A Figura 1.2 exibe uma distribuição esquemática destas províncias no plano horizontal (painel superior) e correspondente representação tridimensional (painel inferior).

A transição entre o talude e o sopé continental é caracterizada pela presença do Platô de São Paulo. De acordo com *Zembruski* [1979], este platô tem forma irregular e se assemelha a um trapezóide, cuja base menor está voltada para o sudeste. A área desta feição é de cerca de 212.350 km². Tipicamente, está compreendido entre a base do

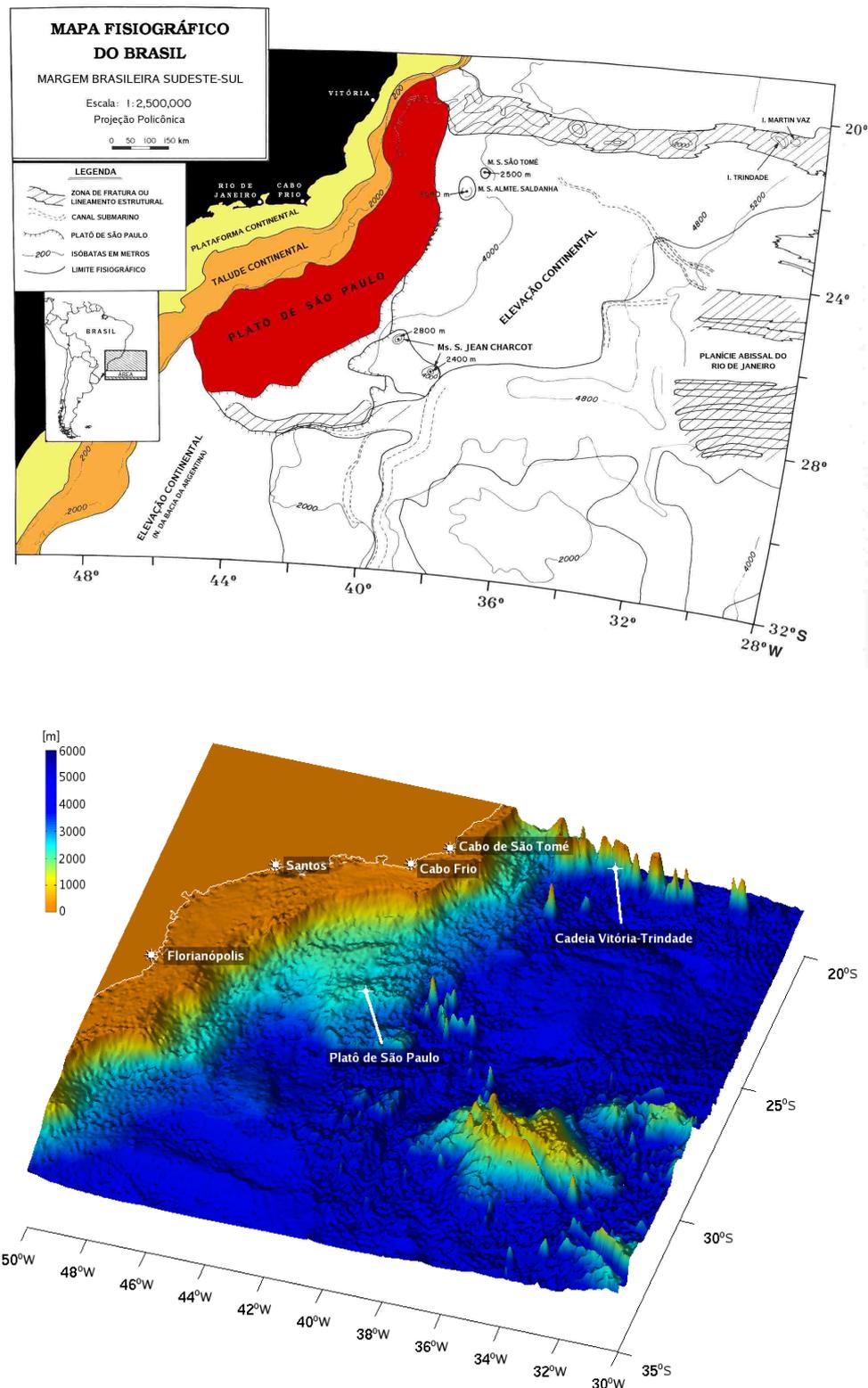


Figura 1.2: Painel superior: fisiografia da margem continental sudeste-sul brasileira e profundidades adjacentes. Adaptado de Mello *et al.* [1992]. Painel inferior: representação tridimensional da batimetria da margem continental sudeste brasileira através do conjunto de dados ETOPO-2. Extraída de Mattos [2006].

talude continental e profundidades que variam entre 3200 m e 3600 m. É comentado por *Zembruski* [1979] que o sopé continental é totalmente substituído pelo platô nas Bacias de Campos e Santos. Sua declividade geral varia entre 1:400 e 1:500. Na face externa, possui dois níveis de escarpamento com declividades entre 6° e 10°.

Este trabalho, no entanto, focará atenção numa porção particular da Bacia de Campos. Geomorfológicamente, esta porção é definida por *Zembruski* [1979] como *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio*. O limite norte do setor é demarcado pelo limite norte do sistema de cânions de São Tomé. O limite sul é também o limite da Bacia de Campos, associado ao Alto de Cabo Frio (Figura 1.3). O sistema de cânions de São Tomé foi formado em épocas de nível do mar mais baixo, onde servia provavelmente para drenagem do Rio Paraíba do Sul.

Como brevemente discutido na seção anterior, o *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio* apresenta características bastante distintas da margem continental brasileira ao norte da Bacia de Campos. A presença do Platô de São Paulo introduz declividades suaves e interrompe o talude continental. Profundidades de 3000 m são atingidas em distâncias da quebra de plataforma que chegam a 400 km. Vários trabalhos tanto no escopo de oceanografia geológica [*Viana et al.*, 1998; *Mahiques et al.*, 2004] quanto de oceanografia física [*Silveira et al.*, 2004; *Calado et al.*, 2006] têm demonstrado a relação recíproca de controlar e ser controlada entre escoamento e topografia ao largo da margem continental sudeste brasileira.

Neste âmbito, o presente estudo concentrará seus esforços na Bacia de Campos, com enfoque no *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio*. Também restringirá a investigação sobre o escoamento CB-CCI à região entre a quebra de plataforma e a base do talude continental (1500-2000 m de profundidade).

1.3 As Correntes de Contorno Oeste

Esta seção descreve a estrutura de massas de água e de velocidade do Sistema CB, bem como revisa os padrões de circulação a estas associados em grande escala. Seu conteúdo está baseado na atualização e extensão do artigo de *Silveira et al.* [2000b].

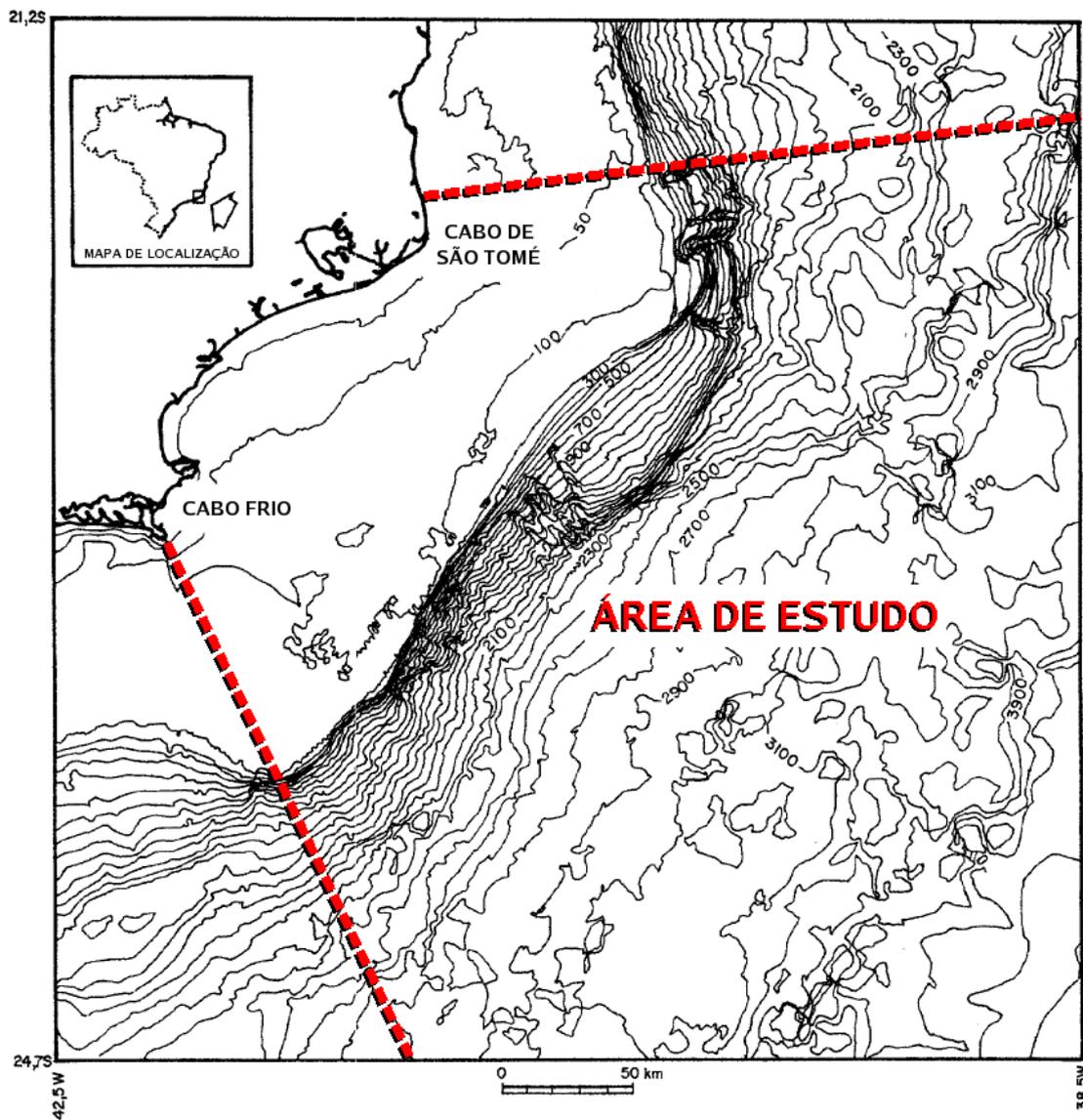


Figura 1.3: O Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio na Bacia de Campos. As linhas vermelhas demarcam o sistema de cânions de São Tomé (ao norte) e o Alto de Cabo Frio (sul). Adaptado de Viana et al. [1998].

1.3.1 Estrutura Vertical de Massas de Água

A região do Sistema CB é formada pelo empilhamento das massas de água características do Atlântico Sul. Nos primeiros 3500 m de coluna de água, encontram-se a Água Tropical (AT), a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), a Água Intermediária Antártica (AIA), a Água Circumpolar Superior (ACS), a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e a Água Circumpolar Inferior (ACI).

A determinação dos limites verticais, dos núcleos e das características regionais dessas seis massas de água é objeto de discussão e discordância na comunidade científica, onde vários autores sugerem vários métodos diferentes para alcançar o mesmo intento. O ponto comum a todas as metodologias é que interfaces e núcleos só podem ser determinados apenas para massas de água situadas abaixo da camada de mistura. Assim, várias propriedades podem ser assumidas como conservativas. Dentre estas, as variáveis termodinâmicas temperatura (T) e salinidade (S) são as mais habituais. Extensa teoria desenvolvida na primeira metade do século XX tem como base os diagramas de estado, ou diagrama T-S, e as curvas formadas a partir da perfilagem vertical destas duas propriedades neste gráfico cartesiano.

Sabemos que as massas de água que ocupam porções distintas da coluna de água foram formadas em localidades diferentes. Ao afundarem e serem transportadas pelas correntes, têm as propriedades T-S lentamente alteradas através de misturamento vertical e lateral. A teoria analítica das curvas T-S, revista em detalhe por *Mamayev* [1975], mostra que é possível encontrar a interface representada por 50% de mistura entre duas (ou três) massas de água empilhadas verticalmente. Isto pode ser feito através da traçado de uma reta de mistura (envolvendo duas massas de água) ou de um triângulo de mistura (envolvendo três massas de água). Este método geométrico de aplicação simples advém da aplicação dos Teoremas de *Shtokman* [1943], baseado nos conceitos da termodinâmica da água do mar.

Entretanto, quando a coluna de água apresenta mais de três massas de água em sua composição, temperatura e salinidade não são suficientes para separar e identificar todas as massas. Para tanto, outras propriedades precisam ser usadas para que efetivamente as distingamos. Entre tais propriedades “auxiliares”, podem ser mencionados os sais nutrientes (fosfatos, silicatos, nitrato, nitrito, amônio) e, principalmente e mais

tradicionalmente, o oxigênio dissolvido. Como dito, vários autores determinaram as interfaces e os núcleos das massas de água por métodos qualitativos que combinam gráficos cartesianos entre as diversas propriedades [Reid, 1989; Zemba, 1991].

Uma abordagem efetivamente quantitativa para a identificação e interfaceamento das massas de água foi desenvolvida por Tomczak [1981] e estendida por Poole & Tomczak [1999]. A chamada *Análise Multiparamétrica Ótima* de massas de água expande matematicamente o conceito de tipo de água para um espaço paramétrico n -dimensional. Apesar de sua elegância, tal técnica esbarra na disponibilidade de observações destas várias propriedades para ser corretamente utilizada. Sua aplicação ainda é, portanto, bastante limitada pela comunidade.

Assim, optamos no presente documento por realizar uma compilação dos trabalhos sobre o Atlântico Sul que estudaram a distribuição vertical das massas de água. Definiremos, com base numa curva T-S média climatológica para a região da Bacia de Campos, os limites termohalinos de cada uma das massas de água de interesse. Permitiremo-nos escolher apenas os limites das massas encontradas nos primeiros 2000 m de profundidade. Mas para alcançar tal intento, é necessário utilizar a climatologia anual de Boyer *et al.* [2005] e perfis de T e S que se estendam até 3500 m. A Figura 1.4 exhibe a região de onde os perfis foram extraídos da climatologia e o diagrama T-S espalhado correspondente.

A Tabela 1.1 resume os valores de trabalhos realizados tanto em escala de bacia (grande escala) como em escala regional (meso-escala) os quais definiram as superfícies isopicnais que representariam 50% de mistura entre as massas de água. Dos resultados dos trabalhos mencionados, os valores das isopicnais ou foram obtidos diretamente ou indiretamente. Na forma indireta, calculamos, pelos limites em T e S fornecidos pelos autores, os valores de σ_θ . Em outros, convertemos valores de σ_1 , σ_2 e σ_4 em σ_θ através da curva T-S média climatológica da Bacia de Campos.

Adotamos aqui os valores obtidos por Mamayev [1975] para a interface AT-ACAS e os valores encontrados por Mémerly *et al.* [2000] para as outras interfaces. A razão para esta escolha é a boa concordância com valores de espessuras e profundidades de núcleo para massas de água em trabalhos clássicos e revisões como Sverdrup *et al.* [1942], Reid [1989] e Tomczak & Godfrey [1994]. A Tabela 1.2 exhibe os valores extremos

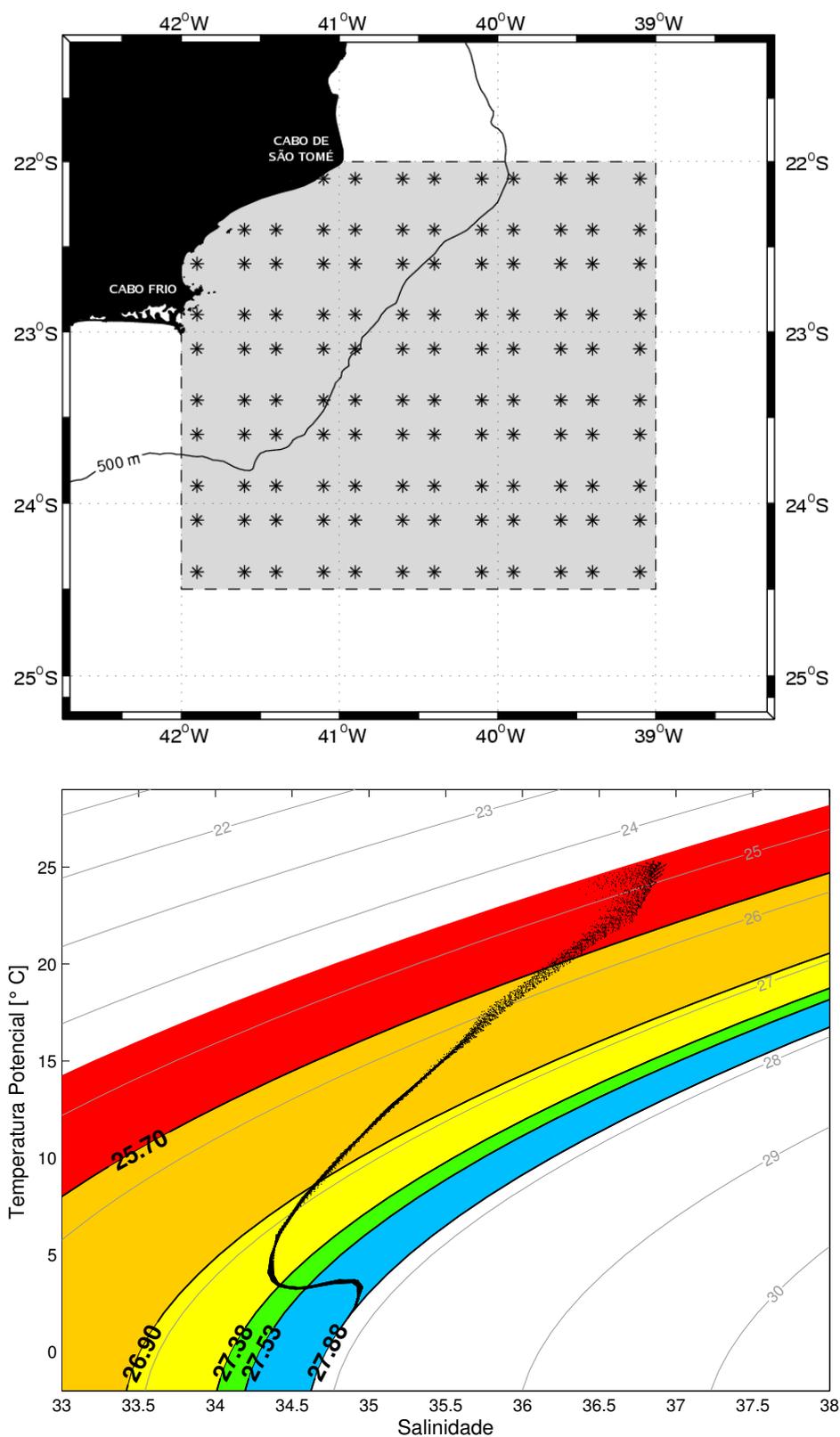


Figura 1.4: Pannel superior: Mapa exibindo a área de onde os perfis verticais de T e S foram extraídos da climatologia anual de *Boyer et al.* [2005]. Pannel inferior: Diagrama T-S espalhado correspondente a tais perfis. As linhas sólidas em negrito denotam as superfícies isopicnais (em σ_0) que separam as massas de água: 25,70 kg m^{-3} (interface AT-ACAS), 26,90 kg m^{-3} (interface ACAS-AIA), 27,38 kg m^{-3} (interface AIA-ACS), 27,53 kg m^{-3} (interface ACS-APAN) e 27,88 kg m^{-3} (interface APAN-ACI).

Tabela 1.1: Valores das superfícies isopicnais (em kg m^{-3}) que representam as interfaces entre as massas de água do Oceano Atlântico Sul, região do Giro Subtropical, na literatura.

| Referência | AT-ACAS | ACAS-AIA | AIA-ACS | ACS-APAN | APAN-ACI |
|-------------------------------------|---------|----------|---------|----------|----------|
| <i>Mamayev</i> [1975] | 25,70 | 26,80 | - | - | - |
| <i>Miranda</i> [1985] | 25,72 | 26,81 | - | - | - |
| <i>Zemba</i> [1991] | - | 27,10 | 27,30 | 27,57 | 27,88 |
| <i>Stramma & England</i> [1999] | 25,70 | 27,10 | - | 27,53 | - |
| <i>Lima</i> [1997] | 25,70 | 27,16 | - | 27,61 | - |
| <i>Schmid et al.</i> [2000] | - | 27,00 | 27,35 | - | - |
| <i>Mémery et al.</i> [2000] | 25,6 | 26,90 | 27,38 | 27,53 | 27,88 |
| <i>Godoi</i> [2005] | 25,91 | 26,79 | 27,32 | - | - |
| <i>Mattos</i> [2006] | - | 26,90 | - | - | - |

de T e S e profundidades de ocorrência pela climatologia da região oceânica da Bacia de Campos. Tais valores foram obtidos por promediação dos perfis verticais T e S que constituem o diagrama espalhado da Figura 1.4.

1.3.2 Padrões de Circulação em Grande Escala

Na seção anterior, propusemos uma configuração para a estrutura vertical das massas de água na região da Bacia de Campos (Tabela 1.2). Nesta, apresentaremos os padrões de grande escala associados à circulação dessas massas de água e as correntes de contorno oeste que as transportam.

Iniciemos a discussão dos padrões de circulação pelas águas de superfície. A AT foi descrita por *Emilson* [1961] como parte da massa de água quente e salina que ocupa a superfície do Atlântico Sul Tropical, a qual é transportada para o sul pela CB. Essa água de superfície é formada como consequência da intensa radiação e excesso de evaporação em relação à precipitação, característicos do Atlântico Tropical. Em seu trajeto para o sul, mistura-se com águas de origem costeira mais frias e de baixa salinidade. O resultado é que a AT é caracterizada por temperaturas maiores que 20°C e sa-

Tabela 1.2: Limites termohalinos e espessuras das massas de água na região oceânica da Bacia de Campos.

| Massa de água | Temperatura (° C) | Salinidade | Espessura (m) |
|---------------|-------------------|---------------|---------------|
| AT | > 20 | > 36,20 | 0 – 142 |
| ACAS | 20,00 – 8,72 | 36,20 – 34,66 | 142 – 567 |
| AIA | 8,72 – 3,46 | 34,66 – 34,42 | 567 – 1060 |
| ACS | 3,46 – 3,31 | 34,42 – 34,59 | 1060 – 1300 |
| APAN | 3,31 – 2,04 | 34,59 – 34,87 | 1300 – 3260 |

linidades acima de 36,2 ao largo do sudeste brasileiro (vide seção anterior). É também descrita da literatura como a água de máxima salinidade [Mémery *et al.*, 2000] ou água de máxima salinidade subsuperficial [Reid, 1989; Stramma & England, 1999].

A AT faz parte do padrão da circulação de superfície do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Stramma & England [1999] compilam informações que indicam que esta massa de água flua para o sul a partir de 15°S e que, então, circule anticlonicamente conforme ilustrado na Figura 1.5.

A ACAS é encontrada fluindo na região da picnoclina, e como indica a Tabela 1.2, apresenta temperaturas maiores que 8,7°C e menores que 20°C, e salinidades entre 34,66 e 36,20. Trabalhos clássicos como Sverdrup *et al.* [1942] e Wüst [1936] mencionam que a ACAS é formada por afundamento das águas na região da Convergência Subtropical, e subsequente espalhamento ao longo da superfície de densidade adequada a seu ajustamento hidrostático. O padrão de escoamento associado à ACAS, no entanto, não é um simples movimento para norte em nível picnoclínico em toda bacia do Oceano Atlântico Sul. A ACAS entra como parte do Giro Subtropical, circula com as Correntes do Atlântico Sul e Benguela, e atinge a costa da América do Sul, ao largo do sudeste brasileiro, transportada pela Corrente Sul Equatorial (CSE). Ao se aproximar da costa africana, recebe contribuição da Água Central do Índico devido às intrusões de vórtices da Corrente das Agulhas. Como consequência, altera as propriedades que originalmente adquiriu em seus sítios de formação [Tomczak & Godfrey, 1994]. É com essas características “híbridas” que atinge a costa sul-americana.

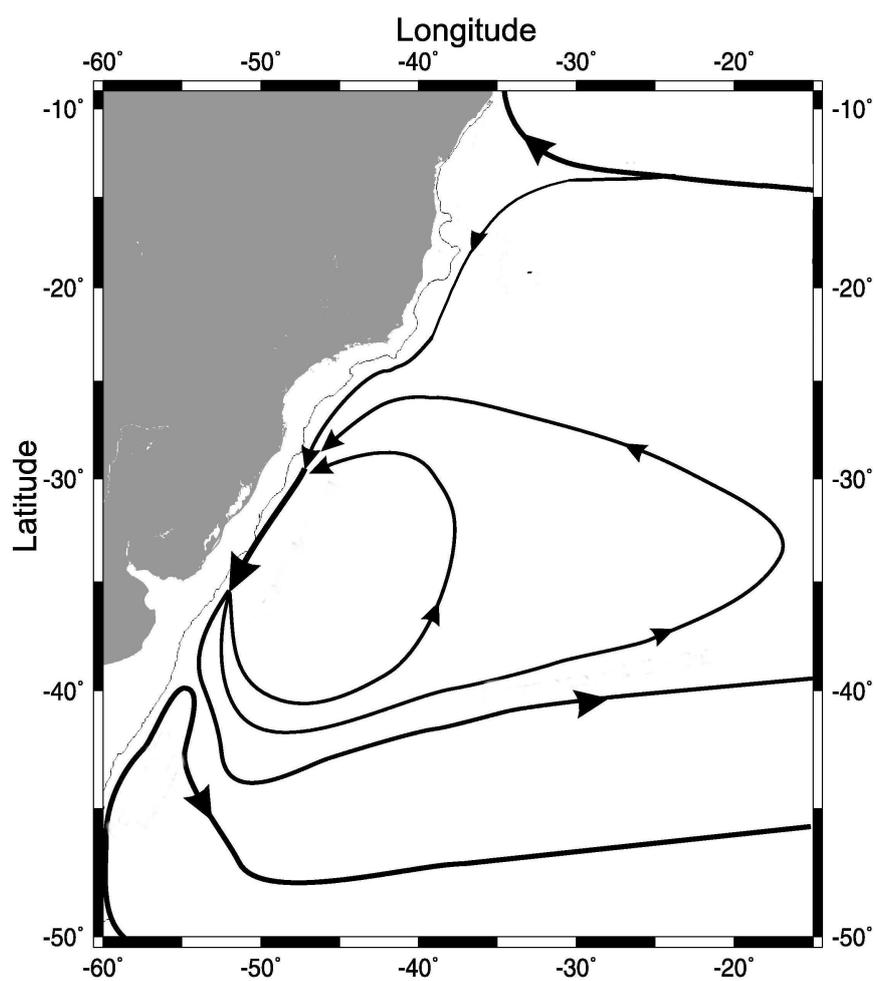


Figura 1.5: Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste nos primeiros 140 m de coluna de água. Baseada em Reid [1989] e Stramma & England [1999].

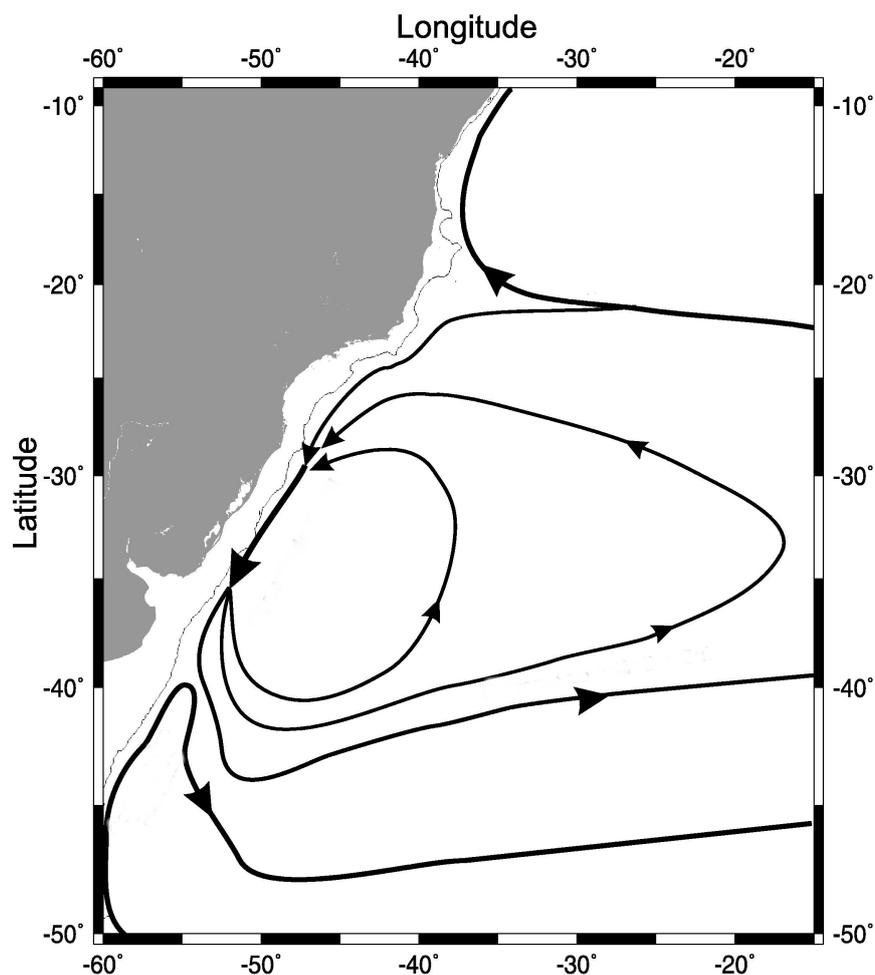


Figura 1.6: Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste na camada 140-1060 m de coluna de água. Baseada em Reid [1989] e Stramma & England [1999].

Como nas correntes em superfície (Figura 1.5), há bifurcação e parte da ACAS flui rumo ao equador, enquanto outra porção toma a direção sul. A localização exata da separação do fluxo da ACAS é incerta. No entanto, parece existir consenso na literatura de que ao sul do Cabo de São Tomé (22°S), a ACAS flui predominantemente para o sul ao largo da costa brasileira. Os mapas de circulação geostrofica apresentados por Reid [1989] e o esforço que combinou modelagem numérica e compilação de dados hidrográficos de Stramma & England [1999] sugerem que o movimento da ACAS ocorre na direção do pólo sul em latitudes abaixo de 20°S, ao largo da costa sudeste brasileira (Figura 1.6). Em outras palavras, a Cadeia Vitória-Trindade serviria como divisor do escoamento associado à CSE em nível de piconclina.

Se existe um aparente consenso a respeito dos movimentos das AT e ACAS ao largo da parte mais setentrional da costa brasileira, o mesmo não pode ser dito sobre os movimentos da AIA, em nível subpicnoclínico. Segundo a compilação da literatura e aplicação à curva T-S média da região da Bacia de Campos (Tabela 1.2), os limites termohalinos da AIA são $8,72^{\circ}\text{C} - 3,46^{\circ}\text{C}$ para temperatura e $34,66 - 34,42$ para salinidade. É demarcada pelo mínimo absoluto de salinidade no diagrama T-S (Figura 1.4, que atinge 34,32. A imagem clássica, sugerida pelos pioneiros estudos de *Wüst* [1936] e *Defant* [1936], exhibe a AIA sendo formada na Convergência Subantártica, “espalhando-se” em níveis intermediários e fluindo para o norte.

Outros autores no entanto, como *Reid et al.* [1977] e *Gordon & Greengrove* [1986] lançaram a idéia de que a maior parte da AIA flui para leste na Confluência Brasil-Malvinas ($\approx 38^{\circ}\text{S}$) como parte da circulação intermediária associada ao Giro Subtropical. Esta água fluiria então anticlonicamente, e parte se uniria novamente ao contorno oeste, ao sul de Cabo Frio (23°S), em um padrão semelhante ao da ACAS. As análises de flutuadores isopicnais de *Böebel et al.* [1999] confirmam que no limite sul da Bacia de Santos ($\approx 30^{\circ}\text{S}$), a AIA flui para o sul ao largo da costa brasileira. Segundo esses autores, a bifurcação da AIA ocorreria à longitude de Santos, mas com o eixo da divergência ocorrendo praticamente paralelo ao talude em torno de 28°S (Figura 1.7). O escoamento organizado em forma de jato associado predominantemente ao transporte AIA, foi então denominado de CCI por aqueles autores. Este fluiria para o norte no interior das Bacia de Santos e Bacia de Campos. *Schmid et al.* [2000] confirma o achado dos autores com conjunto adicional de observações e apoio de modelagem numérica. Avançam sobre a dinâmica da circulação intermediária afirmando que no interior do Giro Subtropical, o movimento da AIA é sverdrupiano. Já próximo ao contorno oeste, o padrão é bastante modificado pela Célula de Revolvimento Meridional Intermediária, componente da circulação termohalina global [*Schmid et al.*, 2000].

Subjacente à AIA, encontra-se a ACS. Essa massa de água possui densidade semelhante a da APAN e é formada na região da Corrente Circumpolar Antártica, nas vizinhanças da passagem de Drake. É, portanto, resultado de mistura entre a Água Circumpolar (ACP) e a APAN aflorante na região da Divergência Antártica [*Stramma & Peterson*, 1990; *Tsuchiya et al.*, 1994]. A mistura se posiciona parte acima da APAN, e

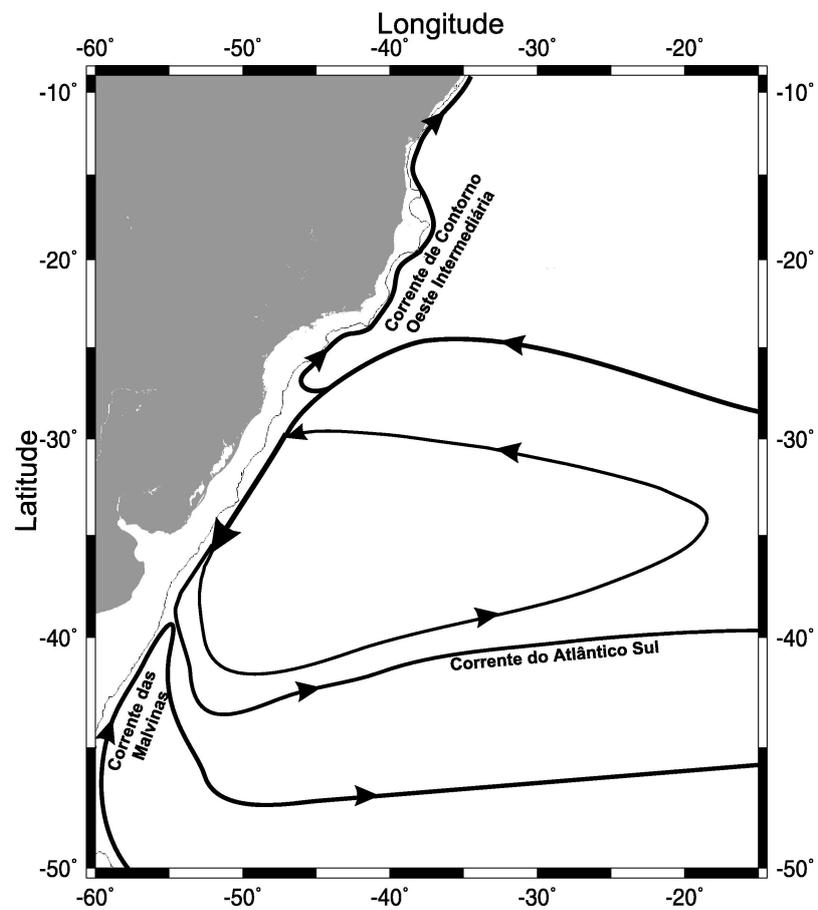


Figura 1.7: Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste na camada 560-1300 m de coluna de água. Baseada em Reid [1989] e Stramma & England [1999].

forma a ACS, e parte abaixo desta formando a ACI. A identificação da ACS relativamente à AIA e APAN não pode ser feita apenas em termos da teoria analítica clássica das curvas T-S. É necessário caracterizá-la em termos de propriedades adicionais. Assim, a ACS é considerada menos salina que a APAN, mais pobre em oxigênio dissolvido e mais rica em nutrientes. Seu núcleo é identificado pela aproximada coincidência entre as profundidades dos máximos de oxigênio e silicato e mínimo de temperatura [Mémery *et al.*, 2000].

O padrão de circulação da ACS é ainda motivo de investigação e controvérsia pela comunidade científica. Descobertas isoladas permitem-nos inferir algum conhecimento, mas nos impedem de apresentar um esquema semelhante ao das Figuras 1.5, 1.6 e 1.7. Por exemplo, *Fu* [1981] atestou que a ACS praticamente não se estende ao norte do equador. Já *Reid* [1989] e *Siedler et al.* [1996] propuseram um padrão de circulação semelhante ao da AIA para a ACS. *Larqué et al.* [1997] utilizaram a Análise Multiparamétrica Ótima para indicar que a ACS flui como parte inferior do que vem a ser a CCI na borda oeste do Atlântico Subtropical. No entanto, esses autores levantam que, provavelmente, a maior porção desta massa de água circula ciclonicamente ao norte de 20°S. O trabalho regional de *Lima* [1997] na Bacia de Campos confirma que a ACS flui para norte consonantemente à AIA.

A APAN é caracterizada por valores de temperatura entre 3,31°C – 2,04°C e salinidades de 34,59 – 34,87, ocupando níveis entre 1300 m e 3600 m, ao largo do sudeste brasileiro. Formada no Mar do Labrador, é a água que caracteriza o máximo secundário local de salinidade (Figura 1.4). Na literatura, a APAN se apresenta transportada por um escoamento organizado que flui para o sul ao longo do contorno oeste até cerca de 32°S (Figura 1.8). Nesta latitude, pelo menos parte da corrente retorna em direção ao equador [Reid, 1989; Weatherly, 1993]. Este escoamento é a CCP, prevista no clássico trabalho de *Stommel* [1958]. A maior porção da CCP, no entanto, permanece fluindo em direção ao pólo sul até a Confluência Brasil-Malvinas, onde deixa a costa. A APAN, então, inicia o processo de afloramento e mistura-se com a ACP [Provost *et al.*, 1995].

O cenário que emerge da descrição dos padrões de circulação em grande escala para aquela regional na Bacia de Campos é o seguinte. A poucos graus de latitude, ao sul de sua área de formação (região de bifurcação do ramo sul da CSE), a CB é uma

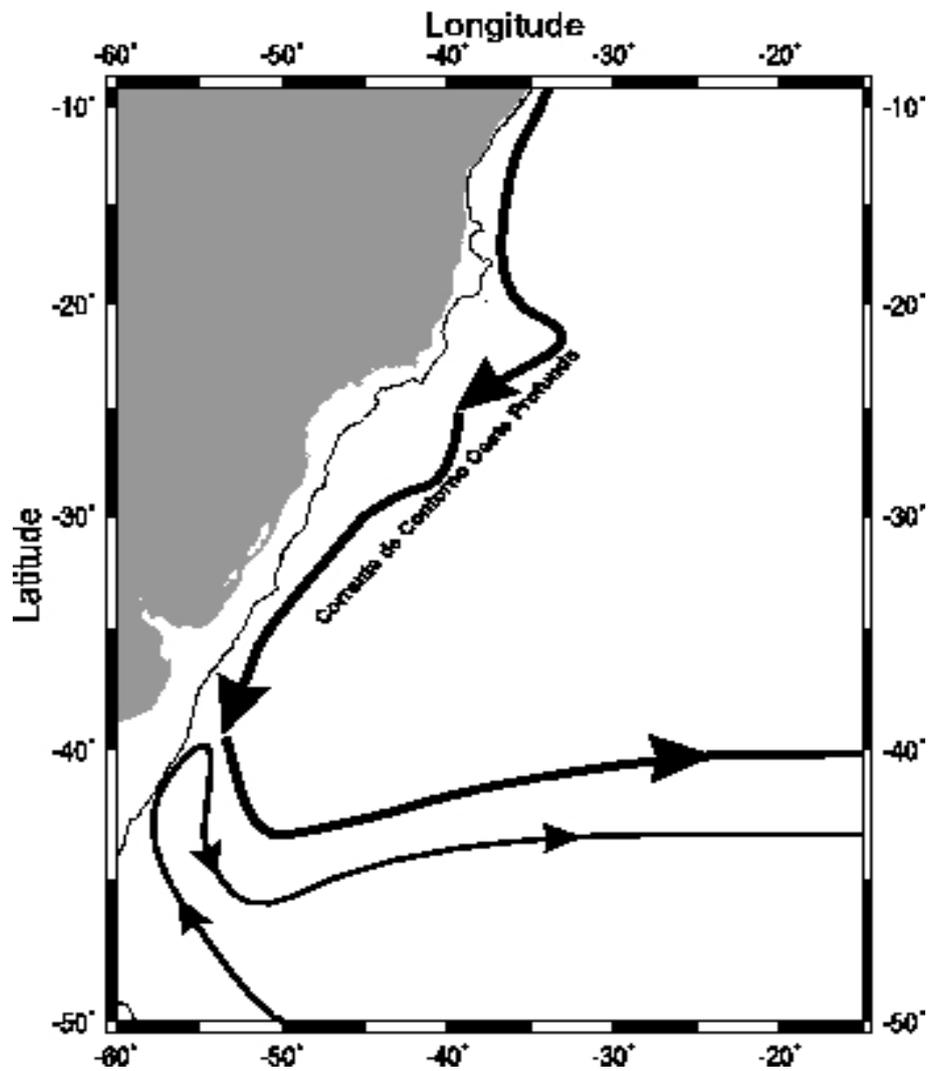


Figura 1.8: Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste na camada 1300-3260 m de coluna de água. Baseada em Reid [1989] e Stramma & England [1999].

corrente rasa, quente e salina constituída basicamente por AT fluindo junto à quebra da plataforma. Ao sul da latitude de 20°S, onde recebe efetiva contribuição da ACAS, se torna mais profunda e cresce em transporte. No sul da Bacia de Santos, a CB apresenta extensão vertical de mais de 500 m. Fluindo em direção oposta à CB, a CCI se apresenta como uma corrente de contorno organizada e ocupando porções intermediárias do talude continental transportando predominantemente AIA e ACS em direção ao norte. Ocupando regiões sobre o Platô de São Paulo e principalmente sopé continental, a CCP transporta APAN para o sul.

Assim, a região da Bacia de Campos, compreendida entre a quebra de plataforma e o limite continental do Platô de São Paulo, é caracterizada pelo sistema de correntes de contorno dominado pelas CB e CCI. Conforme mencionado nas Seções 1.1 e 1.2, concentraremos-nos na descrição e dinâmica do sistema formado por estas duas correntes. A interação destas com a CCP é reduzida na área de estudo face ao deslocamento de seu núcleo na direção *offshore* pela presença do Platô de São Paulo.

1.3.3 Velocidades Características e Transportes de Volume

Poucas são as estimativas de transporte de volume calculado para CB na região da Bacia de Campos. A revisão realizada por *Silveira et al.* [2000b] mostra que tais estimativas se concentram mais em duas regiões: próximo ao Rio de Janeiro, mais notadamente nas vizinhanças de Cabo Frio, e na Zona de Confluência Brasil-Malvinas. Destas estimativas, a maioria dos valores encontrados na literatura são provenientes de cálculo geostrófico. Perfilagens de velocidade (pelo instrumento PEGASUS) resumem-se à iniciativa pioneira descrita por *Evans & Signorini* [1985]. A avaliação do transporte por medições oriundas de fundeios correntográficos são referentes aos Experimentos WOCE [*Müller et al.*, 1998] e PROCAP-1000 [*Lima*, 1997].

A Tabela 1.3 apresenta estimativas de transportes de volume em Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$), e velocidades máximas encontradas na literatura por vários autores na faixa latitudinal entre 21°S e 24°S. Incluímos, assim, uma faixa ao norte, e possivelmente também ao sul, do *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio* de Bacia de Campos, onde nosso estudo está centrado. Tais faixas permitem a inserção de maior número de informações e, por conseguinte, melhor caracterização das observações da CB nos entornos da

Tabela 1.3: Estimativas de transporte de volume e da velocidade máxima da Corrente do Brasil entre 21°S e 24°S. Os sinais negativos denotam a direção sul-sudoeste.

| Latitude | Prof. referência (m) | Transporte (Sv) | Velocidade (m s ⁻¹) | Referência |
|----------|----------------------|-----------------|---------------------------------|--|
| 21°S | 600 | -9,4 | - | <i>Schmid et al.</i> [1995] |
| 21°S | numérico | -6,7 | -0,83 | <i>Silveira et al.</i> [2005] |
| 21°S | numérico | -7,9 | -0,60 | <i>Silveira et al.</i> [2005] |
| 21°40'S | 500 | -4,4 | -0,61 | <i>Evans et al.</i> [1983] |
| 22°S | 600 | -5,2 | -0,55 | <i>Signorini</i> [1978] |
| 22°S | por fundeio | -5,5±2,6 | - | <i>Lima</i> [1997] |
| 22°S | numérico | -7,1 | < -0,55 | <i>Lima</i> [1997] |
| 23°S | 600 | -6,0 | -0,70 | <i>Signorini</i> [1978] |
| 23°S | 550 | -2,2/-2,7 | -0,49 | <i>Miranda & Castro Filho</i> [1979] |
| 23°S | Pegasus | -11,0 | -0,50 | <i>Evans & Signorini</i> [1985] |
| 23°S | Pegasus | -6,0 | -0,70 | <i>Garfield</i> [1990] |
| 23°S | 600/1300 | -10,1/10,9 | - | <i>Stramma</i> [1989] |
| 23°S | por fundeio | -1,3 | -0,28 | <i>Müller et al.</i> [1998] |
| 23°30'S | 600 | -9,4 | -0,55 | <i>Signorini</i> [1978] |
| 24°S | 1300 | -7,5 | -0,25 | <i>Fisher</i> [1964] |
| 24°S | 600 | -7,5 | -0,57 | <i>Signorini</i> [1978] |
| 24°S | 500/1000 | -4,1/-7,8 | -0,31 | <i>Evans et al.</i> [1983] |
| 24°S | 600/1300 | -9,4/-10,1 | - | <i>Stramma</i> [1989] |
| 24°S | 750/900 | -7,3/-8,8 | - | <i>Campos et al.</i> [1995] |

região de interesse.

A inspeção da Tabela 1.3 nos mostra que a maioria dos trabalhos envolvendo cálculo geostrófico utilizam níveis de referência entre 500 e 600 m. Tais níveis de profundidade correspondem, na área de estudo, aproximadamente à superfície isopical de 26,9 kg m⁻³. Como visto na Seção 1.3.1, tal superfície é aquela que consideramos como a interface entre ACAS e AIA. Portanto, embora a quase totalidade dos trabalhos não mencione tal particularidade, e os mais antigos não referenciem a existência da CCI, parece implícito o conceito da CB transportando predominantemente AT e ACAS ao passar pela Bacia de Campos.

Em termos de valores de transporte, devemos chamar atenção para a diferença en-

tre os métodos listados: cálculo geostrófico (referenciado arbitrariamente), numérico (por modelagem, que permite avaliação de velocidades baroclínicas absolutas) e por fundeios correntográficos (que são dependentes da resolução dos correntógrafos), da escolha das interfaces e do método de cálculo dos transportes. Ainda assim, observamos que tipicamente os valores de transporte variam entre -2 e -10 Sv. A média e o desvio padrão dos valores listados na Tabela 1.3 nos fornecem o valor de $-6,4 \pm 2,8$ Sv.

Dentre os trabalhos citados na Tabela 1.3, aquele que varre mais detalhada e sinóticamente o *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio* da Bacia de Campos é *Signorini* [1978]. Usando dados hidrográficos, e portanto, tendo calculado velocidade geostrófica relativa a 600 m, este autor mostrou que a maior parte do transporte da CB ocorre nos primeiros 200 m. A Figura 1.9 exhibe uma seção da estrutura vertical de velocidade calculada por *Signorini* [1978], ao largo de Cabo Frio, onde as velocidades em superfície atingem $-0,55 \text{ m s}^{-1}$.

Outro esforço que merece destaque é *Lima* [1997]. O autor calculou o transporte da CB de duas formas distintas. A primeira foi usando um conjunto de três fundeios alinhados zonalmente em 22°S , com razoável resolução vertical em termos de níveis correntográficos. Esta linha permitiu a inferência do transporte médio da CB por uma série temporal de aproximadamente 365 dias de observações. Utilizando o método de *Tomczak et al.* [1996], o autor estimou o transporte de volume da CB em $-5,5 \pm 2,6$ Sv.

Adicionalmente, o conjunto de dados utilizado por *Lima* [1997] incluiu a realização de uma radial hidrográfica ao longo e além da extensão zonal da linha de fundeios. Este autor, então, introduziu a utilização da versão seccional do Modelo Oceânico da Universidade de Princeton (doravante denominado de POMsec). Este método numérico, que será utilizado nos próximos capítulos desta tese e que foi seguido por *Silveira et al.* [2005], obtém velocidades baroclínicas absolutas a partir do campo de massa observado. A Figura 1.10 revela uma estrutura vertical da CB confinada nos primeiros 500 m de coluna de água. Como nenhum nível de referência é imposto neste método numérico, o resultado indica que o gradiente baroclínico de pressão, de fato, inverte aproximadamente na profundidade da interface entre ACAS e AIA.

Os dois trabalhos mencionados anteriormente apresentaram a estrutura vertical da CB baseada em métodos indiretos para obtenção de velocidades (seja pelo cálculo ge-

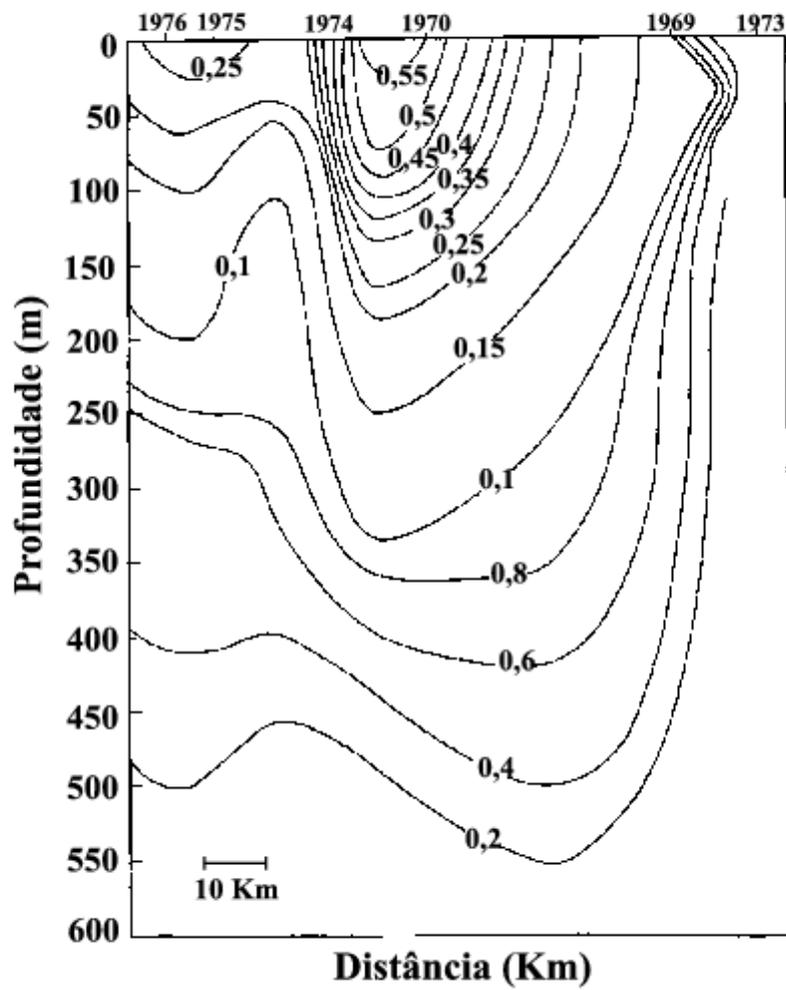


Figura 1.9: Seção de velocidades geostróficas (relativas a 600 m) em radial normal ao Cabo Frio ($\approx 23^{\circ}\text{S}$). De acordo com *Signorini* [1978].

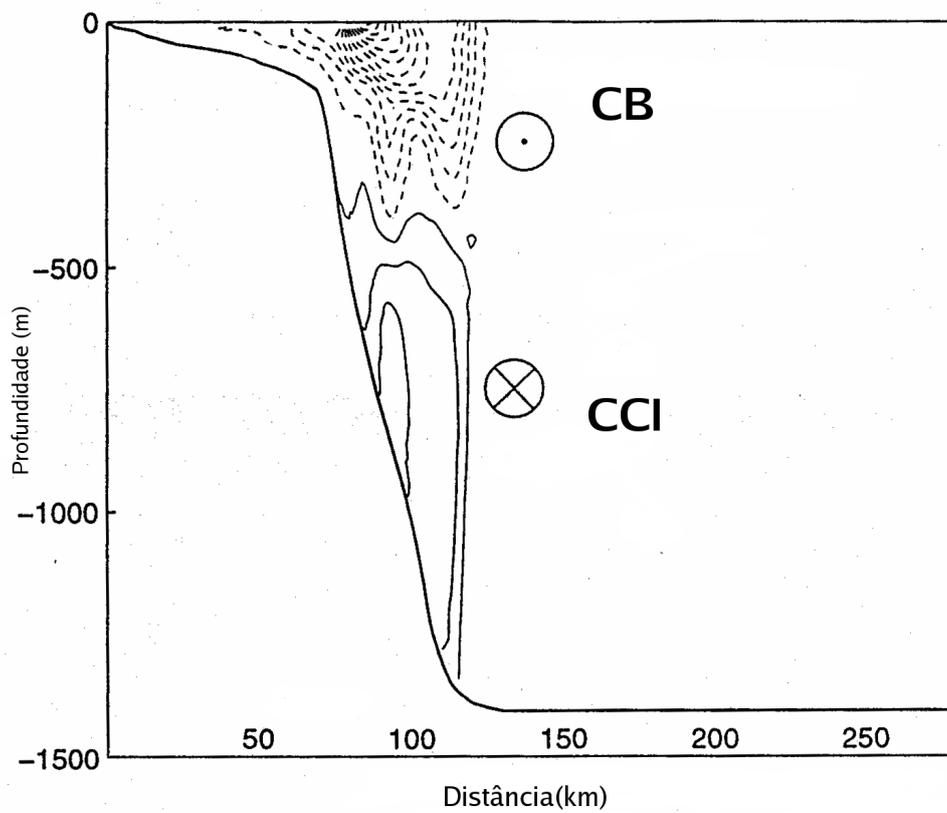


Figura 1.10: Seção de velocidades baroclínicas absolutas normal ao Cabo de São Tomé ($\approx 22^\circ\text{S}$), modelada pelo POMsec. Os contornos tem intervalo de $0,1 \text{ m s}^{-1}$, com valores variando entre $-1,25 \text{ m s}^{-1}$ e $0,35 \text{ m s}^{-1}$. Os tracejados indicam velocidades para o sul; os cheios, para o norte. De acordo com Lima [1997].

ostrófico seja pelo uso do POMsec). Em termos de perfilagem sinótica, as observações de *Evans & Signorini* [1985] são até hoje singulares. Tais medições foram obtidas pelo perfilador acústico PEGASUS nos entornos de Cabo Frio e revelaram valores de cerca de -6 Sv para o escoamento acima da AIA. As velocidades atingiram $-0,5 \text{ m s}^{-1}$ em superfície. As perfilagens de velocidade foram concordantes com as geostróficas e numéricas, mostrando uma CB rasa. A inversão de velocidade se deu em 400-500 m, onde houve inversão de escoamento para nordeste devido à AIA (Figura 1.11). Os autores ainda especularam, que cerca de outros -6 Sv podem fluir consonantemente à CB, em regiões interiores à quebra da plataforma.

O padrão de correntes ao largo de Cabo Frio foi observado durante aproximadamente um ano por uma linha de três fundeios correntográficos do programa WOCE e descritos por *Müller et al.* [1998]. As três estruturas foram fundeadas sobre as isóbatas de 210 m, 980 m e 2260 m. Os resultados exibidos no painel direito superior da Figura 1.12, mostram velocidades de correntes com importante variabilidade temporal, mas presença de escoamento médio subjacente a tal variabilidade. A magnitude média máxima foi de cerca $0,15 \text{ m s}^{-1}$. O transporte médio foi de apenas -1,3 Sv. Tais valores baixos podem ser atribuídos ao limitado número de níveis de medições e as escolhas para os limites entre as massas de água pelos autores. Menciona-se que apenas um dos três fundeios apresenta instrumento posicionado acima de 170 m. E, como foi discutido anteriormente, a maior parte do transporte da CB esteve confinado nos primeiros 200 m de coluna de água. A magnitude da velocidade máxima registrada foi de $0,28 \text{ m s}^{-1}$ na direção sudoeste. Os resultados exibidos na Figura 1.12 são relevantes por também mostrarem a vigorosa atividade de meso-escala na região de interesse desta tese.

A revisão apresentada nos parágrafos anteriores reflete o restrito número de informações na literatura acerca das velocidades e transportes da CB no *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio* da Bacia de Campos. Esta tarefa é ainda mais árdua no tocante às mesmas informações para CCI. A Tabela 1.4 sintetiza os valores encontrados. Muitos trabalhos limitam-se a computar o transporte de volume associado à circulação da AIA. Em alguns casos, isso pode representar uma subestimativa nos valores de transporte para a CCI. Em outros, apesar de apenas mencionar a AIA, computam-nos até

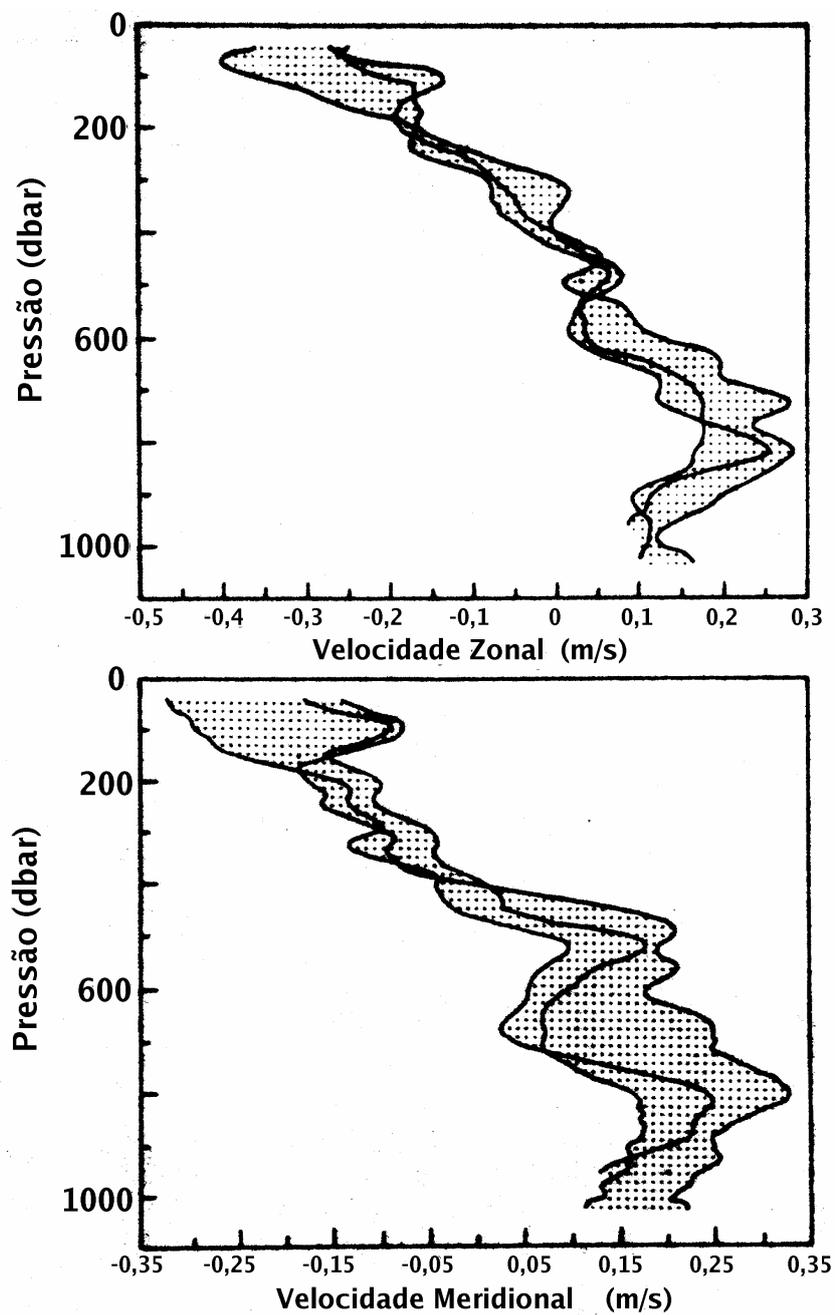


Figura 1.11: Componentes zonal (painel superior) e meridional (inferior) de velocidade observada em três lançamentos do perfilador PEGASUS ao largo de Cabo Frio entre 15 e 17 de abril de 1983. De acordo com *Evans & Signorini* [1985].

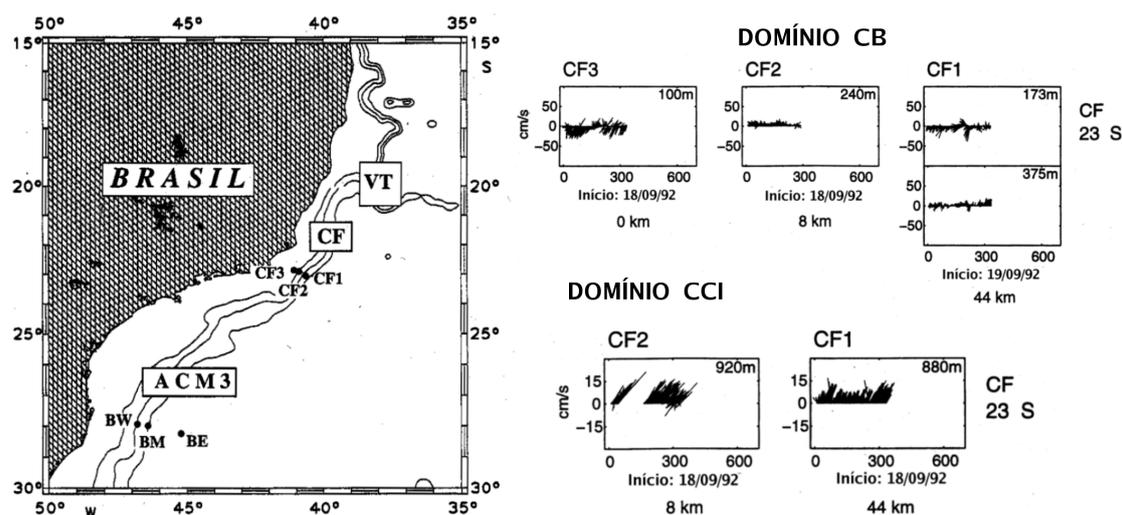


Figura 1.12: Fundeios Correntográficos do Experimento WOCE na costa SE do Brasil: localização das linhas de fundeio (painel esquerdo); diagramas vetoriais da série temporal associada à CB (painel direito superior) e à CCI (painel direito inferior) dos instrumentos ao largo de Cabo Frio - período de 1992-1993. De acordo com Müller *et al.* [1998].

a profundidade de 1300-1500 m. De acordo com a classificação apresentada na Seção 1.3.1, a ACS estaria incluída nestas estimativas, a despeito de não ter sido mencionada explicitamente.

Utilizando as poucas citações disponíveis, calculamos a média e o desvio padrão para o transporte de volume da CCI com base na Tabela 1.4. Obtemos $3,8 \pm 1,5$ Sv para o Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio da Bacia de Campos.

Em termos de estrutura vertical, os trabalhos de Böebel *et al.* [1997], Böebel *et al.* [1999] e Schmid *et al.* [2000] sugerem que a CCI seja um jato bastante estreito, com larguras não superiores a 40 km e cerca de 400 m de espessura. Este jato seria contínuo entre 28°S e 2°S. Este é o padrão apresentado na Figura 1.7.

No entanto, a descrição dos padrões de velocidade pela linha de fundeios correntográficos de Lima [1997] e a correspondente simulação numérica com o POMsec (Figura 1.10) sugerem uma CCI mais larga e bem mais espessa que a proposta originalmente. A espessura da CCI pode atingir mais de 1000 m. Os resultados de Silveira *et al.* [2005] sugerem que a CCI pode atingir larguras de 100 km. As discrepâncias podem ser devido às definições de limite das correntes empregados.

Outro aspecto que merece destaque é o padrão bastante mais constante em termos de intensidade e direção apresentado pela CCI relativamente à CB. Como mostrado

Tabela 1.4: Estimativas de transporte de volume e da velocidade máxima da Corrente de Contorno Intermediária entre 21°S e 24°S. Os sinais positivos denotam a direção norte-nordeste.

| Latitude | Prof. de referência (m) | Transporte (Sv) | Velocidade (m s^{-1}) | Referência |
|----------|-------------------------|-----------------|----------------------------------|-------------------------------|
| 21°S | 1500 | 4,0 | - | <i>Schmid et al.</i> [2000] |
| 21°S | 1500 | 4,8 | - | <i>Böebel et al.</i> [1997] |
| 21°S | numérico | 3,8 | 0,25 | <i>Silveira et al.</i> [2005] |
| 21°S | numérico | 6,0 | 0,24 | <i>Silveira et al.</i> [2005] |
| 22°S | por fundeio | 5,1±2,8 | - | <i>Lima</i> [1997] |
| 22°S | numérico | 1,9 | > 0,20 | <i>Lima</i> [1997] |
| 23°S | por fundeio | 1,3 | 0,17 | <i>Müller et al.</i> [1998] |
| 23°S | flutuadores | 4,0±2 | 0,30 | <i>Böebel et al.</i> [1999] |
| 24°S | 1500 | 2,9 | - | <i>Böebel et al.</i> [1997] |

no painel inferior direito da Figura 1.12, pela linha de fundeios ao largo de Cabo Frio, *Müller et al.* [1998] descreveram as velocidades como essencialmente na direção nordeste e com magnitudes oscilando entre 0,10-0,17 m s^{-1} .

1.4 Atividade de Meso-escala do Sistema CB

Na seção anterior, compilamos informações da literatura acerca do sistema de correntes de contorno oeste ocorrentes no *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio* de Bacia de Campos. Estas, no entanto, tiveram características próximas à descrição do escoamento médio associado tanto à CB quanto à CCI. Nesta seção, revisaremos informações pretéritas sobre a variabilidade de meso-escala destas correntes de contorno, principalmente da CB. Em outras palavras, buscaremos apresentar o estado da arte do conhecimento de meandros e vórtices da CB na Bacia de Campos e adjacências.

A primeira descrição do meandramento da CB e os vórtices associados ao largo da região sudeste brasileira foi realizada por *Mascarenhas et al.* [1971]. Eles descreveram a presença de estruturas vorticais, tanto ciclônicas como anticiclônicas, na região ao largo do Cabo Frio a partir de mapas de topografia dinâmica. Em algumas das distribuições apresentadas desta quantidade, notaram um padrão como de uma onda de vortici-

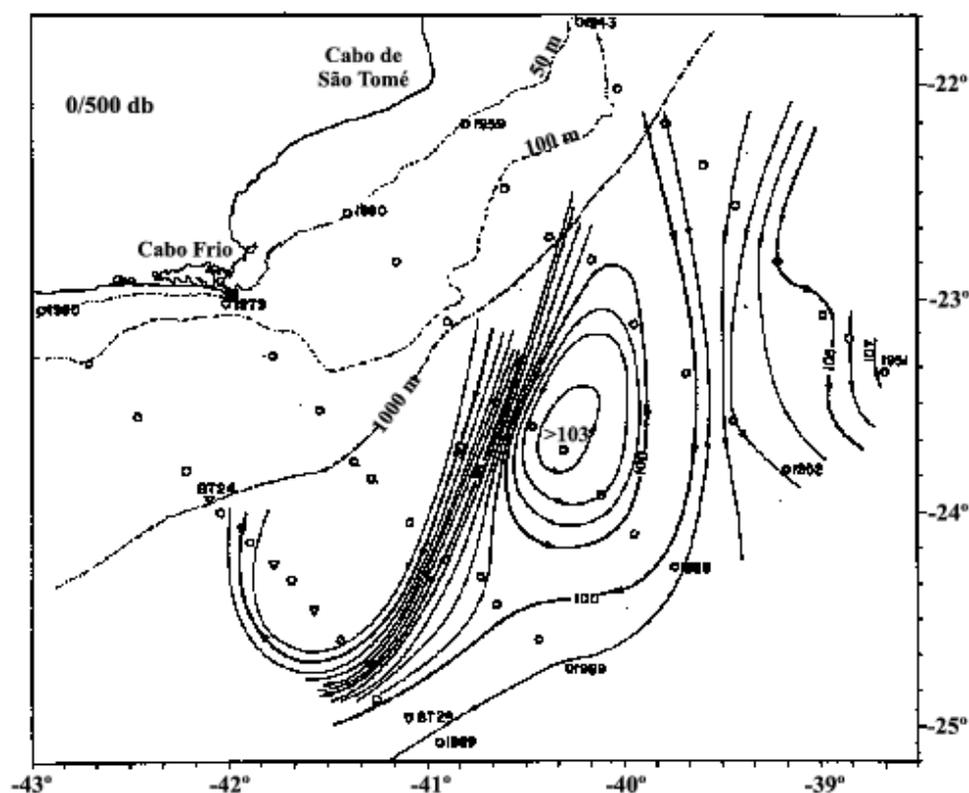


Figura 1.13: Topografia dinâmica (em cm dinâmicos) relativamente a 500 dbar. De acordo com *Signorini* [1978].

dade, onde anticlones sucediam ciclones. Os autores também comentaram que parte deste meandramento atinge regiões interiores à plataforma continental. Também especularam que feições topográficas favoreceriam o meandramento e geração de vórtices pela CB nesta região.

Signorini [1978] retomou o tema do meandramento da CB, discutindo a circulação entre o Cabo de São Tomé e a Baía de Guanabara. O conjunto de dados hidrográficos analisado por este autor capturou um vórtice anticlônico, ligeiramente ao sul de Cabo Frio (Figura 1.13). O vórtice, de cerca de 100 km de raio, localizava-se em águas profundas (> 1000 m) e possuía extensão vertical de cerca de 500 m.

Campos et al. [1995] especularam sobre os fatores dinâmicos que causariam o meandramento da CB. Estes autores atribuíram a ocorrência do meandramento às mudanças de orientação da costa e do gradiente da topografia de fundo (plataforma estreita e

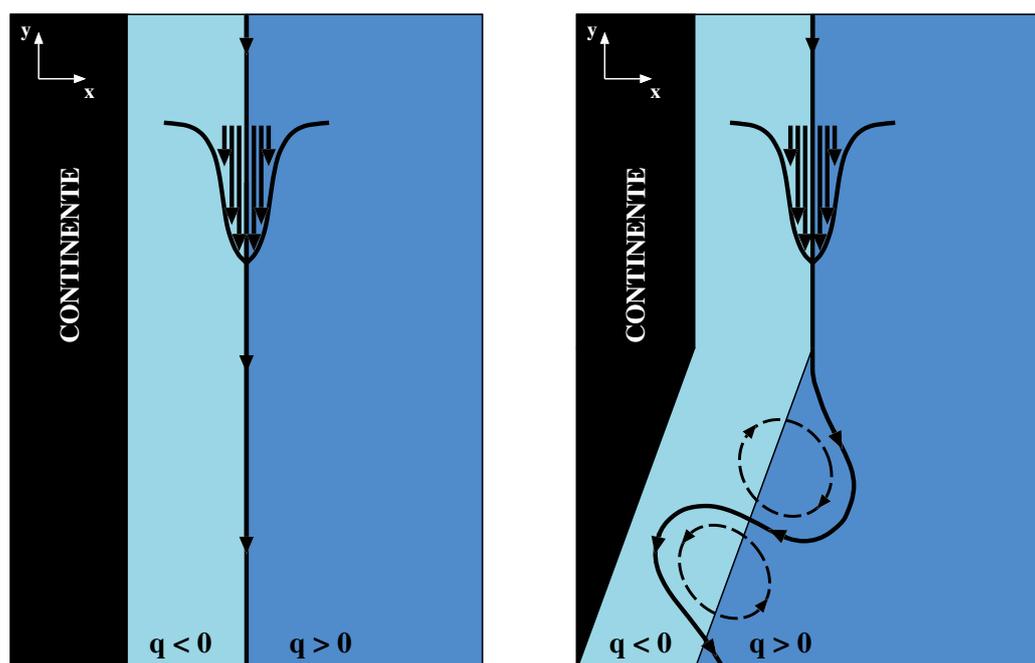


Figura 1.14: Interpretação gráfica da hipótese de *Campos et al.* [1995] apresentada por *Mattos* [2006], com uma corrente de contorno oeste num oceano semi-infinito zonalmente. A corrente apresenta idealizadamente duas regiões de vorticidade potencial homogêneas: uma positiva (associada ao cisalhamento anticiclônico do jato) e outra negativa (associada ao cisalhamento ciclônico do jato). O painel à esquerda representa a situação de costa orientada meridionalmente. O painel à direita indica o comportamento da corrente ante a mudança de inclinação de costa por um ângulo θ .

abrupta ao norte de Cabo Frio, mais extensa e suave na Bacia de Santos). Segundo os autores, podemos esperar que a CB, fluindo do norte, ao longo da quebra de plataforma, dirija-se por inércia a águas mais profundas na latitude de Cabo Frio devido à mudança de direção da linha de costa (Figura 1.14). Em outras palavras, quando a costa brasileira muda de orientação (relativamente à direção norte-sul) em torno de Cabo Frio, o escoamento da CB, antes centrado em profundidades mais rasas que 1000 m, por inércia atinge regiões mais profundas do talude continental. Com o estiramento da coluna de água, a CB adquire vorticidade ciclônica. Ao entrar na Bacia de Santos, apresenta meandros que lembram a descrição clássica de uma onda de Rossby topográfica superposta a um fluxo básico. Esse padrão de meandros ciclônicos e anticiclônicos fica evidente pela inspeção de imagens AVHRR (Figuras 1.1 e 1.15).

Embora os padrões meandrantés estejam sempre presentes em imagens AVHRR,

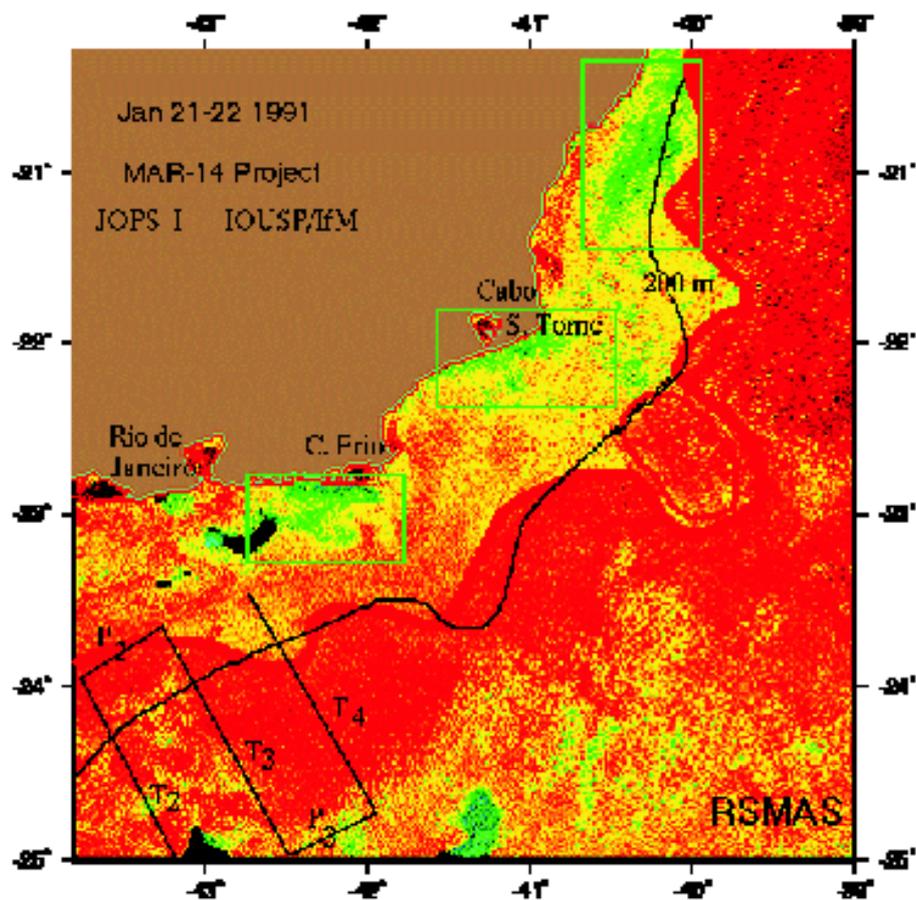


Figura 1.15: Imagem AVHRR da costa sudeste brasileira exibindo os meandros da Corrente do Brasil (tons avermelhados). A linha sólida vermelha foi editada para realçar o padrão meandrante. Destaca-se a vigorosa estrutura do meandro ciclônico do Cabo de São Tomé. De acordo com *Campos et al.* [1995].

assim como o ocasional destacamento de vórtices nos entornos dos Cabos de São Tomé e Frio, não há praticamente informação na literatura sobre a propagação dessas estruturas a partir de observações (remotas ou *in situ*) nem dos comprimentos de onda associados. A inspeção regular de séries de imagens AVHRR é constante de apenas uma única referência na literatura: *Garfield* [1990]. Este autor analisou cinco anos de imagens (1982-1987) entre 19°S e 31°S. Dentre seus principais resultados, ele apontou que a posição média da frente térmica, que demarca a borda continental da CB, está centrada sob a isóbata de 200 m. Foi descrito também que esta posição média apresenta dois máximos justamente ao largo dos Cabos São Tomé e Frio. Entendemos por “máximos” aqui as maiores projeções da frente em direção ao oceano aberto. A ocorrência destes máximos, então, tão próximos entre si levaram o autor a considerar uma estrutura bimodal, que seria parte de um sistema de dois cavados de onda de Rossby essencialmente não-propagante. O autor ainda descreveu que a estrutura bimodal é aparentemente instável tanto ao largo do Cabo de São Tomé como ao largo de Cabo Frio. Sua série temporal de imagens permitiu a identificação de vórtices (ou anéis vorticais), sempre de núcleos frios, sendo emitidos do eixo da CB, particularmente em Cabo Frio. Estes, no entanto, provaram ser de difícil rastreamento pela rápida perda do sinal térmico de superfície. Ou seja, o entranhamento de água de origem costeira mais fria seria interrompido e a superfície do vórtices, rapidamente aquecida. Aqueles que os foram, terminaram reabsorvidos pela corrente e não atingiram porções mais interiores do Giro Subtropical. A velocidade de propagação dos meandros maiores foi pouco observada e se resumiram a três eventos. Nestes três casos, os valores foram muito baixos e se aproximaram de 0,02-0,04 m s⁻¹.

As descobertas de *Garfield* [1990] permitem-nos resumir o cenário da CB observada nos seguintes aspectos. Apenas as ondas de amplitudes finitas (ou seja, de grandes amplitudes) são notadamente identificadas nas imagens de satélites. Estas apresentam velocidade de fase bastantes baixas, e a propagação dos meandros parece ser ocasional e precedidas de processos de instabilidade. Aliás, especulamos, face aos resultados do autor, que seja o desenvolvimento de meandros instáveis e sua interação com a CB que disparam pulsos de ondas de forma temporalmente irregular da Bacia de Campos para a Bacia de Santos.

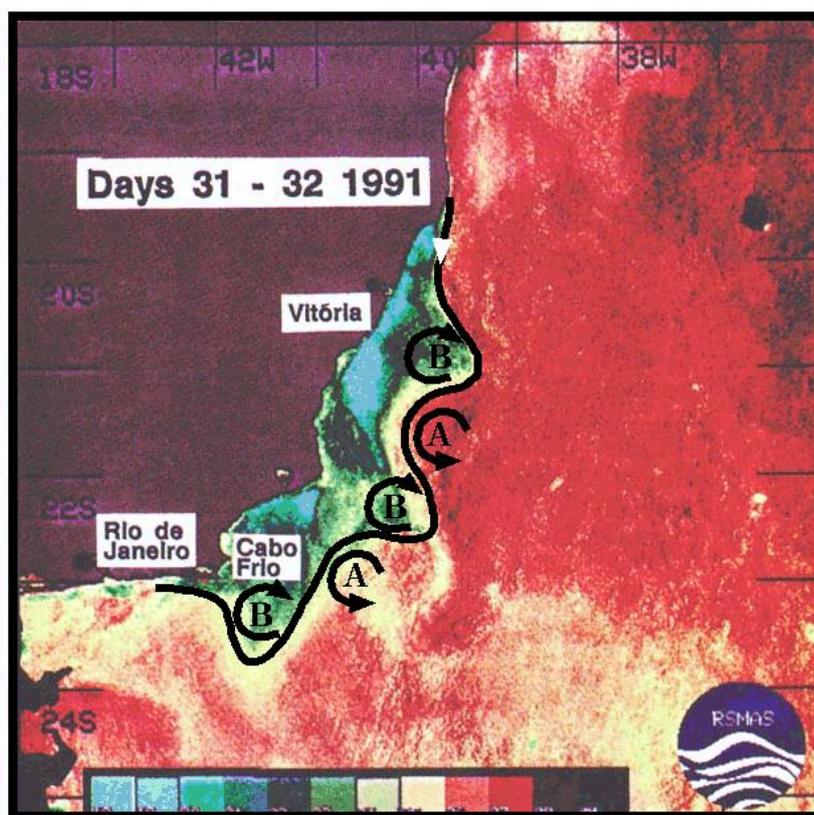


Figura 1.16: Imagem AVHRR da área oceânica adjacente ao sudeste brasileiro, por *Schmid et al.* [1995]. As edições, por nós realizadas, destacam o caráter de onda de vorticidade da CB meandrante, com alternância de ciclones (cavados, núcleos frios) e anticiclones (cristas, núcleos quentes).

Uma caracterização mais definitiva dos meandros, como parte de uma onda de vorticidade, pode ser feita através da nossa interpretação da imagem AVHRR apresentada por *Schmid et al.* [1995] (Figura 1.16). Nesta, observamos o que parece ser uma estrutura “trimodal”, do qual o vórtice (ciclônico) de Vitória (20°S) representa o extremo mais tropical da estrutura. Anticiclones se alternam aos ciclones e, esses por serem de núcleo quente, apresentam assinatura termal menos distinta.

Da mesma forma que não há informações na literatura sobre comprimentos de onda dominantes no meandramento da CB, falta-nos identificação de períodos relevantes associados às ondas de vorticidade, principalmente aquelas potencialmente instáveis. *Lima* [1997] abordou tal assunto utilizando séries correntográficas, com duração típica de 12 meses. Estas séries foram obtidas por linhas de fundeio no *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio* da Baía de Campos e mostraram um caráter de ruído vermelho, tanto para aquelas de correntógrafos no domínio da CB quanto para as no domínio da CCI. Este

resultado se traduz num “espalhamento” da energia por ampla faixa de períodos, sem que nenhum caracterize demarcadamente ondas cujos meandros cresçam recorrentemente em torno dos Cabos de São Tomé e Frio.

Com conjuntos de observações escassos e esparsos, o avanço na investigação da dinâmica dos meandros da CB foi possível através de estudos de processos numéricos e analíticos. A verificação da hipótese de *Campos et al.* [1995] é parte importante, visto que os argumentos usados pelos autores têm cunho predominantemente equivalente-barotrópico. E, em contra-ponto a esta, como vimos nas Seções 1.2.2 e 1.2.3, o Sistema CB possui robusta componente baroclínica. Outro ponto explorado pelos estudos de processos foi a identificação dos possíveis mecanismos de crescimento dos meandros.

Um primeiro estudo acerca da natureza e/ou estrutura dinâmica destas ondas foi conduzido por *Fernandes* [2001]. Este autor considerou que o CB e CCI seriam dominadas pelo primeiro modo baroclínico e utilizou uma configuração de duas camadas de densidade homogênea para simular as ondas de vorticidade. *Fernandes* [2001] então avaliou o processo de meandramento através de simulações numéricas com o Modelo Isopical da Universidade de Miami (MICOM) forçado por fluxos de massa apenas na primeira camada e nos contornos norte, sul e leste. Sua intenção era a simulação das correntes do Giro Subtropical e permitir que a continuidade gerasse um sistema de correntes de contorno oeste livres. Seus resultados mostraram inequivocamente que ondas baroclínicas, de padrões semelhantes às observadas, foram geradas (Figura 1.17). O mesmo não foi possível quando apenas uma única camada (ou seja, uma configuração barotrópica) foi empregada nesta implementação regional do MICOM.

Apesar da simplicidade da estrutura de massa e configuração do modelo, seu experimento produziu ondas cujo início do meandramento da CB ocorreu entre os Bancos Royal Charlotte (16°S) e de Abrolhos (18°-20°S). Segundo o autor, as ondas modeladas tinham tipicamente a frequência de 25 dias e comprimento de onda de cerca de 430 km. Foi observado lento crescimento em amplitude dos meandros, que se propagavam a uma velocidade de fase de cerca de 0,20 m s⁻¹ para sudoeste (Figura 1.18). Isto representa cerca de 40% da velocidade média da CB modelada de -0,55 m s⁻¹. Neste aspecto, os resultados de *Fernandes* [2001] diferiram das observações pretéritas que indicam que ondas instáveis apresentam velocidades de fase muito baixas.

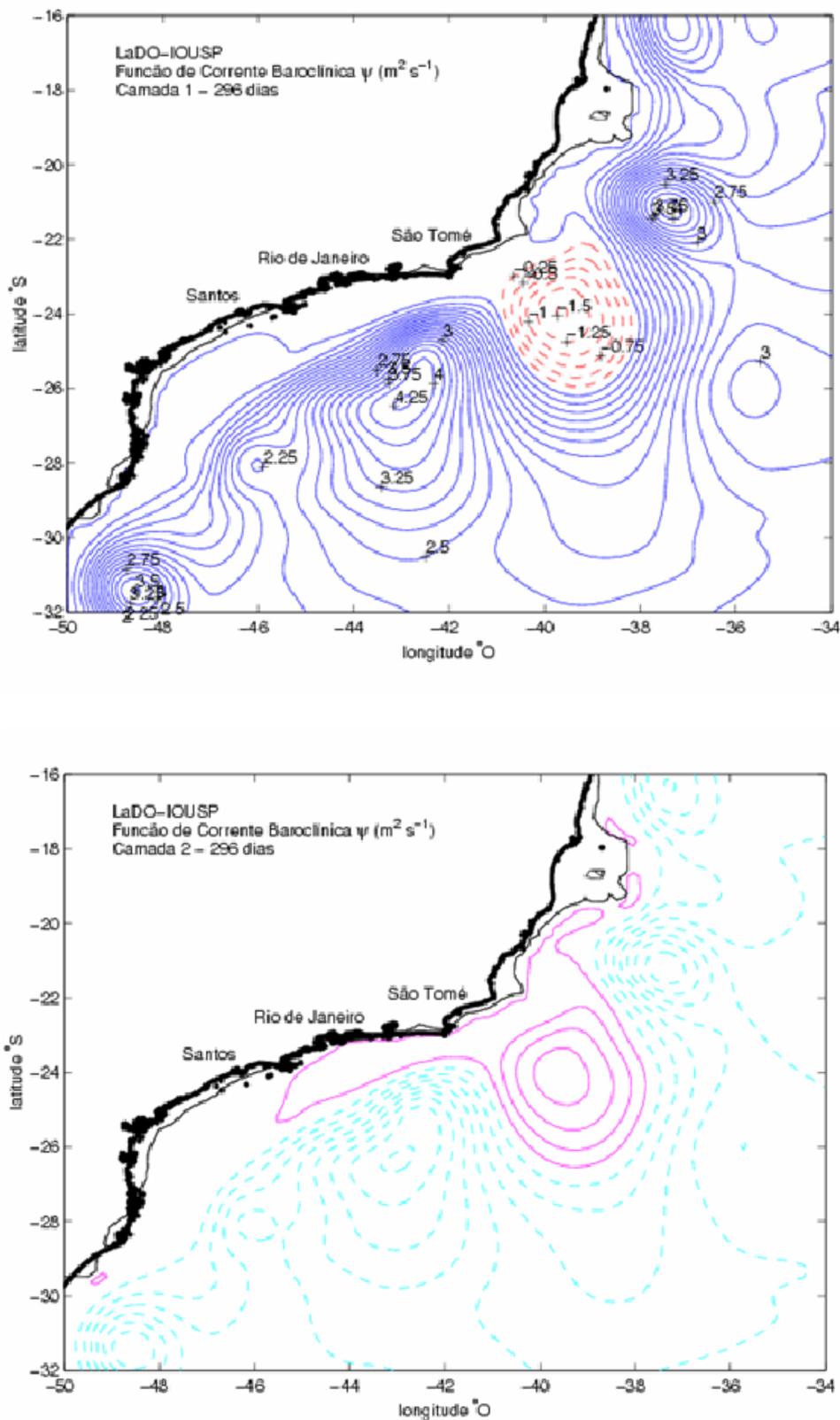


Figura 1.17: Função de corrente instantânea para a camada 1 (superior) e camada 2 (inferior). Simulações realizadas com o MICOM para uma configuração de duas camadas de densidade homogênea em um oceano limitado à 1500 m de profundidade. De acordo com *Fernandes* [2001].

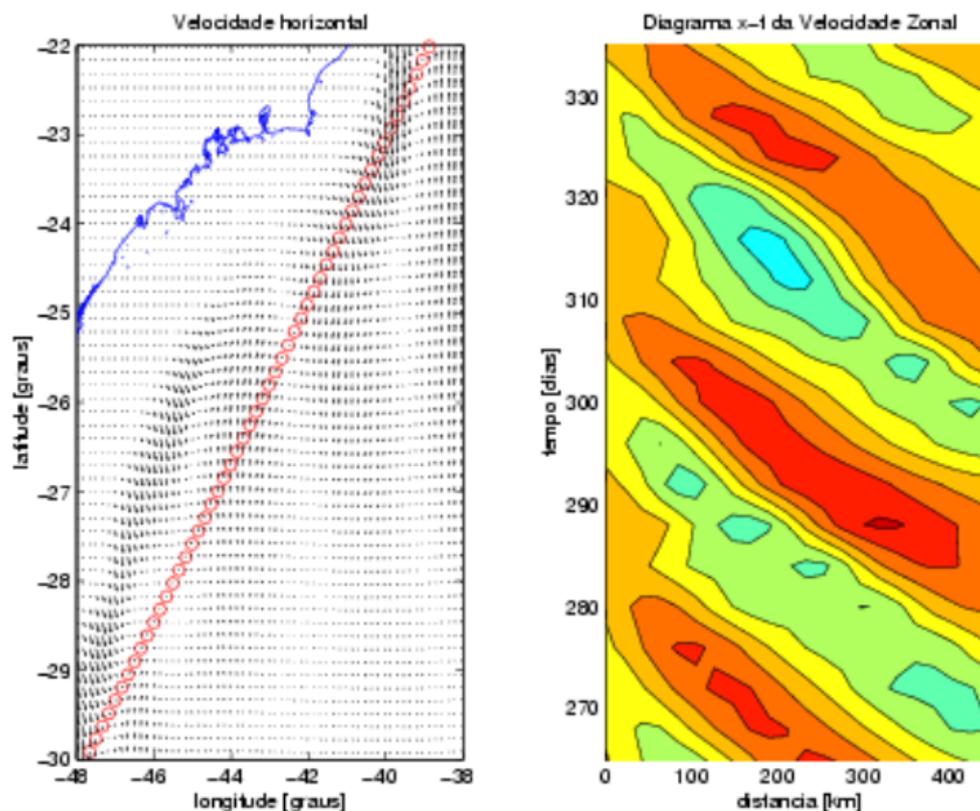


Figura 1.18: Diagrama Hovmoller das ondas de vorticidade superpostas à CB (camada 1) ao largo do sudeste brasileiro, de acordo com *Fernandes* [2001].

Calado [2001] realizou simulações prognósticas com a versão do Modelo Oceânico da Universidade de Princeton (POM) tridimensional inicializado com campos termohalinos extraídos da climatologia da área. Em sua investigação, o autor considerou dois conjuntos de experimentos. No primeiro, utilizou um oceano sem a forçante termohalina e forçado apenas pelo vento. No segundo, prescreveu a assinatura termohalina da CCI nos contornos abertos, o que permitiu uma estrutura de massa bastante semelhante à observada. Seus resultados para o primeiro conjunto mostraram que os meandros formados eram semi-estacionários e não cresceram temporalmente, apesar do escoamento médio satisfazer as condições necessárias, mas não suficientes, para instabilidade barotrópica (via Teorema de Rayleigh). Já para o segundo conjunto, a inclusão da CCI nos experimentos permitiu um desenvolvimento dos meandros ciclônicos de São Tomé e Cabo Frio, que bastante se aproximaram dos padrões observados. A Figura 1.19 exibe os resultados de um experimento do segundo conjunto, onde destacamos a simulação da formação e emissão do Vórtice de São Tomé.

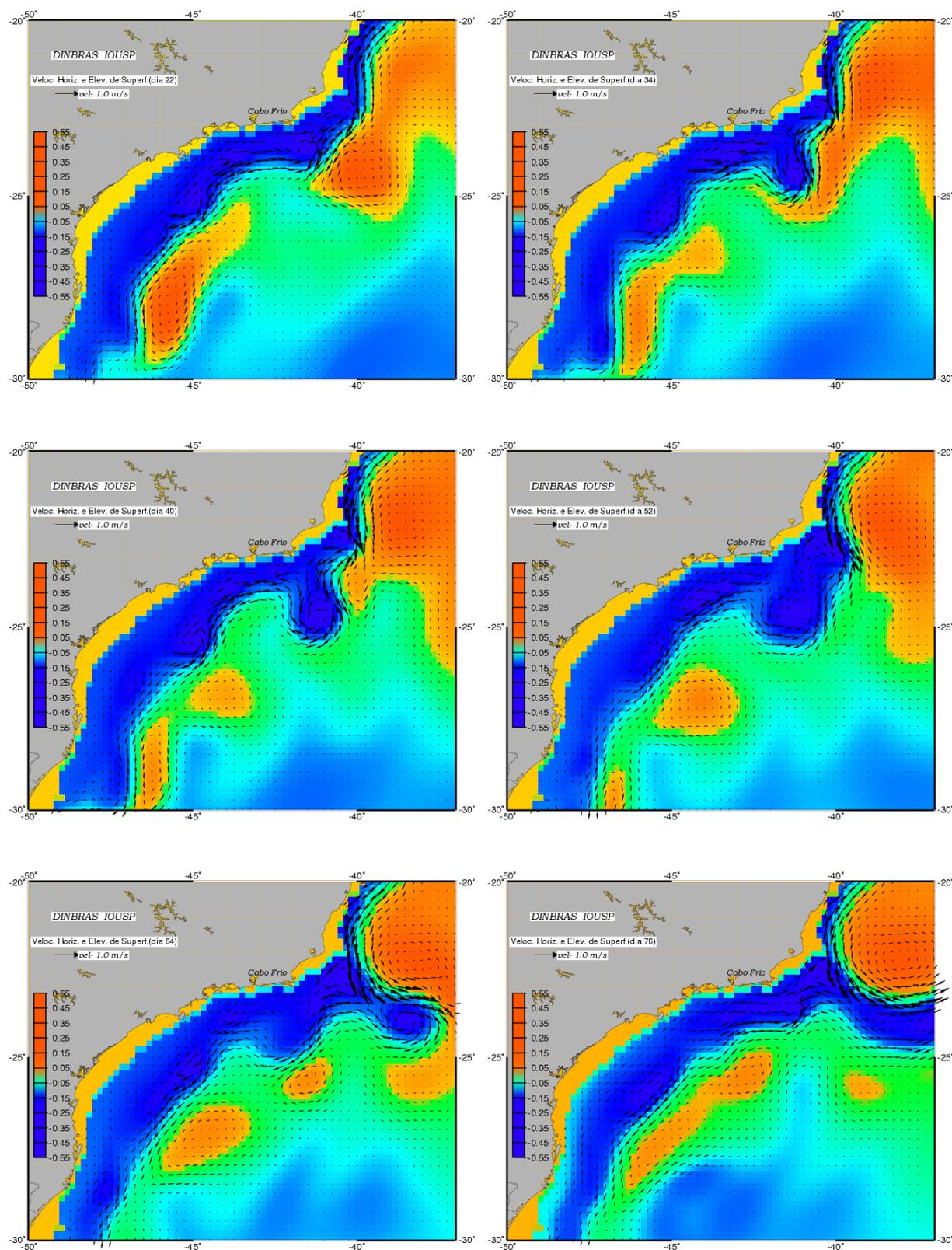


Figura 1.19: Evolução temporal do campo de elevação de superfície e velocidade horizontal em superfície do experimento numérico de Calado [2001] com batimetria realística e presença da CCI via forçamento de fluxo geostrófico baroclínico nos contornos norte e sul do domínio. Intervalo de 12 dias de simulação entre cada quadro.

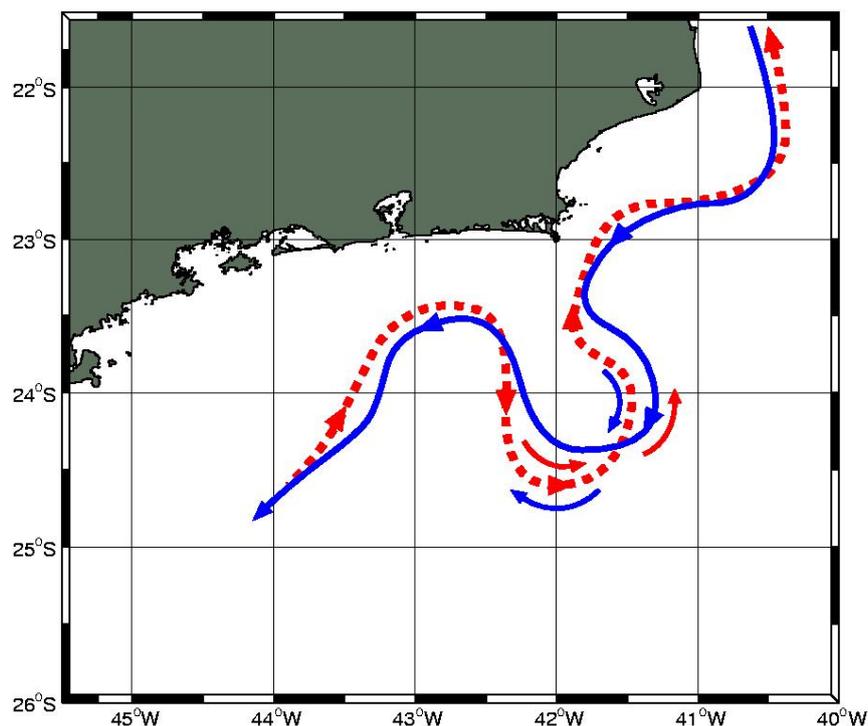


Figura 1.20: Representação esquemática do crescimento baroclínico dos meandros nas correntes de contorno oeste instáveis ao largo do sudeste brasileiro. As curvas sólida e pontilhada representam os centros das frentes de vorticidade potencial associados às CB e CCI, respectivamente. De acordo com *Calado* [2001].

Os resultados do experimento mostrado na Figura 1.19 indicam a importância da CCI no processo do crescimento dos meandros. Isto levou o autor a inferir que o mecanismo primário de instabilidade na área está associado ao cisalhamento vertical entre as CB e CCI. O Sistema CB seria potencialmente baroclinicamente instável. Qualitativamente, *Calado* [2001] mostrou que as inflexões das isóbatas nas imediações do Cabo de São Tomé e Cabo Frio pode colocar os eixos da CB e CCI (que representam aproximadamente os centros das frentes de vorticidade potencial) ligeiramente deslocados. Se os meandros defasarem em cerca de 45° de orientação, criam-se condições ideais para o fechamento em fase entre as ondas no domínio na CB e no domínio da CCI, e conversão baroclínica pode ocorrer [*Meacham*, 1991]. A Figura 1.20 ilustra esquematicamente esta possível situação. Vale dizer que os meandros instáveis produzidos nos experimentos de *Calado* [2001] são de caráter quase-estacionário, corroborando as análises de *Garfield* [1990].

Por fim, mais recentemente, *Godoi* [2005] construiu um modelo quase-geostrófico para as ondas de vorticidade ocorrentes na Bacia de Santos. Como ilustrado na Figura 1.16, trata-se do mesmo trem observado na Bacia de Campos. Ao contrário de *Calado* [2001], que enfatizou a explicação do crescimento das ondas, a autora examinou a dinâmica das ondas propagantes e estáveis (ou fracamente instáveis).

Utilizando um modelo linear simples baseado em cálculos envolvendo dados hidrográficos (Figura 1.21), demonstrou a dependência da relação de dispersão destas ondas ao gradiente de vorticidade potencial associado às CB e CCI. Neste gradiente, vorticidade de estiramento e vorticidade relativa contribuem de forma relativamente equânime para sustentação das ondas. A contribuição do gradiente de vorticidade planetária era desprezível.

1.5 Questões em Aberto

Como pudemos verificar pela revisão apresentada nas Seções 1.3 e 1.4, em termos das questões científicas em aberto associadas à dinâmica do Sistema CB, há escassez de informações sobre:

- **a estrutura vertical** do sistema de correntes de contorno, seus meandros e anéis vorticais a partir de observações de velocidade ou mesmo inferidos por hidrografia. Em particular, não existem informações sobre a partição entre as componentes barotrópica e baroclínica do Sistema CB. Não há qualquer referência na literatura sobre a relevância da parte barotrópica da CB ou do jato CB-CCI, se examinada toda a coluna de água sobre o talude continental até níveis intermediários. O conjunto de observações singulares de *Evans & Signorini* [1985] apresentou perfis de velocidade isoladamente por estação oceanográfica e apenas especulam que maior porção barotrópica da CB ocorreria devido a interação desta com a topografia, principalmente plataforma continental. Outra questão é que o sistema oceânico é obviamente de natureza não-linear e a estrutura dinâmica das correntes de contorno não é necessariamente semelhante às aquelas associadas aos meandros. Processos de interações não lineares intrínsecos a um jato geofísico podem gerar uma composição modal para as estruturas vorticais bastante distinta

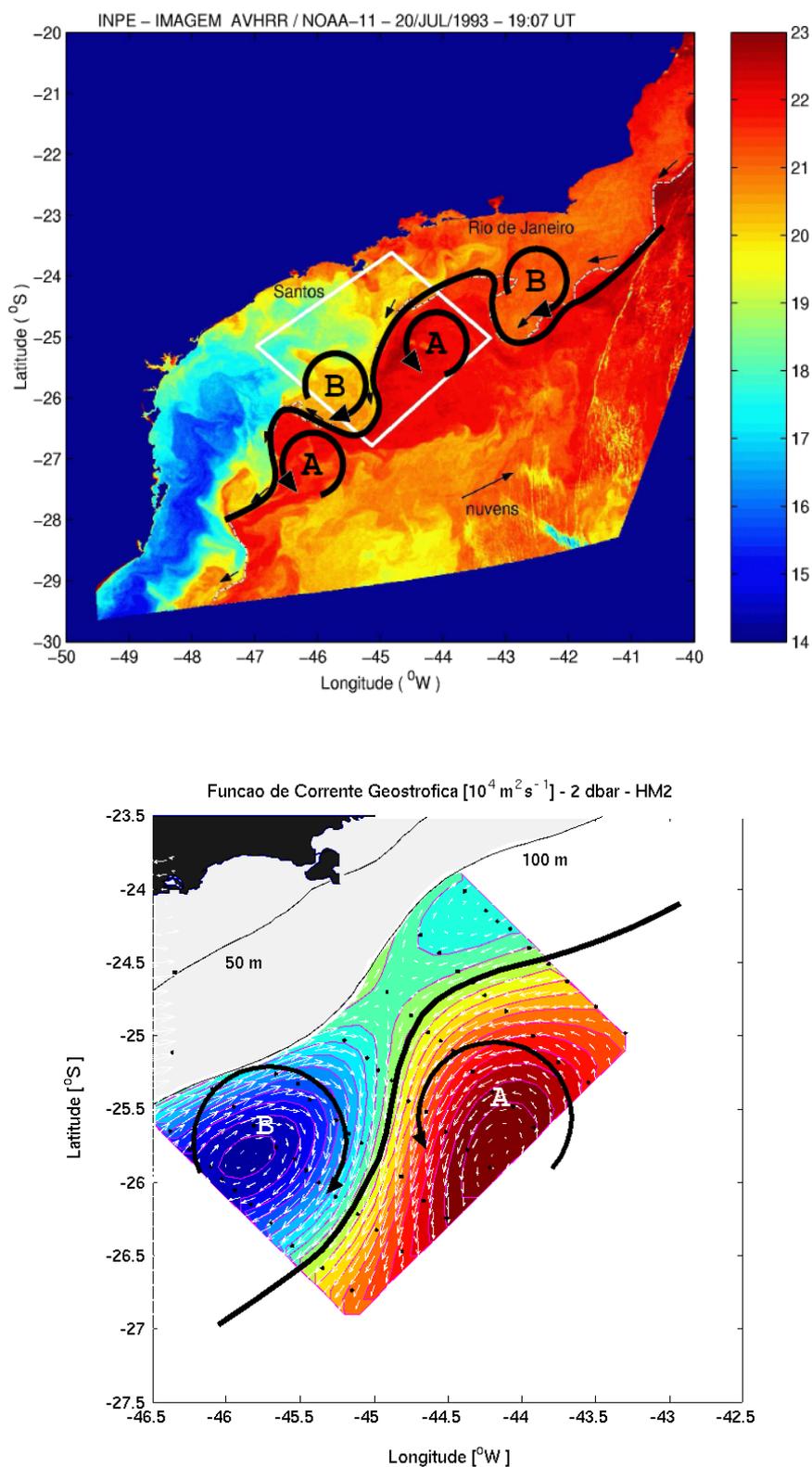


Figura 1.21: Comparação entre o padrão de ondas de vorticidade identificado na imagem AVHRR do dia 20/07/1993 (painel superior) e o mapa de função de corrente geostrofica calculado a partir de dados hidrográficos coletados entre os dias 17 e 29/07/1993. A escala de intensidade de valores varia de $-2 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (tons de vermelho, associados ao centro de alta pressão) a $2 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (tons de azul, associados ao centro de baixa pressão), com intervalo de $0,1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. A área retangular de contorno branco no painel superior corresponde à área amostrada pelo cruzeiro hidrográfico do painel inferior. Extraído de *Godoi* [2005].

daquelas das CB e CCI. O artigo clássico de *Flierl* [1978] descreve em detalhe tais interações entre correntes baroclínicas de primeiro modo que geram, por exemplo, uma onda de vorticidade com forte componente barotrópica. *Lima* [1997] é o único trabalho a apresentar a estrutura vertical dos meandros sob a ótica de modos normais estatísticos. Entretanto, o autor optou por fazê-lo através da comparação de formas distintas de cálculo de funções ortogonais empíricas. As conclusões do autor são sintetizadas como que a estrutura vertical dos meandros era predominantemente baroclínica. A inspeção dos dados dos fundeios de *Müller et al.* [1998] já sugerem um intenso decaimento do meandro com a profundidade sem inversão de sentido das correntes, o que sugere (qualitativamente) uma robusta componente barotrópica para a estrutura do meandro.

Urge avaliação da estrutura dinâmica das correntes em termos das componentes barotrópica e baroclínica para o jato médio e para os meandros de meso-escala associados.

- **os comprimentos de onda e períodos dominantes** das ondas de vorticidade. As séries de imagens AVHRR são descontínuas devido a problemas ligados à cobertura de nuvens, impedindo estudos sistemáticos (principalmente acerca dos períodos) desses meandros. Entretanto, um conjunto de imagens descontínuas pode ser utilizado para avaliar comprimentos de onda dominantes. Por exemplo, *Garfield* [1990] analisou posições da frente costeira da CB de um conjunto de tal natureza, mas não calculou comprimentos de ondas. *Sartori-Neto* [2004] seguiu a mesma metodologia e calculou auto-espectros para uma série de 121 imagens AVHRR e encontrou uma faixa de comprimentos de onda entre 200-400 km entre 20°S e 28°S, mas não as relacionou com potencial de crescimento ou estimou propagação. Já *Lima* [1997] mostrou que, sobre o talude continental, a energia é espalhada por inúmeros períodos. Os espectros das séries correntográficas da Bacia de Campos são ruídos vermelhos. No entanto, não está elucidado se alguns destes períodos estão associados a ondas potencialmente instáveis e responsáveis pelos meandros de grande amplitude frequentemente observados nas imagens termais. Adicionalmente, o desenho dos fundeios disponíveis na Bacia de Campos impedem o cálculo de um espectro direcional e não há conhecimento se existem comprimentos de onda dominantes ou não.

É necessário pesquisar os padrões de variabilidade espacial dos meandros e verificar se existem comprimentos de onda característicos dos meandros instáveis do Sistema CB na Bacia de Campos.

- **o crescimento temporal** dos meandros. Não foram realizados ainda estudos sobre o crescimento e possíveis processos de instabilidade geofísica a partir de observações de velocidade. É necessário confirmar os resultados obtidos pelas simulações numéricas de Calado [2001] sobre a relevância da instabilidade baroclínica com a utilização de dados dos fundeios correntográficos.

Deve-se realizar análises dinâmicas que reúnam as informações de velocidade com modelos de instabilidade de cisalhamento vertical para confirmação e identificação dos processos envolvidos no crescimento do meandro.

1.6 Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é a investigação da dinâmica de meso-escala do Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, com ênfase no *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio*. Para alcançá-lo, os objetivos específicos são:

- Avaliação da estrutura vertical das CB e CCI em termos de partição entre componentes barotrópica e baroclínica através da análise de perfilagens sinóticas de velocidade;
- Estimativa da estrutura dinâmica do jato CB-CCI e dos meandros de meso-escala característicos da região de estudo através da análise de dados de fundeio correntográfico sobre o talude continental;
- Investigação de comprimentos de onda dominantes no Sistema CB através de análise de séries de padrões espaciais da frente interna da Corrente do Brasil inferidas por imagens AVHRR.
- Análise de instabilidade baroclínica através da formulação de um modelo linear quase-geostrófico e aplicação deste ao Sistema CB.

Capítulo 2

A Baroclinicidade do Sistema de Correntes

2.1 Preâmbulo

Nas Seções 1.2 e 1.3, foi apresentado que o sistema de correntes de contorno oeste entre a quebra de plataforma e o Platô de São Paulo, na Bacia de Campos, é essencialmente formado pela CB e CCI. Segundo a literatura, CB ocupa os primeiros 400-500 m de coluna de água e flui para sul-sudoeste transportando AT e ACAS. Já a CCI fluiria abaixo da CB para norte-nordeste transportando AIA e ACS.

Esta configuração de escoamento médio, caracterizada por uma única inversão de sentido de correntes ao longo do eixo da vertical sugere um caráter bastante baroclínico ao jato CB-CCI. Entretanto, não existe quantificação de o quão baroclínico é o Sistema CB. Para tanto, observações de velocidade e, em particular, perfilagens superfície-fundo se tornam necessárias. Afinal, a estimativa experimental da componente barotrópica de uma corrente no oceano é a simples média desta ao longo de toda a coluna de água.

Assim, neste capítulo, efetuamos uma reanálise da clássica e singular série de perfilagens sinóticas de velocidades de *Evans & Signorini* [1985]. Tais perfilagens são parte constante do Projeto “Transporte da Corrente do Brasil – TRANSCOBRA” realizado nos anos 80 e fruto da parceria entre o Instituto Oceanográfico da USP e a Graduate School of Oceanography da Universidade de Rhode Island (EUA). Os dados de velo-

cidade do Projeto TRANSCOBRA na Bacia de Campos foram gentilmente cedidos por A. S. Mascarenhas (Universidade da Baixa Califórnia, México).

De posse dos perfis, mapeamos uma seção de velocidades observadas para o Sistema CB. Cabe lembrarmos ao leitor que *Evans & Signorini* [1985] se valeram apenas das descrições dos perfis verticais individualmente (vide Figura 1.11). Ademais, a atenção foi voltada para a descrição e extensão vertical somente da CB. A CCI não foi discutida naquele renomado trabalho. Uma vez construída a seção de velocidades, calculamos efetivamente as componentes barotrópica e baroclínica do jato CB-CCI.

Adiantamos aqui que as inferências na literatura acerca de um jato CB-CCI médio ser essencialmente baroclínico se confirmam. Como uma segunda etapa, utilizamos, então, um conjunto de dados hidrográficos recentemente coletado e oriundo do Projeto “Dinâmica do Ecossistema de Plataforma da Região Oeste do Atlântico Sul – DE-PROAS” para explorar a baroclinicidade do Sistema CB. Com este conjunto, estendemos a metodologia de *Lima* [1997] e construímos seções de velocidades baroclínicas absolutas através de simulações com o POMsec. Os resultados serão confrontados com aqueles da seção de velocidade observada e comparados com os resultados pretéritos do método dinâmico sobre a CB para o *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio* da Bacia de Campos.

As análises e interpretações constantes deste capítulo se constituem no detalhamento e extensão do trabalho de *Silveira et al.* [2004].

2.2 A Seção de Velocidades da Radial TRANSCOBRA

2.2.1 A Construção da Radial

O conjunto de dados do Projeto TRANSCOBRA, a nós disponibilizados, consiste em cinco perfis de velocidades zonal e meridional tomados por lançamentos do perfilador PEGASUS em abril de 1983. Detalhes dos lançamentos estão listados na Tabela 2.1 e apresentado na Figura 2.1.

O que aqui denominamos de Radial TRANSCOBRA consiste, então, na extensão em direção à costa das quatro estações profundas (Figura 2.1). A estação mais rasa, de 200 m, foi transladada até alcançar a reta aproximadamente normal ao gradiente

Tabela 2.1: A Radial TRANSCOBRA: data, hora, posição geográfica e profundidade local dos lançamentos do perfilador PEGASUS no Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio da Bacia de Campos.

| Data | Hora (GMT) | Latitude (S) | Longitude (W) | Profundidade (m) |
|------------|------------|--------------|---------------|------------------|
| 16/04/1983 | 16:00 | 23° 23,7' | 040° 06,6' | 2700 |
| 17/04/1983 | 01:00 | 23° 15,6' | 040° 20,8' | 2550 |
| 17/04/1983 | 08:00 | 23° 08,9' | 040° 32,0' | 2190 |
| 17/04/1983 | 14:00 | 23° 00,1' | 040° 42,0' | 1190 |
| 17/04/1983 | 20:00 | 23° 04,3' | 040° 52,7' | 200 |

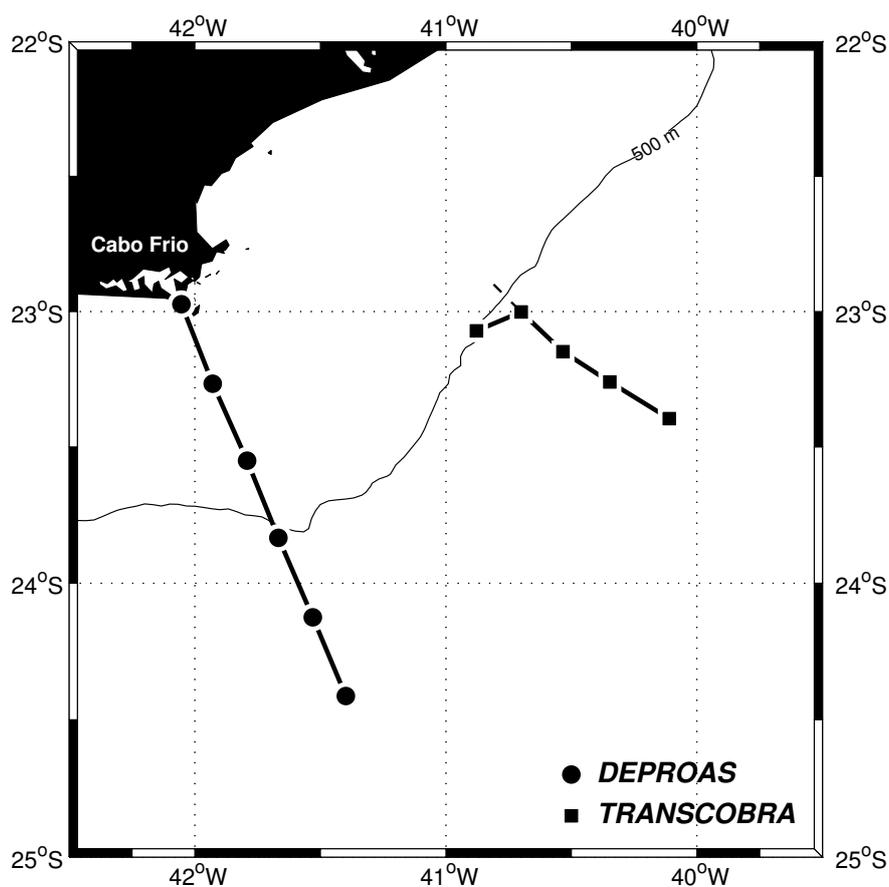


Figura 2.1: Localização geográfica das Radiais TRANSCOBRA e DEPROAS. A Radial TRANSCOBRA foi realizada em abril de 1983. A Radial DEPROAS teve duas realizações: janeiro e julho de 2001.

batimétrico. As componentes zonal e meridional foram rotacionadas para obtermos componentes de velocidade normal e paralela à radial. As velocidades normais à radial foram justamente aquelas utilizadas na construção da seção de velocidades.

Para o mapeamento da seção, utilizamos interpolação por Análise Objetiva, seguindo os fundamentos da metodologia apresentada por *Carter & Robinson* [1987]. A Análise Objetiva é um estimador linear baseado no Teorema de Gauss-Markov e cuja função-peso depende da função de correlação entre as observações. Como usualmente as matrizes de função de correlação calculadas a partir de observações não são inversíveis, utiliza-se uma forma teórica aproximada da mesma. Em nosso caso adotamos uma função de correlação espacial anisotrópica de forma gaussiana. Tal função é definida como

$$C(\Delta x, \Delta z) = (1 - \epsilon^2) e^{-\left(\frac{\Delta x^2}{L_x^2} + \frac{\Delta z^2}{L_z^2}\right)},$$

onde Δx e Δz representam os incrementos da grade de interpolação nas direções ao longo da radial e vertical, respectivamente. Os parâmetros $L_x = 25$ km e $L_z = 400$ m, que representam os chamados comprimentos de correlação, foram escolhidos arbitrariamente. A variância do erro amostral aleatório ϵ^2 empregada foi de 0,10.

A escolha dos parâmetros da função de correlação teórica, como feita aqui, é realizada quando a estimativa da função de correlação amostral não é possível ou quando o ajuste não-linear da função teórica à amostral é divergente. Ou seja, a forma iterativa pela qual se faz o ajuste não converge para um conjunto de parâmetros que aproxime as duas formas da função de correlação (observada e teórica) em termos de mínimos quadrados. Este foi o presente caso. *Emery & Thomson* [1998] chamam de Análise Objetiva *a priori* à escolha de uma função de correlação teórica arbitrariamente. Segundo os autores, tal modalidade não consiste na aplicação ótima deste interpolador, mas ainda assim pode representar uma esquema suavizador e reduzir efeitos de quase-sinopticidade no mapeamento. O valor de $L_x = 25$ km se aproxima do raio de deformação baroclínico para CB, e $L_z = 400$ m à extensão vertical desta corrente.

Outra questão que envolve o processo de mapeamento é fazer com que o campo a ser interpolado satisfaça as condições de contorno físicas. Por exemplo, o campo de velocidades observado deve respeitar a condição de não-escorregamento. Logo, a velocidade junto ao fundo deve ser zero. Seguimos aqui a abordagem proposta por

Mariano & Brown [1992] na qual é introduzido, junto às observações, valores nulos de velocidade com as coordenadas do assoalho oceânico. Usando o conjunto ETOPO-2, extraímos a batimetria da Radial TRANSCOBRA e alisamo-a através de interpolação *spline* cúbica. Latitudes e longitudes foram convertidas em distâncias relativas à isóbata de 100 m. O vetor com distâncias, profundidades locais e as velocidades normais à radial nulas foi interpolado junto com os valores perfilados pelo PEGASUS.

Devemos ressaltar que todo esquema de Análise Objetiva produz além do campo de interesse gradeado, também um mapa da raiz do erro médio quadrático normalizado (REMQ-N). No entanto, os dados artificiais para satisfação das condições de contorno não devem ser incluídos na geração do mapa de erros.

2.2.2 Velocidades e Transportes de Volume

A Figura 2.2 contém as seções de velocidades normais à Radial TRANSCOBRA e o correspondente campo de REMQ-N. Mais especificamente, o painel superior apresenta a seção de velocidades totais, o painel central a seção de velocidades baroclínicas e o painel inferior, a seção com os erros normalizados de interpolação. A velocidade baroclínica foi computada simplesmente subtraindo-se a média vertical da velocidade, ou seja, a média de cada coluna da matriz que compõe a grade da seção interpolada.

Adicionalmente, computamos os transportes de volume para as seções de velocidade total e baroclínica. O cálculo foi feito individualmente para CB e CCI, limitando-se as áreas ocupadas pelas correntes à isotaca de $\pm 0,02 \text{ m s}^{-1}$. Este valor “limite” (em magnitude) foi escolhido por corresponder à precisão do PEGASUS fornecida por *Evans & Signorini* [1985]. As incertezas no transporte de volume foram computadas baseadas no mapa de REMQ-N para cada ponto da grade das velocidades interpoladas. Os valores estão sumarizados na Tabela 2.2.

Observamos no painel superior da Figura 2.2 que a CB está confinada a 450-500 m de profundidade e exhibe um núcleo em superfície que excede $0,5 \text{ m s}^{-1}$ em magnitude. Considerando-se a isotaca de $-0,02 \text{ m s}^{-1}$, notamos que a CB ocupa a porção superior da coluna de água ao longo de toda a extensão da Radial TRANSCOBRA. O núcleo da corrente está situado sobre a isóbata de 1000 m e a CB apresenta uma distribuição seccional que sugere uma forma razoavelmente parabólica, que é característica de outras

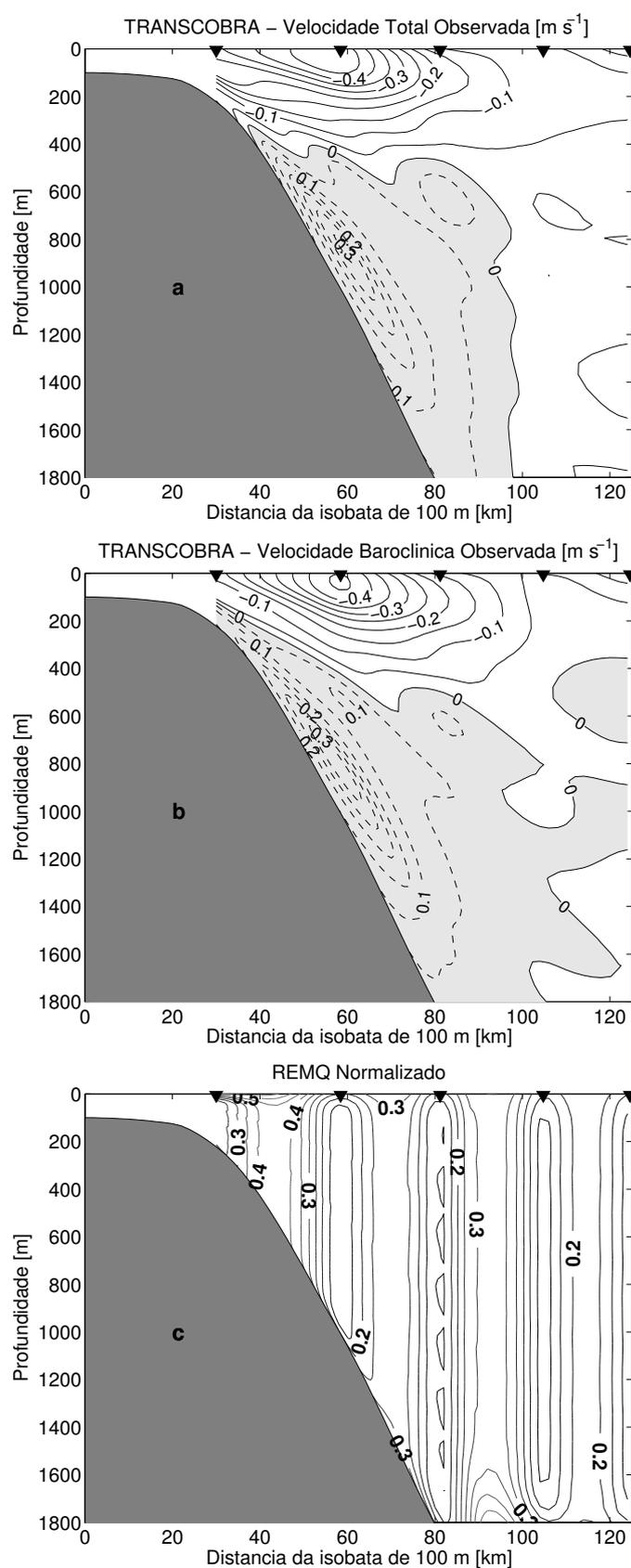


Figura 2.2: Seções de velocidades normais à Radial TRANS COBRA (abril de 1983): velocidades totais (painel superior), velocidades baroclínicas (painel central) e a associada REMQ-N (painel inferior). Intervalos de contorno de $0,05 \text{ m s}^{-1}$ para velocidade e $0,05$ para o erro de interpolação. Valores positivos são relativos ao sentido nordeste, e negativos ao sudoeste.

Tabela 2.2: Transportes de volume (em Sv) para a CB e CCI normais à Radial TRANS-COBRA. Valores negativos são para sudoeste e positivos para nordeste.

| Transporte | CB | CCI |
|-------------|-------------------|---------------|
| TOTAL | $-5,6 \pm 1,4$ | $3,6 \pm 0,8$ |
| BAROCLÍNICO | $-4,2 \pm 1,0$ Sv | $4,1 \pm 1,2$ |

correntes de contorno oeste e de jatos geofísicos em geral. A leve assimetria se deve à interação com a topografia.

Como mostrado na Tabela 2.2, o transporte da CB de $-5,6 \pm 1,4$ Sv é bastante próximo da estimativa de -6 Sv apresentada pelo artigo original de *Evans & Signorini* [1985]. Os autores no entanto, não reportam como o valor do transporte de volume foi exatamente calculado. Também é importante ressaltar que este transporte refere-se apenas ao escoamento exterior à isóbata de 200 m (que é a profundidade da estação PEGASUS mais rasa, como mostra a Tabela 2.1). É claro que a CB na seção apresentada adentra a plataforma continental e que o valor de transporte, portanto, não inclui toda a estrutura da CB.

O avanço na descrição da CB aqui apresentada relativamente ao criterioso trabalho de *Evans & Signorini* [1985] se deve principalmente à apresentação de sua distribuição seccional. A Análise Objetiva permite um filtragem espacial, capaz de reduzir ruídos associados a movimentos não resolvíveis pela estratégia amostral dos autores originais. Entretanto, se *Evans & Signorini* [1985] descreveram a CB em detalhe, o mesmo não pode ser dito a cerca da CCI. Os autores se resumiram a apontar que existia um contra-fluxo abaixo da CB, dominado pelo movimento da AIA em direção ao norte-nordeste. Também chamaram atenção para a relevância da escolha do nível de referência que cálculos geostróficos devem utilizar na região. Mencionaram que por exemplo, se escolhido um nível de 900 m, a velocidade máxima da CB geostrófica seria aumentada em cerca de 50% do possível valor real e que boa parte da AIA seria transportada (geostroficamente) no sentido inverso. Como o método dinâmico está associado às velocidades baroclínicas, guardaremos a discussão acerca do nível de referência ideal para quando descrevermos o painel central da Figura 2.2.

A CCI exibida na seção da Radial TRANSCOBRA apresenta características bastante distintas da CB. Primeiramente, é mais estreita e assimétrica que sua contra-parte em superfície. Seu núcleo está junto ao talude e à profundidade de cerca de 800-900 m. Isto corresponde à profundidade do mínimo de salinidade associado à AIA na área de estudo (vide Seção 1.3.1). Suas velocidades máximas atingem $0,3 \text{ m s}^{-1}$. Sua espessura é de cerca de 1300-1500 m e largura máxima de cerca de 70 km, considerando a isotaca de $0,02 \text{ m s}^{-1}$ como limite. Os valores de transporte de volume apresentados na Tabela 2.2 são de $3,6 \pm 0,8 \text{ Sv}$.

É interessante comparar estes resultados com outros obtidos a partir de observações de velocidade para a CCI: os trabalhos de *Böebel et al.* [1997] e *Böebel et al.* [1999]. Conforme discutido na Seção 1.3.3, estes autores computaram velocidades máximas para a CCI de $0,3 \text{ m s}^{-1}$ e transporte de $4,0 \pm 2,0 \text{ Sv}$ a partir de flutuadores isopicnais para a latitude de 23°S . Tais valores são semelhantes às estimativas de velocidade perfiladas sinoticamente aqui apresentadas. Entretanto, *Böebel et al.* [1997] afirmaram que o jato da CCI teria 400 m de espessura e 40 km de largura na porção sul da Bacia de Santos. De fato, a média da largura da CCI mapeada na Figura 2.2 é de cerca de 50 km. Sua extensão vertical é, no entanto, cerca de quatro vezes aquela estimada pelos autores. Tal espessura se aproxima mais das estimativas de *Lima* [1997], realizada por meio de fundeios correntográficos. A diferença em extensão vertical entre os nossos resultados e os de *Böebel et al.* [1997] podem ser resultantes da diferença de estratégias amostrais. Já a concordância em transportes entre o presente trabalho e *Böebel et al.* [1999] nos convida a calculá-lo considerando a espessura de 400 m. Para tanto, usamos este valor de espessura a partir do núcleo da CCI (200 m para cima e para baixo da profundidade onde encontramos velocidade máxima) e obtemos $2,7 \pm 0,5 \text{ Sv}$. Tal valor corresponde ao limite inferior da estimativa de *Böebel et al.* [1999]. Isto nos leva a concluir que a maior porção do transporte da CCI (cerca de 75%) está confinada em 400 m de espessura e que a maior porção do transporte da CCI é composta, de fato, por AIA.

Como mencionado anteriormente, a componente barotrópica foi estimada pela média vertical da velocidade total na coluna de água. A Figura 2.3 apresenta a distribuição seccional obtida. Como podemos observar, os valores variaram entre $-0,2 \text{ m s}^{-1}$ e $0,01 \text{ m s}^{-1}$. O valor de maior magnitude foi encontrado na porção interior da radial,

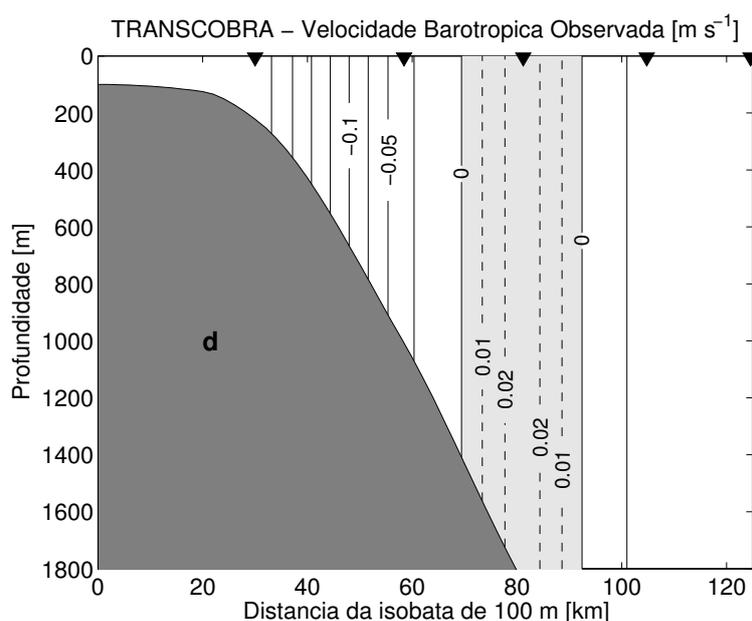


Figura 2.3: Seção de velocidades barotrópicas normais à Radial TRANSCOBRA. Valores positivos são relativos ao sentido nordeste, e negativos ao sudoeste.

onde a CB se projeta em direção à plataforma continental. Já o maior valor positivo se situa na região central da radial, onde estão localizados os núcleos das CB e CCI. Apesar das menores velocidades, a CCI apresenta maior extensão vertical nesta região da seção e, por consequência, a velocidade barotrópica é para o nordeste nesta região. O transporte barotrópico integrado ao longo de toda a Radial TRANSCOBRA é de $-2,4 \pm 0,7$ Sv.

A subtração do perfil apresentado na Figura 2.3 em cada nível da seção de velocidades totais (Figura 2.2, painel superior), consiste no campo de velocidades baroclínicas apresentado no painel central da Figura 2.2. É evidente que o campo baroclínico difere muito pouco do campo total. Mais importantemente, o nível de inversão de escoamento entre CB e CCI permanece inalterado nos entornos dos 500 m de profundidade. Entre as sutis diferenças, observamos que o núcleo da CB se enfraqueceu ligeiramente e, como consequência, o da CCI se intensificou. Como listado na Tabela 2.2, o transporte da CB baroclínica é de $-4,2 \pm 1,0$ Sv, enquanto o da CCI baroclínica é de $4,1 \pm 1,2$ Sv.

Os resultados obtidos são importantes por que sugerem que estimativas de velocidades geostróficas do sistema CB-CCI pelo Método Dinâmico, que são devido apenas à componente baroclínica, devem considerar um nível de referência nos entornos dos

500 m de profundidade, nível este que aproximadamente coincide com a profundidade média da interface ACAS-AIA na Bacia de Campos, proposta na Seção 1.3.1 desta tese. A adoção deste nível de referência é também constante dos recentes trabalhos de *Godoi* [2005] e *Mattos* [2006].

Vale realizarmos a comparação com a média dos valores de transportes de volume apresentados nas Tabelas 1.3 e 1.4. No caso da CB, a vasta maioria dos trabalhos pretéritos envolvem estimativas pelo Método Dinâmico clássico e apresentam níveis de referência tipicamente entre 500 e 750 m. Ainda assim, a média e os desvios do transporte da CB inferido essencialmente por hidrografia na literatura é $-6,4 \pm 2,8$ Sv na Bacia de Campos. Os valores aqui encontrados para o transporte baroclínico se encontram dentro desta faixa de variação. A comparação entre o transporte baroclínico da CCI é mais frágil, visto que por sua descoberta mais recente, as metodologias para o cálculo não envolvem majoritariamente o cálculo dinâmico. Ainda assim, a faixa de variação dos dados da literatura apontam para $3,8 \pm 1,5$ Sv em transporte na região de estudo. Os resultados das inferências baroclínicas de transporte para CCI aqui apresentados se encontram dentro desta faixa de valores.

2.2.3 Avaliação da Geostrofia na Seção de Velocidades Observadas

A análise das subseções anteriores deixou claro, a partir das perfilagens de velocidade, o quão predominantemente baroclínico é o jato CB-CCI. É certamente esclarecedor responder o quão geostrofico seria o campo que foi por nós mapeados a partir das medições de *Evans & Signorini* [1985].

Como só dispomos de dados de velocidade, usaremos o método empregado por *Silveira et al.* [2000a] para avaliar o número de Rossby Ro para a região da separação da Corrente Norte do Brasil (CNB). Estes autores calcularam-no como a razão entre a média dos valores da magnitude da vorticidade relativa e o valor médio da vorticidade planetária na região da CNB. Faremos exatamente o mesmo procedimento, obtendo um valor de Ro para a CB e outro para a CCI, calculando

$$Ro = \left\langle \frac{|\zeta|}{|f|} \right\rangle, \quad (2.1)$$

onde ζ representa a vorticidade relativa. As médias foram computadas exclusivamente

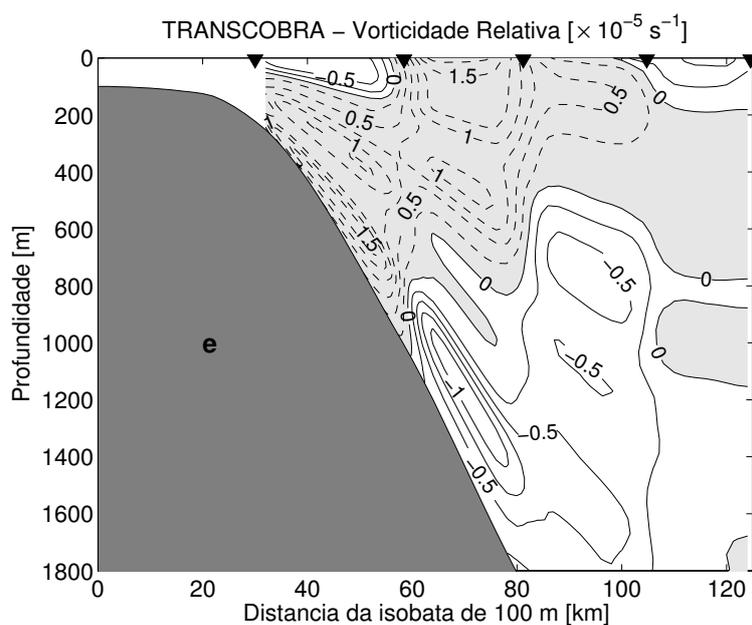


Figura 2.4: Seção de vorticidade relativa (em 10^{-5}s^{-1}) da Radial TRANSCOBRA. Valores positivos tem rotação anticiclônica, e negativos, rotação ciclônica.

na região das duas correntes delimitadas pelas isotacas de $\pm 0,02 \text{ m s}^{-1}$. O valor de f médio = $-5,7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ corresponde à latitude considerada central da radial de $23^{\circ}12'S$.

A Figura 2.4 exibe o mapa de ζ para a Radial TRANSCOBRA. Os valores do número de Rossby encontrados são: $Ro = 0,11$ para CB e $Ro = 0,12$ para a CCI. Ou seja, o escoamento sobre o talude intermediário da Bacia de Campos seria 90% geostrófico.

Os valores encontrados para o Ro da estrutura vortical ciclônica são comparáveis a faixa de $Ro = 0,10-0,26$ calculados por *Schmid et al.* [2000] para o Vórtice de Vitória (também ciclônico) em cerca de $20^{\circ}S$ a partir de derivadores.

2.3 Seções de Velocidades da Radial DEPROAS

Na seção anterior, reanalisamos os dados clássicos de perfilagem de velocidade do Projeto TRANSCOBRA para mostrar que o sistema de correntes tem cerca de 75-80% de sua estrutura vertical determinada pela componente baroclínica.

Este resultado nos convida a explorar o interessante método numérico proposto por *Lima* [1997] e utilizar dados hidrográficos para aumentar as informações acerca do Sistema CB no *Setor Cabo de São Tomé–Cabo Frio* da Bacia de Campos.

Como descrito na Seção 1.3.3 e apresentado na Figura 1.10, a configuração obtida é

bastante semelhante ao padrão encontrado na seção de velocidades da Radial TRANS-COBRA. Seu método baseia-se em utilizar o POMsec ao invés do método dinâmico clássico. Como vantagens em relação ao cálculo formulado originalmente por *Sandström & Helland-Hansen* [1903], citamos:

- (i) não requerer a imposição de um nível de referência;
- (ii) não haver necessidade de extrapolação do campo do geopotencial via técnicas como a de *Reid & Mantyla* [1978]; e
- (iii) o modelo atuar como um “filtro dinâmico” para fenômenos não resolvíveis pela grade sinótica hidrográfica.

A seguir usamos os dados de perfilagem com CTD da Radial DEPROAS, repetida em janeiro e julho de 2001, para obter seções de velocidade baroclínica absoluta para o Sistema CB. Modificações ao método de *Lima* [1997] são apresentadas e discutidas nas próximas seções.

2.3.1 As Radiais Hidrográficas DEPROAS

As Radiais DEPROAS realizadas no verão (07-09/01/2001) e inverno (14-15/07/2001) serão aqui denominadas de Radial DEPROAS V2001 e I2001, respectivamente. Como mostra a Figura 2.1, as Radiais DEPROAS se situam no Alto de Cabo Frio, e portanto, demarcam a região limítrofe entre Bacia de Campos (ao norte) e Bacia de Campos (ao sul). Seis estações hidrográficas, em cada uma das duas realizações da radial, foram amostradas com CTD fabricado pela *Falmouth Scientific Instruments* - FSI, modelo BCTD-BP-BIO. As coletas foram realizadas em ambas ocasiões a bordo do N.Oc. Prof. W. Besnard do IOUSP. As posições das estações estão listadas na Tabela 2.3.

As batimetrias das Radiais DEPROAS V2001 e I2001 diferem apenas ligeiramente e foram obtidas através dos registros da ecossonda do navio e suavizadas por interpolação *spline* cúbica.

O tratamento básico dos perfis hidrográficos foi realizado no IOUSP e consistiu em três etapas: a remoção de picos (ou *spikes*), a promediação em caixas (*bin averaging*) para tornar os perfis verticalmente equi-espaçados e a utilização de uma janela móvel

Tabela 2.3: As Radiais DEPROAS: posição geográfica e profundidade local dos lançamentos do perfilador CTD no limite sul do *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio* da Bacia de Campos.

| Latitude (S) | Longitude (W) | Profundidade (m) |
|--------------|---------------|------------------|
| 22° 58,4' | 042° 03,2' | 38 |
| 23° 16,0' | 041° 55,7' | 116 |
| 23° 33,0' | 041° 47,5' | 153 |
| 23° 50,0' | 041° 40,0' | 826 |
| 24° 07,5' | 041° 31,8' | 1650 |
| 24° 24,8' | 041° 23,9' | 2247 |

tipo Hanning para suavização adicional. Detalhes do tratamento destes dados podem ser encontrados em *Mattos et al.* [2003] e *Calado* [2006]. Vale a pena ressaltar que durante o tratamento dos dados de salinidade da Radial DEPROAS I2001, *Mattos et al.* [2003] verificaram a ocorrência de um erro sistemático no sensor de salinidade de 0,38. Todos os perfis de salinidade desta radial tiveram seus valores subtraídos deste valor constante.

2.3.2 O POMsec

A versão seccional do Modelo Oceânico da Universidade de Princeton, o POMsec, é a ferramenta numérica utilizada neste trabalho para obtenção da estrutura vertical do Sistema CB. Os campos de velocidade baroclínica absoluta são obtidos a partir da estrutura termohalina observada durante as Radiais DEPROAS V2001 e I2001. O POMsec é um modelo bidimensional, não-linear, que integra as equações primitivas do movimento pelo processo de diferenças finitas.

Desenvolvido originalmente por *Blumberg & Mellor* [1987] em versão tridimensional, tem como característica a utilização de um tipo de coordenada vertical estirada, usualmente referida como σ , e definida por

$$\sigma = \left(\frac{z - \eta}{D} \right) \quad (2.2)$$

$$D(x_*, t) = H(x_*) + \eta(x_*, t), \quad (2.3)$$

onde H é a profundidade da coluna d'água, D é profundidade local e η é a elevação de superfície. Os subíndices $*$ indicam que a coordenada x está avaliada ao longo de uma superfície σ e serão omitidos na formulação apresentada a seguir.

O Sistema de Equações Hidrodinâmicas

Embora de conhecimento amplo pela comunidade científica, acreditamos valer a pena rerepresentar o sistema das equações primitivas, composto pelas equações da continuidade, conservação de momento linear, temperatura potencial e sal no sistema de coordenadas σ . Ressaltamos que como o modelo é aplicado a uma radial oceanográfica qualquer, a coordenada x denota a distância ao longo da radial e a coordenada y , a distância normal à orientação da radial. Analogamente u e v são as componentes ao longo e normal à seção da radial em questão.

Neste sistema de coordenadas, os valores positivos de x são em direção ao oceano aberto, e de y em direção à nordeste nas Radiais DEPROAS. A coordenada vertical σ , de acordo com a Eq. (2.2), varia de $\sigma = 0$ em superfície, onde $z = \eta(x, y, t)$, e $\sigma = -1$ junto ao fundo, onde $z = -H(x, y)$.

As equações hidrodinâmicas que compõem o modelo são, então, escritas como:

- Equação da continuidade

$$\frac{\partial u D}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0, \quad (2.4)$$

- Componentes da equação de conservação do momento linear ao longo e normal às Radiais DEPROAS

$$\begin{aligned} \frac{\partial u D}{\partial t} + \frac{\partial u^2 D}{\partial x} + \frac{\partial u w}{\partial \sigma} - f v D + g D \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{g D^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left(\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma} \right) \\ = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(2 A_M D \frac{\partial u}{\partial x} \right), \end{aligned} \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial v D}{\partial t} + \frac{\partial u v D}{\partial x} + \frac{\partial v w}{\partial \sigma} + f u D = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_M D \frac{\partial v}{\partial x} \right), \quad (2.6)$$

- Conservação da temperatura potencial

$$\frac{\partial \theta D}{\partial t} + \frac{\partial \theta u D}{\partial x} + \frac{\partial \theta w}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_H D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) - \frac{\partial R}{\partial z}; \text{ e} \quad (2.7)$$

- Conservação da salinidade

$$\frac{\partial S D}{\partial t} + \frac{\partial S u D}{\partial x} + \frac{\partial S w}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_H D \frac{\partial S}{\partial x} \right). \quad (2.8)$$

Para as equações apresentadas, w é a componente vertical da velocidade ortogonal às superfícies σ , θ é a temperatura potencial, S é a salinidade, g é a aceleração da gravidade, f é o parâmetro de Coriolis médio para a radial, ρ_0 é a densidade potencial de referência, ρ' é a anomalia da densidade potencial, K_M é o coeficiente cinemático vertical de viscosidade turbulenta, K_H é o coeficiente cinemático vertical de difusão turbulenta de calor e sal, A_M é o coeficiente cinemático horizontal de viscosidade turbulenta, A_H é o coeficiente cinemático horizontal de difusão turbulenta de calor e sal. O termo $\frac{\partial R}{\partial z}$ na Eq. 2.7 é referente ao fluxo de calor devido à radiação. Os coeficientes verticais K_M e K_H são resolvidos utilizando o submodelo de fechamento turbulento desenvolvido por *Mellor & Yamada* [1992].

Detalhes do esquema numérico bem como da interação entre os modos interno (baroclínico) e externo (barotrópico) podem ser encontrados na original descrição do modelo POM tridimensional de *Blumberg & Mellor* [1987] e na revisão apresentada por *Lima* [1997].

As Condições de Contorno

As Eqs. 2.4-2.8, são descritas na forma de fluxo. Ambas aproximações hidrostática e de Boussinesq são assumidas e estas são aplicadas mediante uma configuração de condições de contorno para o estudo da circulação apresentada das Radiais DEPROAS.

As condições de contorno junto à borda costeira do domínio do modelo ($x = 0$), para as componentes da velocidade u e v , resumem-se à de não-escorregamento e ausência de fluxo normal junto à margem continental, de acordo com

$$u = 0 \text{ e } v = 0. \quad (2.9)$$

No jargão de modelagem numérica, dizemos que o contorno no lado costeiro da radial é fechado. No caso particular das Radiais DEPROAS, fechamo-o na localidade da isóbata de 30 m, região mais costeira onde dispomos de observações hidrográficas.

Para as propriedades termohalinas, assumimos a condição de não-gradiente conforme

$$\frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{\partial S}{\partial x} = 0. \quad (2.10)$$

As condições de contorno na borda oceânica do domínio do modelo são bastante distintas, visto que este tem de ser mantido aberto. Na implementação de Lima [1997], o domínio do modelo é estendido tão distante quanto possível para que os possíveis efeitos da borda oceânica do domínio não “contaminem” a solução interior. Criamos aqui, então, uma zona de extensão onde os perfis de temperatura e salinidade da última coluna da grade física do modelo são repetidos por uma distância que estabelecemos ser equivalente a metade do próprio comprimento da radial. Com isso, dentro da zona de extensão, implementamos um campo barotrópico, caracterizado por superfícies planas tanto de θ quanto de S . Nos últimos 12 pontos de grade, que adiantamos estar dentro da zona de extensão, implementamos a camada esponja newtoniana desenhada por Lima [1997] com o objetivo de amortecer a reflexão das ondas que se propagam em direção ao oceano aberto.

No limite oceânico da grade do modelo, extremo da zona de extensão, aplicamos condições de não-gradiente para as velocidades barotrópicas e radiacionais implícitas de Orlanski para as velocidades baroclínicas, na seguinte forma

$$\frac{\partial u}{\partial t} + c_u \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \text{ e } \frac{\partial v}{\partial t} + c_v \frac{\partial v}{\partial x} = 0, \quad (2.11)$$

onde o coeficiente c representa a velocidade de propagação da onda. Para as propriedades termohalinas, aplicamos condições advectivas dadas por

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} = 0 \text{ e } \frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} = 0. \quad (2.12)$$

Para a superfície livre do mar, utilizamos a condição de não-gradiente, expressa por

$$\frac{\partial \eta}{\partial x} = 0. \quad (2.13)$$

As condições de contorno de superfície ($\sigma = 0$) são formuladas considerando que nenhuma forçante externa será aplicada, visto que o objetivo do uso do POMsec neste

trabalho é substituir o método dinâmico clássico e obter velocidades absolutas. Assim,

$$\left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma}\right) = 0 \quad \text{e} \quad \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma}\right) = 0 \quad (2.14)$$

$$\left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma}\right) = 0 \quad \text{e} \quad \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma}\right) = 0 \quad (2.15)$$

$$w(0) = 0 \quad (2.16)$$

As condições de contorno junto ao fundo ($\sigma = -1$) seguem exatamente aquelas utilizadas por Lima [1997]:

$$\left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma}\right) = \frac{\tau_b^x}{\rho_0} \quad \text{e} \quad \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma}\right) = \frac{\tau_b^y}{\rho_0} \quad (2.17)$$

$$\left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma}\right) = 0 \quad \text{e} \quad \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma}\right) = 0 \quad (2.18)$$

$$w(-1) = 0, \quad (2.19)$$

onde τ_b^x e τ_b^y são as componentes da tensão de cisalhamento junto ao fundo na direções ao longo (x) e normal (y) às Radiais DEPROAS. Estes são obtidos pela lei quadrática

$$\tau_b^x = \rho_0 C_D [u_b^2 + v_b^2] u_b \quad \text{e} \quad \tau_b^y = \rho_0 C_D [u_b^2 + v_b^2] v_b, \quad (2.20)$$

onde $C_D = 2,5 \times 10^{-3}$ é o coeficiente de arrasto, u_b e v_b são as velocidades ao longo e normal à radial no topo da camada limite de fundo.

Implementação do POMsec e Execução dos Experimentos Numéricos

Como dito anteriormente, existem apenas diferenças sutis nas batimetrias das grades para as Radiais DEPROAS V2001 e I2001. Em termos de suas estruturas, as duas são absolutamente idênticas. A grade foi implementada com 65 níveis σ e 129 pontos na direção x , ao longo da radial. Usamos um incremento constante de $\Delta x = 2$ km. A zona de extensão tem 43 pontos de grade (correspondentes a 86 km). O início costeiro da radial se dá na profundidade da isóbata de 30 m, onde foi realizada a primeira estação (vide Tabela 2.3). A grade física do modelo termina no ponto de grade 86 (ou seja, a uma distância de 172 km do início da radial). De acordo com o que foi descrito na subseção anterior, a estrutura de θ e S da 86ª coluna é repetida até a 129ª.

Ressaltamos que apesar da última estação das Radiais DEPROAS se situar sob a isóbata de 2247 m, optamos por truncar a profundidade do modelo a 1800 m. A razão

para tanto é que os erros de interpolação dos campos de θ e S , procedimento descrito nos próximos parágrafos, são grades abaixo deste nível, em função da resolução horizontal da grade amostral. Assim, nosso modelo ao atingir 1800 m, apresenta “fundo plano” até o final do domínio. A Figura 2.5 exhibe uma região do domínio do modelo, limitada à isóbata de 100 m no lado costeiro e o limite físico das Radiais DEPROAS no lado oceânico. Portanto, nem a parte mais interior da plataforma nem a região da zona de amortecimento estão representadas na figura. A apresentação desta forma é destinada a efeitos de comparação dos campos de velocidade modelada com aqueles da Radial TRANSCOBRA. Também mencionamos que adensamos os níveis sigma próximos à superfície e ao assoalho oceânico na tentativa de mais corretamente simular as camadas de Ekman de superfície e de fundo.

Consideramos nas simulações numéricas para as duas radiais valores constantes de $f = -5,90 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $A_M = 60 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ e $A_H = 15 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Os passos de tempo para os modos externo e interno são 3,2 s e 160 s, respectivamente. Tais valores se situam abaixo do permitido pela condição de estabilidade numérica de Courant-Friedrichs-Levy (CFL) de correspondentes 3,7 s e 178 s.

Antes da execução dos experimentos para as Radiais DEPROAS, conduzimos um teste de sensibilidade para verificar se a grade proposta era hidrostaticamente consistente. Em outras palavras, verificamos se haveria introdução de gradientes de pressão espúrios devido à combinação da discretização das equações usando a coordenada vertical σ e da resolução da grade [Mellor *et al.*, 1994]. Para tanto, realizamos um experimento no modo prognóstico (onde ambos campos de velocidades e de massa são permitidos evoluírem temporalmente) que teve como campos iniciais uma estratificação plana, derivada da porção oceânica da Radial DEPROAS I2001 e um campo nulo de velocidades. Como resultado, obtivemos erros máximos junto às mudanças mais abruptas de gradiente batimétrico da ordem de 10^{-3} m s^{-1} para velocidades horizontais e de 10^{-5} m s^{-1} para a velocidade vertical. Como as velocidades horizontais características da CB e CCI são pelo menos duas ordens de grandeza superiores ao erro encontrado, a configuração da grade foi considerada satisfatória.

A etapa seguinte foi a interpolação dos perfis de θ e S para as grades apresentadas na Figura 2.5. Utilizamos a Análise Objetiva na forma descrita para o mapeamento

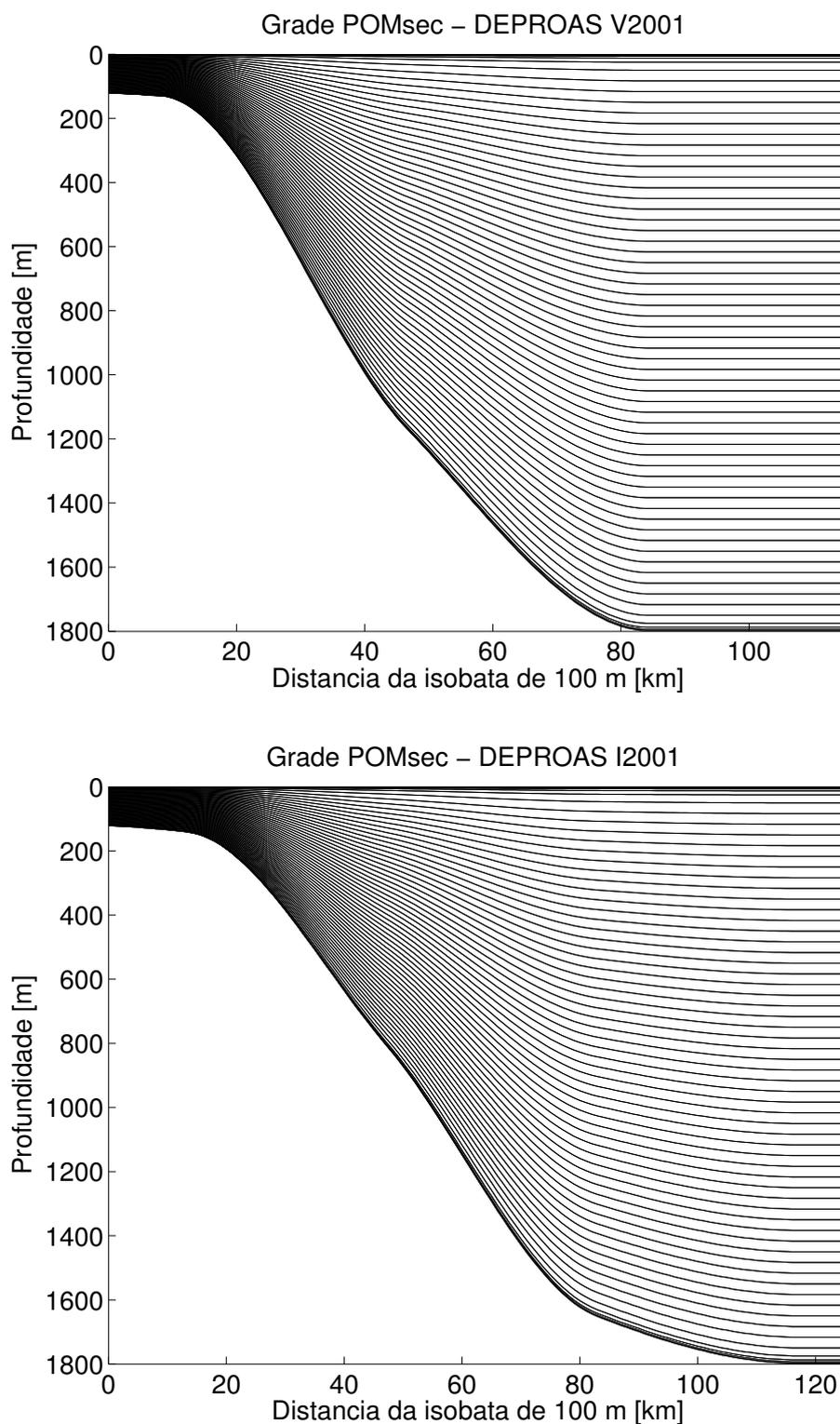


Figura 2.5: Detalhamento das grades do POMsec implementadas para as Radiais DEPROAS V2001 (painel superior) e I2001 (painel inferior). Apenas parte do domínio se encontra representado, onde o limite costeiro está limitado à profundidade da isóbata de 100 m e a região da zona de amortecimento não é exibida.

do campo de velocidades TRANSCOBRA (vide Seção 2.2.1) em tal procedimento. É na inicialização do POMsec e aplicação dos modos prognóstico e diagnóstico (onde apenas o campo de velocidades, e não o de massa, é permitido evoluir temporalmente) que divergimos ligeiramente da concepção de implementação de Lima [1997]. Este autor inicializa os modelos com um campo geostrófico de velocidades calculado pelo método dinâmico no modo prognóstico por dois dias (em tempo computacional). Após tal período, a simulação passa a ser diagnóstica até a estabilização da energia cinética média.

Neste trabalho, decidimos por seguir a metodologia proposta por Ezer & Mellor [1994] e implementada originalmente para a versão tridimensional do POM. Tanto o método usado por Lima [1997] como o de Ezer & Mellor [1994] tem como objetivo minimizar ruídos introduzidos pelo campo termohalino obtido por perfilagens quase-sinóticas e interpolado para a grade do modelo. Também almejam ajustar o escoamento resultante à topografia de fundo. Entretanto, Ezer & Mellor [1994] mostraram que a inicialização pelo modo diagnóstico e filtragem dos ruídos de interpolação subsequentemente preservam mais as estruturas de circulação contida originalmente nos dados e que efetivamente são de interesse e objeto de investigação.

Assim, a execução de nossas simulações partem do repouso e no modo diagnóstico. Os termos envolvendo os gradientes horizontais de pressão são acrescidos por um coeficiente que cresce linearmente entre 0 e 1 nos primeiros 1,3 dias. Tal “rampeamento” é claramente observado na Figura 2.6, onde a energia cinética média (por unidade de área) cresce linearmente com o tempo no suprarreferido período. Observamos também, que tanto para a Radial DEPROAS V2001 como para I2001, a energia cinética média se estabiliza entre os dias 4 e 5 de simulação. Neste momento computacional, fazemos a mudança na simulação para o modo prognóstico até atingirmos um segundo patamar de estabilização da energia cinética em cerca de 10-10,5 dias. Chamamos a atenção no decréscimo de energia cinética observado após o modelo passar a evoluir prognosticamente. Segundo Ezer & Mellor [1994], tal decaimento está associado justamente à remoção dos ruídos no campo de massa tanto por advecção como por difusão.

Os campos de velocidade simulados para as Radiais DEPROAS V2001 e I2001, que são analisados na próxima seção, resultam da média no segundo patamar de

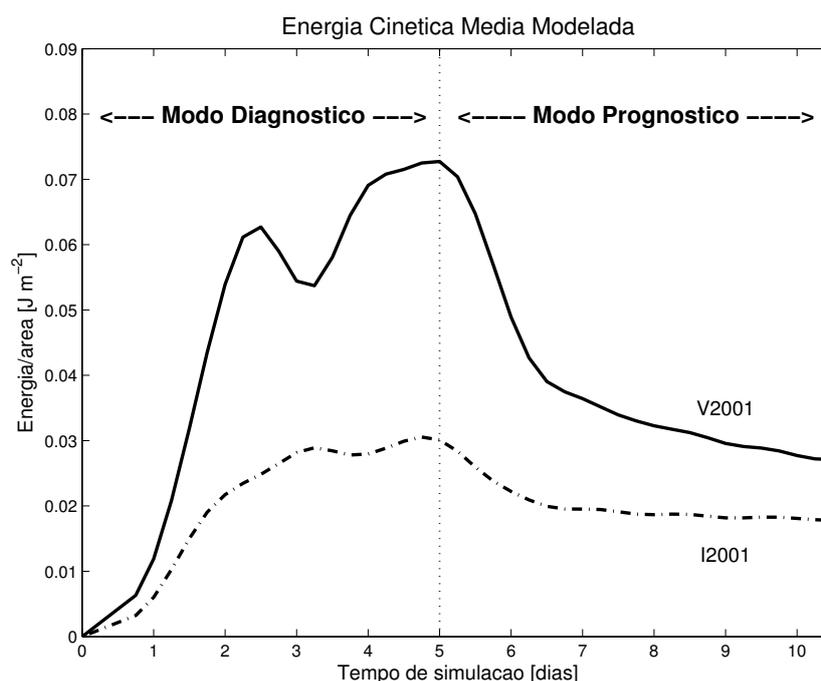


Figura 2.6: Evolução temporal da energia cinética média (por unidade área) das simulações com o POMsec para as Radiais DEPROAS V2001 (curva sólida) e I2001 (curva tracejada).

estabilização de energia cinética média no modo prognóstico. Tais campos são essencialmente baroclínicos. A componente barotrópica modelada apresenta a mesma ordem de magnitude dos erros devido ao gradiente pressão no teste de sensibilidade: cerca de 10^{-3} m s^{-1} . Subtraímos-a destes campos e, portanto, os resultados que são descritos e discutidos a seguir se referem a campos de velocidade baroclínica absoluta. Para ambas simulações, os transportes de volume foram calculados, como no caso da Radial TRANSCOBRA, utilizando a isotaca de $\pm 0,02 \text{ m s}^{-1}$ para delimitar as correntes.

2.3.3 Resultados das Simulações

Descrição dos Campos Modelados

Iniciamos a apresentação dos resultados pela Radial DEPROAS I2001 (Figura 2.7). A razão para tanto é que a seção de velocidades é bastante semelhante àquela obtida pela reanálise dos dados de perfilagem de velocidade da Radial TRANSCOBRA. A CB tem uma seção de característica razoavelmente parabólica e simétrica. A corrente apresenta núcleo em superfície, que atinge $-0,8 \text{ m s}^{-1}$. A CB modelada da Radial DEPROAS I2001 se encontra mais afastada da quebra de plataforma que no cenário capturado pela

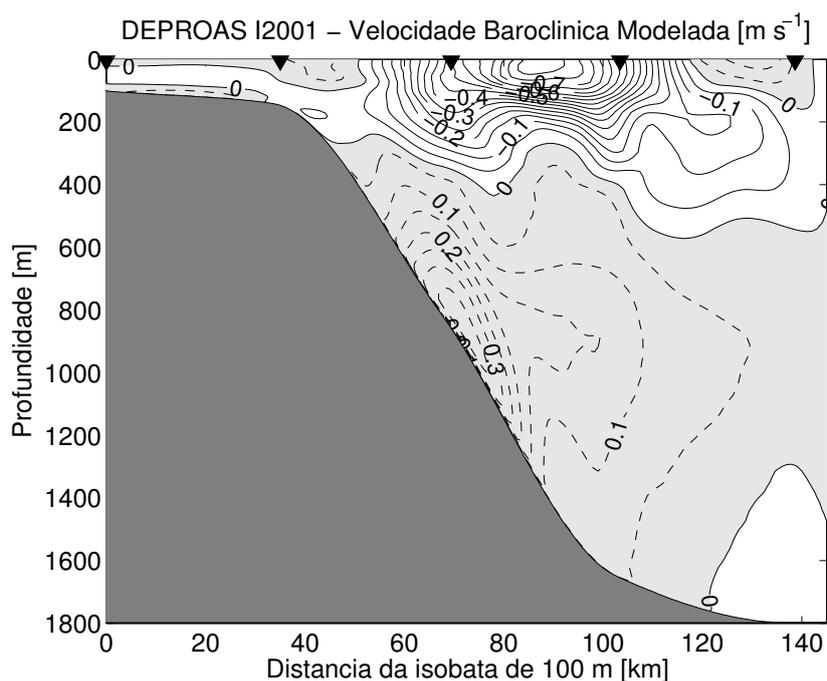


Figura 2.7: Seção de velocidades baroclínicas normais à Radial DEPROAS I2001 (julho de 2001) modeladas pelo POMsec. Intervalos de contorno de $0,05 \text{ m s}^{-1}$ com valores positivos relativos ao sentido nordeste e negativos, ao sudoeste.

Radial TRANSCOBRA (Figura 2.2). A inversão de velocidade na vertical ocorre entre 400-500 m. O transporte da CB é de $-6,6 \text{ Sv}$.

Com relação à CCI, sua configuração é qualitativa e quantitativamente extremamente semelhante àquela da Radial TRANSCOBRA. A simulação numérica produziu uma CCI com configuração assimétrica, com núcleo próximo ao talude continental e velocidades máximas ultrapassando $0,3 \text{ m s}^{-1}$. Sua espessura vertical se aproxima daquela apresentada na Figura 2.2, excedendo os 1200 m. Sua largura média (relativamente à isotaca de $0,02 \text{ m s}^{-1}$ é de cerca de 50-60 km. Seu transporte de volume calculado é $6,2 \text{ Sv}$. Valor este que se encontra no limite superior das estimativas de Böebel *et al.* [1999] e é mais alto que os valores revisados na Tabela 1.4. Também é cerca de 35% mais alto que o valor obtido para a CCI baroclínica na Radial TRANSCOBRA.

Entretanto, apontamos como principal resultado da simulação a habilidade do POMsec reproduzir os padrões de circulação corretamente usando apenas a estrutura de massa inferida por perfilagens CTD. A comparação, que julgamos inédita, entre seções de velocidades observadas e modeladas confirmam que CB e CCI formam um sistema de correntes predominantemente baroclínico.

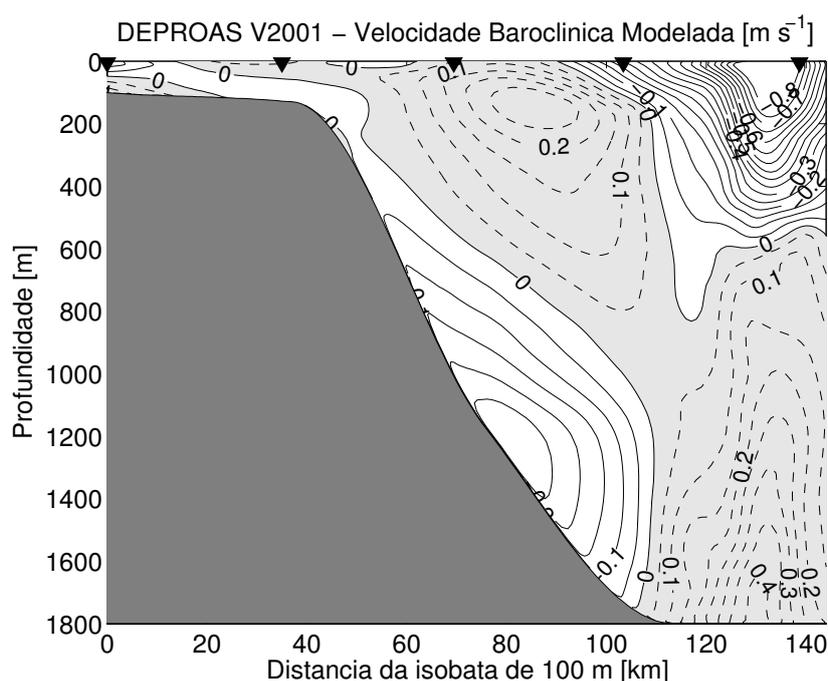


Figura 2.8: Seção de velocidades baroclínicas normais à Radial DEPROAS V2001 (janeiro de 2001) modeladas pelo POMsec. Intervalos de contorno de $0,05 \text{ m s}^{-1}$ com valores positivos relativos ao sentido nordeste e negativos, ao sudoeste.

Em contra-ponto ao cenário apresentado na Radial DEPROAS I2001, o campo modelado para a Radial DEPROAS V2001 exhibe uma seção vertical de um meandro baroclínico (Figura 2.8). No domínio da CB, este tem sentido ciclônico e se trata do meandro de Cabo Frio, mencionado na Seção 1.4. Há inversão de sentido de rotação da estrutura na região da coluna de água ocupada pela CCI. A estrutura vortical, em nível intermediário, gira anticiclonicamente. A assinatura deste meandro em superfície foi capturada durante a realização do cruzeiro DEPROAS em termos de imagem AVHRR [Kampel, 2003]. A assimetria verificada entre lobos costeiro e oceânico deste vórtice foi descrita e parametrizada por Calado *et al.* [2006], que consideram tal configuração como importante para feições de meso-escala na região.

Uma questão que emerge é acerca do verdadeiro grau de baroclinicidade do meandro. Como detalhados na seção anterior, estes campos modelados são apenas baroclínicos. Não temos informações de que a partição entre componentes barotrópica e baroclínica do meandro seja similar àquela de quando o jato CB-CCI flui paralelamente à margem continental. Ou seja, é possível que a estrutura do meandro apresente barotropicidade mais relevante que quando o escoamento CB-CCI se aproxima do padrão

esperado para o escoamento médio.

Inspecionando a Figura 2.8, observamos que pelo mapa baroclínico, a CCI reverte de sinal junto ao talude. As séries temporais para o *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio* da Bacia de Campos apresentadas tanto por Lima [1997] como Müller *et al.* [1998] (vide Figura 1.12) parecem sugerir o contrário. A atividade vortical parece decair acentuadamente com a profundidade. Retomaremos esta questão no próximo capítulo quando examinaremos simulações com POMsec simultaneamente realizadas com medições por correntógrafos fundeados.

Para finalizar a descrição dos campos de velocidade modelados, devemos relacionar os escoamentos com as massas de água por eles transportadas. Não nos foi possível fazer esta análise de forma objetiva para Radial TRANSCOBRA por não dispormos de dados hidrográficos. Não é obviamente o presente caso, onde os campos foram modelados a partir de dados de CTD. Assim, na Figura 2.9, superpomos as isopicnais que selecionamos como aquelas que representam as interfaces entre as massas de água da Bacia de Campos (vide Figura 1.4 para tais escolhas) ao campo de velocidade modelada.

A primeira constatação é que as profundidades médias das isopicnais nos cenários quase-sinóticos das Radiais DEPROAS são bastante próximas daquelas inferidas pela climatologia e apresentadas na Tabela 1.2. A segunda constatação é a confirmação de que a CB transporta AT e ACAS para o sul-sudoeste e que a CCI transporta essencialmente AIA e ACS para norte-nordeste neste cenário sinótico. A questão da recirculação dessas massas de água, no nível intermediário, em torno do meandro baroclínico da Radial V2001 depende da relevância da componente barotrópica na estrutura vortical.

Avaliação da Geostrofia nas Seções de Velocidade Modeladas

Ao longo deste capítulo, modificamos o método de Lima [1997] usando o POMsec e o propusemos como substituto para o uso do método dinâmico clássico. A comparação qualitativa (em termos de padrões) e quantitativa (em termos de valores de transporte e velocidades máximas características) entre as seções de velocidade das Radiais TRANSCOBRA e DEPROAS I2001 encorajam-nos ainda mais no sentido da efetividade do método numérico.

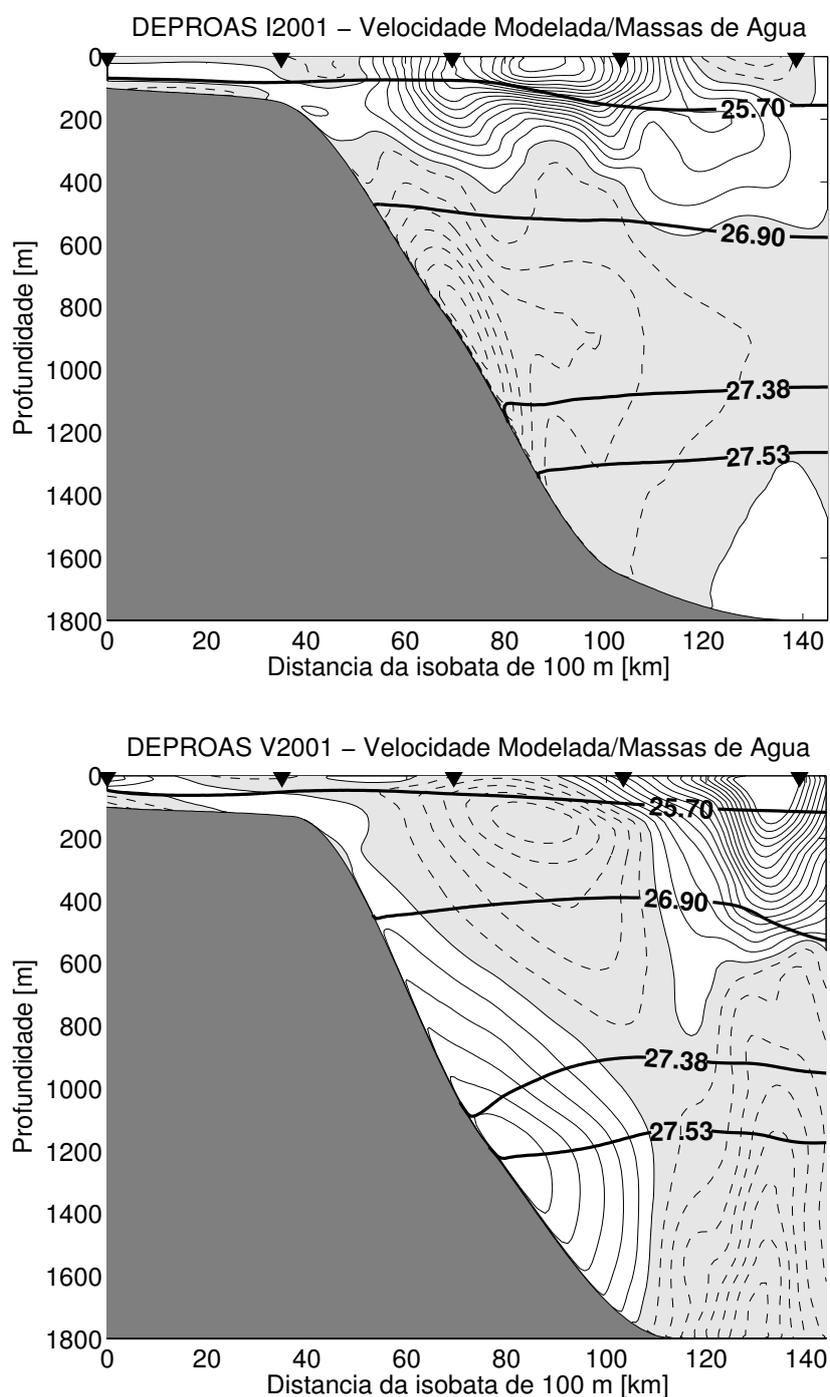


Figura 2.9: Superposição dos campos de velocidade baroclínica modelados com a distribuição vertical das isopicnais que delimitam as interfaces entre as massas de água na Bacia de Campos: Radial DEPROAS I2001 (painel superior) e Radial DEPROAS V2001 (painel inferior). As isopicnais (em σ_0) assinaladas são: 25,70 kg m^{-3} (interface AT-ACAS), 26,90 kg m^{-3} (interface ACAS-AIA), 27,38 kg m^{-3} (interface AIA-ACS), 27,53 kg m^{-3} (interface ACS-APAN).

Tabela 2.4: Números de Rossby avaliados pelos razão das médias entre os módulos de vorticidade relativa e planetária para as Radiais DEPROAS V2001 e I2001.

| | DEPROAS I2001 | DEPROAS V2001 |
|-------------|---------------|---------------|
| Domínio CB | 0,25 | 0,21 |
| Domínio CCI | 0,10 | 0,16 |

A pergunta que imediatamente surge, naturalmente como consequência, é o quão geostróficos são os resultados das simulações numéricas. *Allen et al.* [1995], que utilizaram o POMsec centrado em estudos de jatos e ressurgência costeiros na costa noroeste americana, atestaram que as correntes de contorno normais à seção estariam predominantemente em balanço geostrófico. Entretanto, não apresentaram nenhuma prova quantitativa disto.

Perseguiremos aqui quantificar e avaliar o grau de geostrofia dos campos de saída simulados pelo POMsec de duas formas. A primeira é idêntica à apresentada na Seção 2.2.3 e visa a estimativa do número de Rossby pela razão entre as (magnitudes das) vorticidade relativa média do escoamento modelado e a vorticidade planetária média f da Radial. A segunda, mais restritiva, consiste na avaliação da relação do vento térmico numericamente.

Assim, os valores do número de Rossby calculados através das seções de vorticidade relativa (Figura 2.10) são apresentados na Tabela 2.4. O maior valor obtido para a CB na Radial DEPROAS I2001 se deve claramente à maior intensidade da corrente, e conseqüente, maior cisalhamento horizontal. Mas, sugerem que os campos estão em balanço predominantemente geostrófico.

Avaliemos agora numericamente a relação do vento térmico Esta equação relaciona o cisalhamento vertical da corrente geostrófica com as variações laterais de densidade. No sistema cartesiano de coordenadas, a componente ao longo da radial desta relação é dada por

$$f \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\partial B}{\partial x}, \quad (2.21)$$

onde B é o empuxo definido por

$$B(x, z) = -g \frac{\rho'(x, z)}{\rho_0}. \quad (2.22)$$

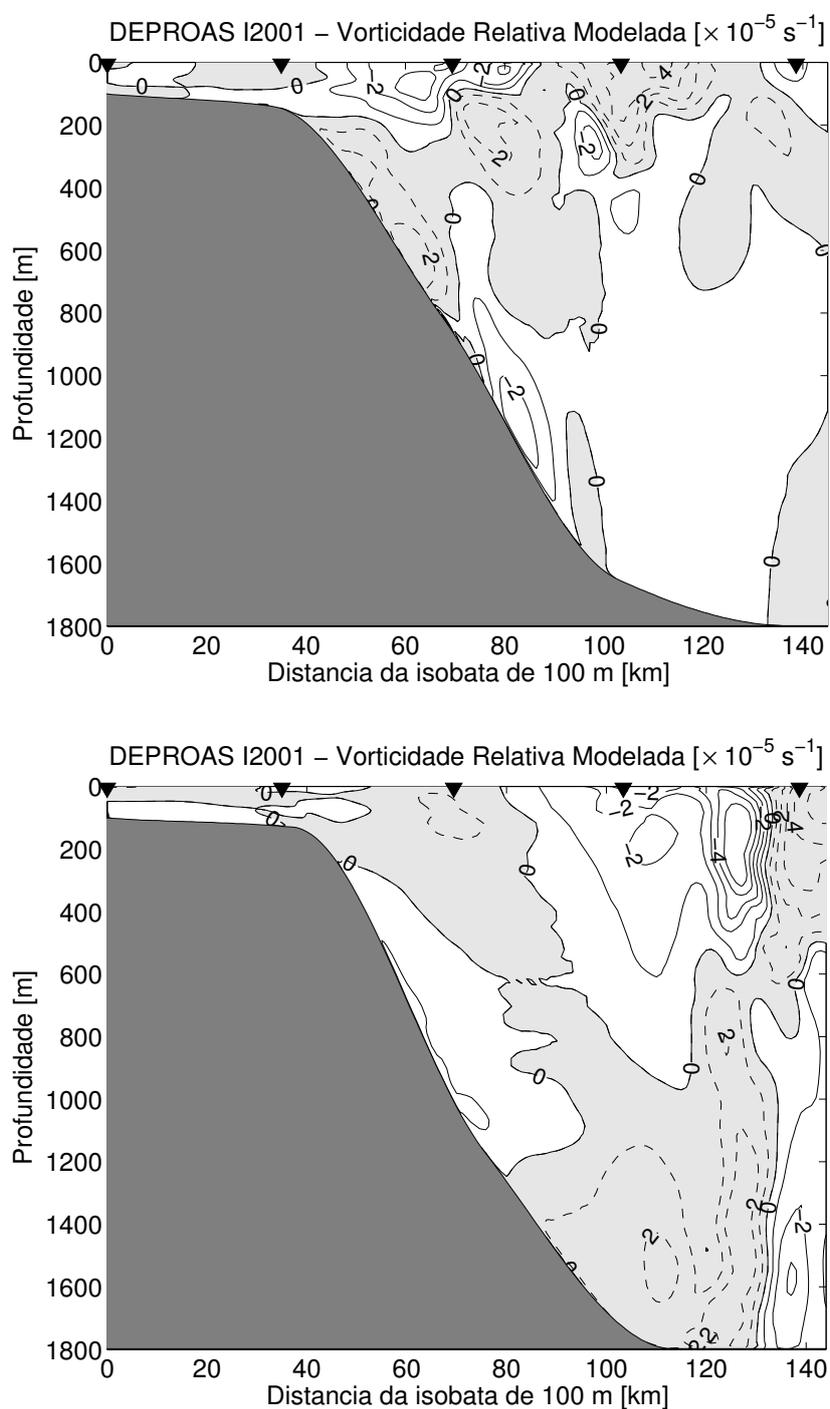


Figura 2.10: Seções de vorticidade relativa (em 10^{-5} s^{-1}) das Radiais DEPROAS I2001 (painel superior) e V2001 (painel inferior). Valores positivos tem rotação anticiclônica, e negativos, rotação ciclônica.

Para reescrever a Eq. 2.21 em coordenadas σ , devemos lembrar que os campos em questão são baroclínicos e η praticamente inexistente em nossas simulações. Logo, para nossos propósitos, a definição da coordenada σ apresentada na Eq. 2.2 pode ser simplificada e assume a forma de

$$\sigma = \frac{z}{H(x)}. \quad (2.23)$$

A Eq. 2.21, ante à mudança de coordenadas, passa a ser escrita como

$$f \frac{\partial v}{\partial \sigma} = H \frac{\partial B}{\partial x} - \sigma \frac{\partial B}{\partial \sigma} \frac{\partial H}{\partial x}. \quad (2.24)$$

A Eq. 2.24 pode então ser avaliada numericamente, em termos de aproximação por diferenças finitas, a partir dos campos modelados de velocidade normal à radial e de densidade. As Figuras 2.11 e 2.12 apresentam os referidos campos em coordenadas σ para as Radiais DEPROAS I2001 e V2001, respectivamente.

De posse dos campos apresentados nas Figuras 2.11 e 2.12, avaliamos e graficamos os membros esquerdo e direito da Eq. 2.24 da seguinte forma:

$$\begin{aligned} \text{LADO ESQUERDO} &= f \frac{\partial v}{\partial \sigma} \\ \text{LADO DIREITO} &= H \frac{\partial B}{\partial x} - \sigma \frac{\partial B}{\partial \sigma} \frac{\partial H}{\partial x}. \end{aligned}$$

As Figuras 2.13 e 2.14 exibem as comparações entre os lados esquerdo (cisalhamento vertical da corrente normal à radial) e direito (variação de densidade potencial ao longo da radial) para as Radiais DEPROAS I2001 e V2001, respectivamente.

A mera inspeção entre os painéis superior e inferior das Figuras 2.13 e 2.14 denota que os campos parecem estar essencialmente em balanço geostrófico. Entretanto, para quantificação do grau de geostrofia por este método, cabe aqui escolhermos um parâmetro de mérito estatístico que a permita. *Pinardi & Robinson* [1987] estabeleceram que para a comparação quantitativa entre dois campos quaisquer, dois são os parâmetros a serem utilizados: a REMQ-N e o coeficiente de correlação (CC). A REMQ-N deve ser empregada quando há comparação principalmente da amplitude dos valores dos campos envolvidos. Já o CC, deve ser usado quando a ênfase é a comparação de fase das estruturas presentes no campo. Assim, claramente aqui devemos aplicar a REMQ-N definida por

$$\text{REMQ} - \text{N} = \sqrt{\frac{\langle a^2 - b^2 \rangle}{\langle a^2 \rangle}}, \quad (2.25)$$

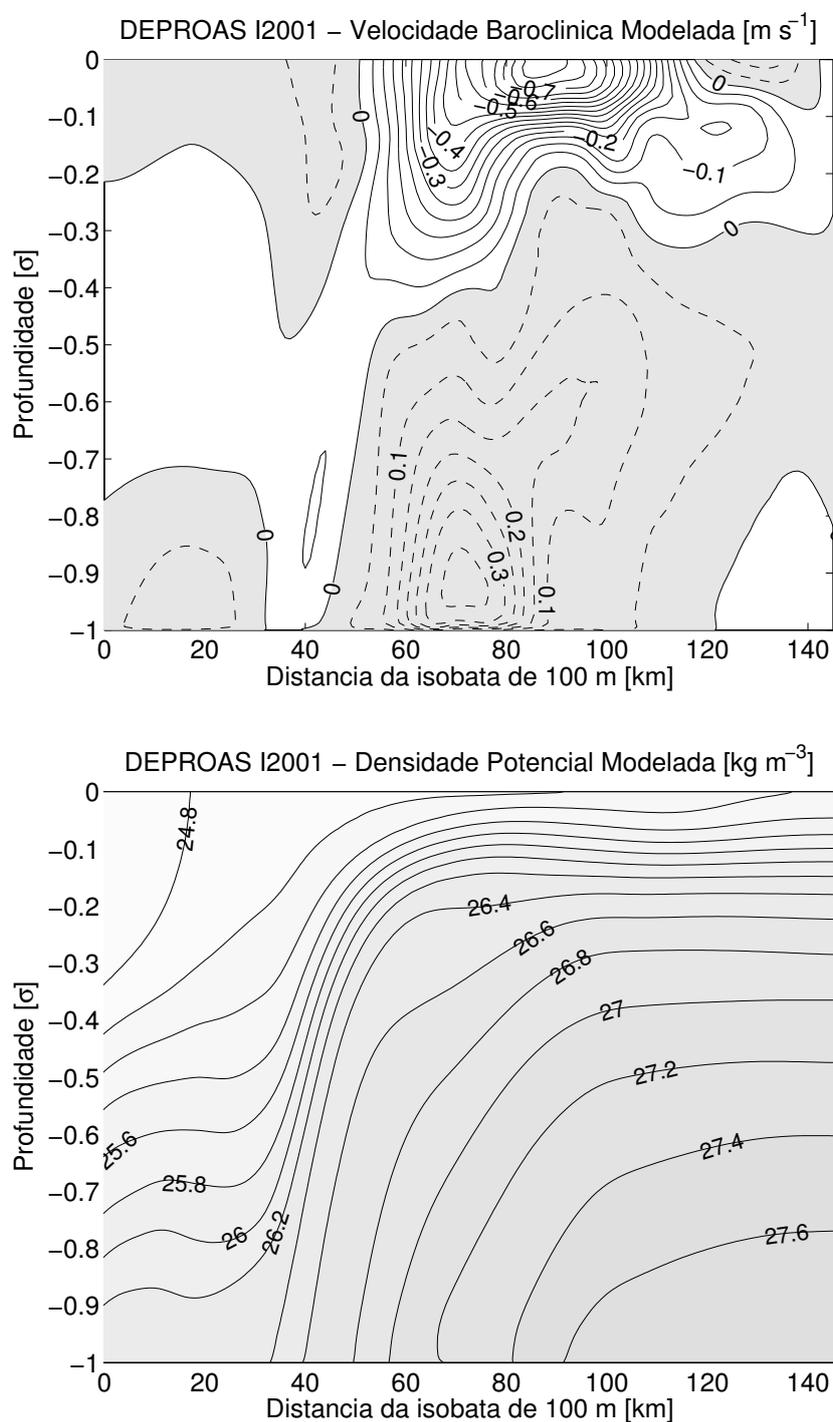


Figura 2.11: Painel Superior: seção de velocidades baroclínicas normais à Radial DEPROAS I2001 (julho de 2001) modeladas pelo POMsec em coordenadas σ . Intervalos de contorno de $0,05 \text{ m s}^{-1}$ com valores positivos relativos ao sentido nordeste e negativos, ao sudoeste. Painel inferior: seção de densidade potencial (expressas em termos de $\rho - \rho_0$) modeladas pelo POMsec em coordenadas σ . Intervalos de contorno de $0,2 \text{ kg m}^{-3}$.

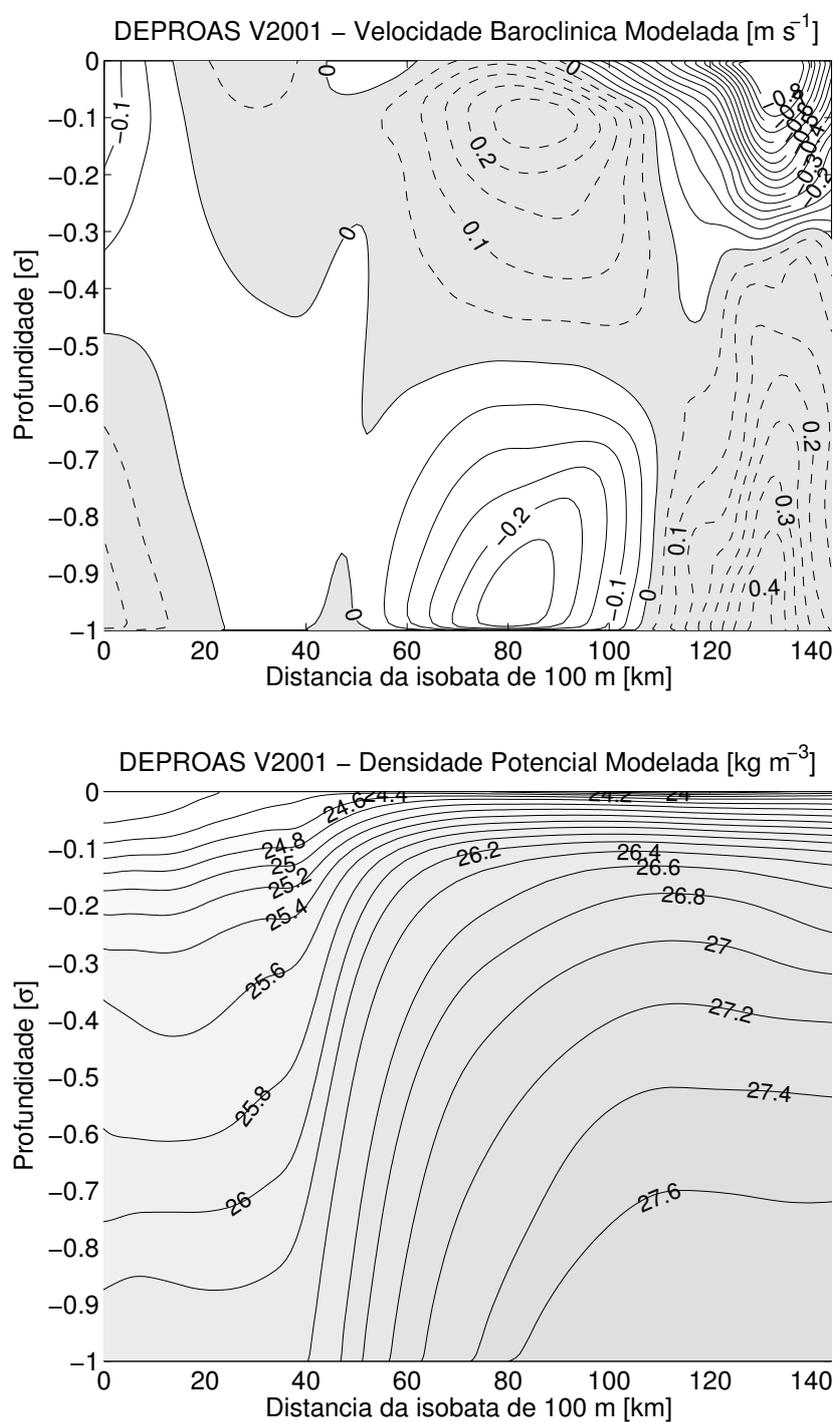


Figura 2.12: Painel Superior: seção de velocidades baroclínicas normais à Radial DEPROAS V2001 (janeiro de 2001) modeladas pelo POMsec em coordenadas σ . Intervalos de contorno de $0,05 m s^{-1}$ com valores positivos relativos ao sentido nordeste e negativos, ao sudoeste. Painel inferior: seção da anomalia de densidade potencial (expressas em termos de $\rho - \rho_0$) modeladas pelo POMsec em coordenadas σ . Intervalos de contorno de $0,2 kg m^{-3}$.

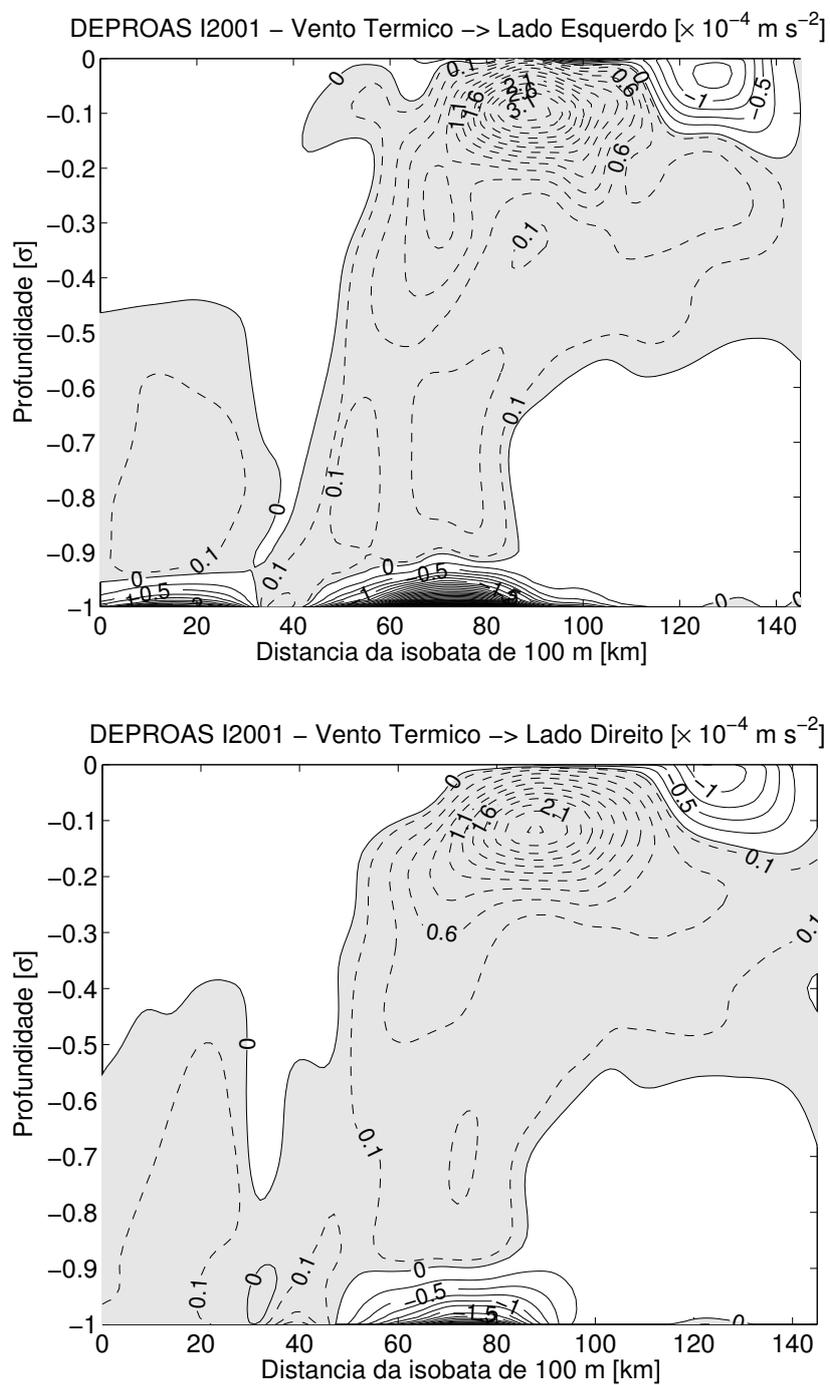


Figura 2.13: Avaliação da relação do vento térmico para a Radial DEPROAS I2001. Painel Superior: lado esquerdo da Eq. 2.24. Painel inferior: lado direito da Eq. 2.24.

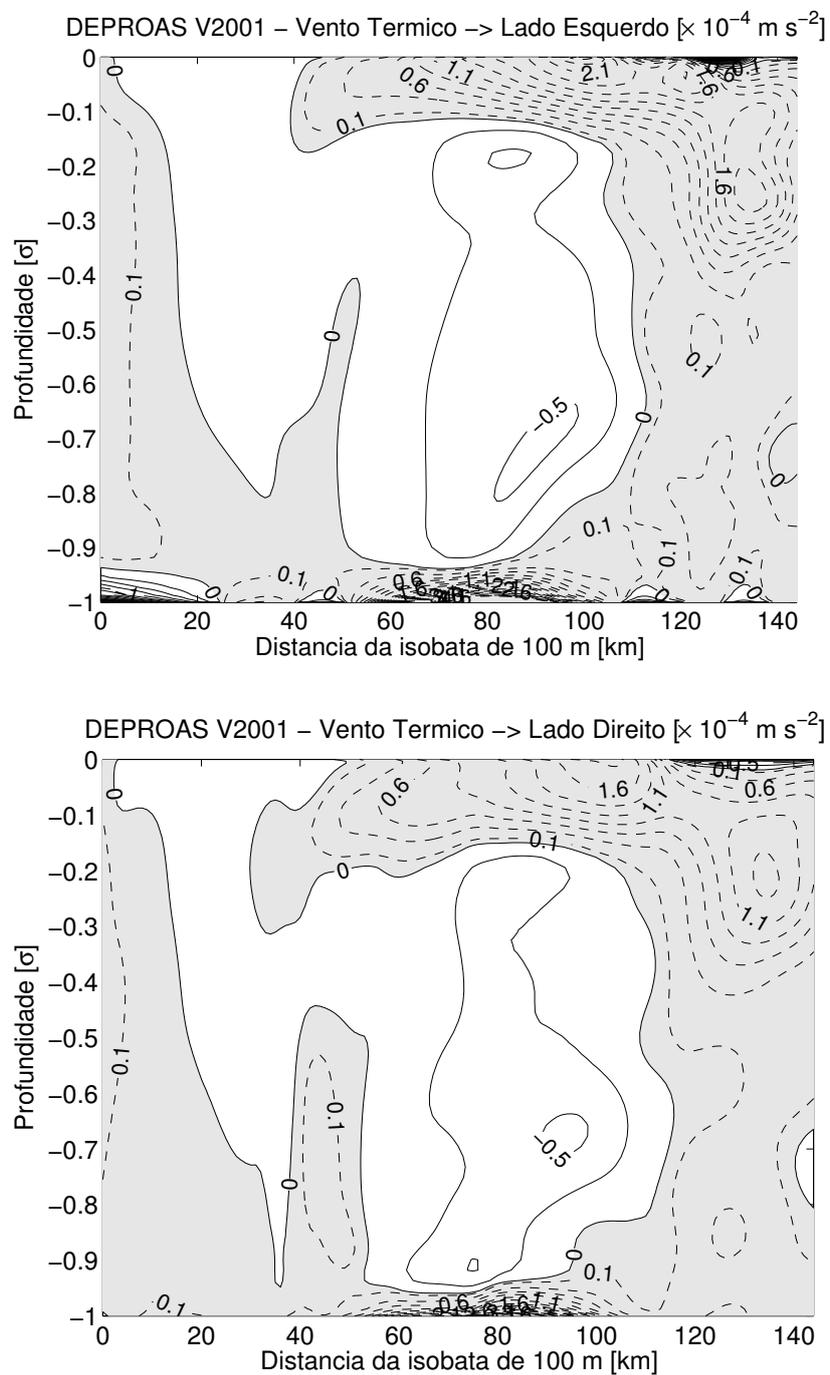


Figura 2.14: Avaliação da relação do vento térmico para a Radial DEPROAS V2001. Painel Superior: lado esquerdo da Eq. 2.24. Painel inferior: lado direito da Eq. 2.24.

onde os braços representam médias, e a e b valores nos pontos da grade de dois campos distintos A e B . Neste caso, a REMQ-N é normalizada relativamente à matriz A .

Assim, computamos a REMQ-N entre os lados esquerdo e direito, normalizando relativamente ao esquerdo. O valor obtido para a Radial DEPROAS I2001 é de 0,22, ou seja, o campo de velocidade é cerca de 78% geostrófico. Notemos que o valor da REMQ-N de 0,22 equivale ao Ro , que no método da vorticidade relativa apresentou valor comparável para o domínio da CB (0,25).

Já a REMQ-N para a Radial DEPROAS V2001 é de 0,52, ou seja, pela interpretação do método do vento térmico, o campo envolvendo o meandro é apenas cerca de 50% geostrófico. Pelo método da vorticidade relativa, obtivemos cerca de um equivalente $Ro = 0,21$ no domínio da CB. É de se esperar que a uma estrutura vortical possua um maior grau de ageostrofia, embora o método da vorticidade relativa aponte para um valor bastante mais baixo. Talvez devamos considerar que utilizamos para a avaliação do vento térmico toda a matriz de dados, o que inclui a região sobre a plataforma continental e as duas camadas limite (superior e inferior). Adicionalmente, há erros associados à discretização das derivadas (erros de truncamento) na Eq. 2.24 e a subsequente e necessária interpolação (linear) das variáveis. Mencionemos que o POMsec utiliza a grade tipo C de Arakawa, onde as variáveis são calculadas em posições distintas no esquema numérico, e daí a necessidade de interpolar linearmente as mesmas. Julgamos que assim é provável que o campo da Radial DEPROAS V2001 esteja predominantemente em balanço geostrófico apesar da discrepância entre os dois métodos apresentados para avaliação da geostrofia.

Capítulo 3

Modos de Estrutura Vertical

3.1 Preâmbulo

No capítulo anterior, investigamos a baroclinicidade do Sistema CB no *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio* da Bacia de Campos. Verificamos que quando o sistema se aproxima da condição esperada para o escoamento médio, ou seja, CB fluindo para sul-sudoeste e CCI fluindo para norte-nordeste, a componente baroclínica responde por cerca de 75-80% da estrutura de velocidade. Em outras palavras, o jato CB-CCI é predominantemente baroclínico.

Entretanto, a mesma avaliação não pôde ser conduzida para os meandros frontais e vórtices da CB na área de estudo. A razão foi que a seção de velocidade perfilada da Radial TRANSCOBRA não registrou um cenário de meandramento. Tal cenário só foi obtido por meio de simulações com o POMsec para a Radial DEPROAS V2001. Este método simula velocidades baroclínicas absolutas a partir de dados de CTD e, portanto, a componente barotrópica não pôde ser quantificada.

Neste capítulo, abordaremos este tema a partir da análise de séries temporais de observações de velocidade de um fundeio correntográfico na Bacia de Campos. Na realidade, começaremos a construir uma abordagem quase-geostrófica tanto para a investigação da estrutura dinâmica do jato básico CB-CCI quanto para as feições de meso-escala associadas aos meandros da CB. Usaremos o termo “estrutura dinâmica” para designar a composição em termos de modos dinâmicos da distribuição vertical de velocidades, tal qual o clássico trabalho de *Flierl* [1978]. Ou seja, buscaremos decompor

os perfis de velocidades nos modos barotrópico e nos vários modos baroclínicos. O estudo da relevância do número de modos necessários à caracterização dos perfis de velocidade e os raios de deformação correspondentes serão investigados neste capítulo sob a abordagem unidimensional, única que é nos permitida pela análise dos dados de um fundeio correntográfico.

A aproximação quase-geostrófica e o estudo da estrutura de velocidades nela baseado serão conduzidos uma vez levantadas as limitações das aplicações da teoria ao problema em questão. Devemos lembrar que esta formulação teórica consiste, na realidade, num conjunto de três aproximações [Flierl, 1978], a saber:

- (i) A aproximação geostrófica – o campo de velocidades está essencialmente em balanço geostrófico. O número de Rossby é um parâmetro pequeno;
- (ii) A aproximação das espessuras – tanto a razão entre flutuações das isopicnais relativamente a suas profundidades de equilíbrio hidrostático como a razão entre as variações topográficas relativamente à profundidade média do oceano devem ser pequenas. Ou seja, tais variações devem ser da ordem do número de Rossby.
- (iii) A aproximação do plano β – onde a variação da vorticidade planetária deve ser pequena se comparada à vorticidade planetária média. Logo, a razão entre o termo βy e o f médio devem, em meso-escala, também ser da ordem do número de Rossby.

O número de Rossby calculado para a Radial TRANSCOBRA, de cerca de 0,10, indica que a aproximação (i) está satisfeita. A plotagem das isopicnais na Figura 2.9 e a comparação com as profundidades médias da Tabela 1.2 também sugere que a aproximação das espessuras está razoavelmente atendida para as isopicnais. A aproximação do plano β não será considerada, visto que o uso do plano f é bastante adequado para a dimensão da região de interesse. Evidentemente, a suposição quase-geostrófica só é violada na aproximação (ii) com respeito à questão topográfica. Afinal, o escoamento se situa sobre o talude continental.

Portanto, o leitor deve considerar, aos moldes do que Johns [1988] fez para a Corrente do Golfo, uma topografia aproximada da seguinte forma:

$$H(x, y) = H_0 + Ro * b(x, y), \quad (3.1)$$

onde H é a profundidade local, H_0 é a profundidade média, b é a variação de profundidade relativamente a H_0 . Esta é escalonada pelo número de Rossby Ro , tornando a topografia quase-geostroficamente consistente.

O conjunto de dados a ser explorado neste capítulo foi disponibilizado pela Petróleo Brasileiro S. A. – PETROBRAS. Os dados foram coletados durante o Projeto “Programa de Capacitação Tecnológica em Águas Profundas-1000 m – PROCAP-1000” em 1992 e reanalisados como parte do Projeto “Estudos da Climatologia de Meandros e Vórtices da Corrente do Brasil – VÓRTICES”. Este último esforço de pesquisa resulta da parceria entre o grupo de Métodos Científicos do Centro de Pesquisas Leopoldo A. Miguez de Mello (CENPES) e o IOUSP. Resultados preliminares deste estudo foram apresentados por *Ceccopieri et al.* [2006] e detalhados em *Silveira et al.* [2006].

3.2 O Conjunto de Dados Marlim

O conjunto de dados que designaremos aqui de “Marlim” consiste de medições com fundeio correntográfico durante 152 dias e dois cruzeiros sinóticos de hidrografia realizados dentro do período das medições de correntes. O fundeio com dez níveis correntográficos foi lançado às 0:00 h do dia 07/07/1992. Conforme exibido na Figura 3.1, os instrumentos foram fundeados em $22^{\circ}42'S$ e $40^{\circ}12'W$ na isóbata de 1250 m. Os dez correntógrafos convencionais foram colocados nas profundidades de 50 m, 100 m, 150 m, 250 m, 350 m, 450 m, 550 m, 750 m, 900 m e 1050 m.

Os dois cruzeiros sinóticos consistiram numa radial de orientação zonal na latitude do fundeio Marlim. Medições de CTD foram efetuadas até 1000 m de profundidade. A distância adotada entre estações hidrográficas foi de 7 m.n. (vide detalhe da Radial Marlim na Figura 3.1). A Radial P1 foi realizada em agosto de 1992 e a Radial P2, em novembro de 1992.

Um primeiro e simples tratamento nas séries correntográficas foi a remoção de picos ou *spikes* e aplicação de um filtro passa-baixa tipo Lanczos de 40 h. A Figura 3.2 exhibe a série correntográfica nos níveis de velocidade máxima observados para a CB (em 50 m) e para a CCI (em 900 m). Durante o período de amostragem, a CB ocupou os níveis entre 50 m e 350 m, enquanto a CCI, os de 450 m a 1050 m.

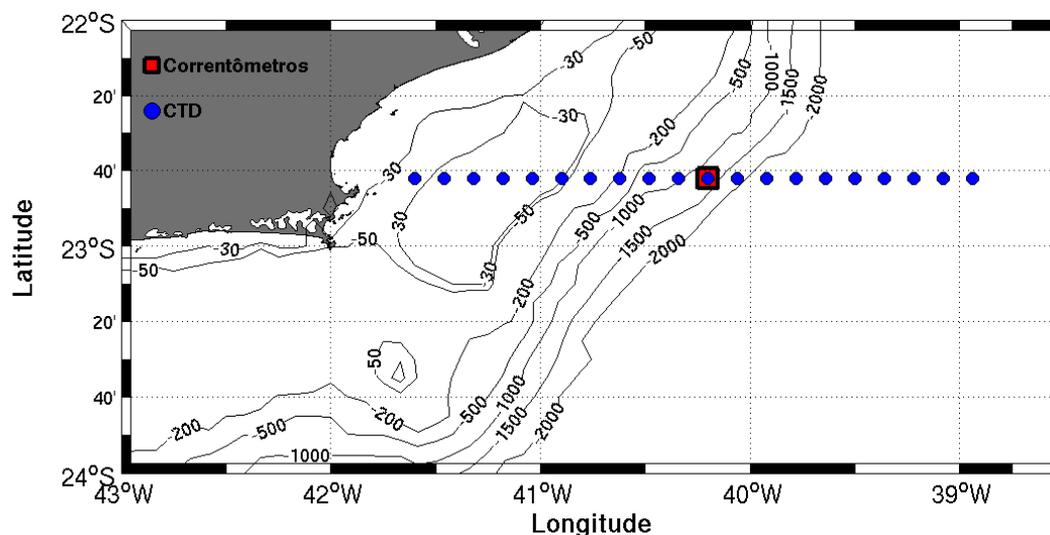


Figura 3.1: O conjunto de dados Marlim: localização geográfica do fundo correntográfico (quadrado) e estações da radial hidrográfica (círculos). A Radial Marlim teve duas realizações: agosto e novembro de 1992.

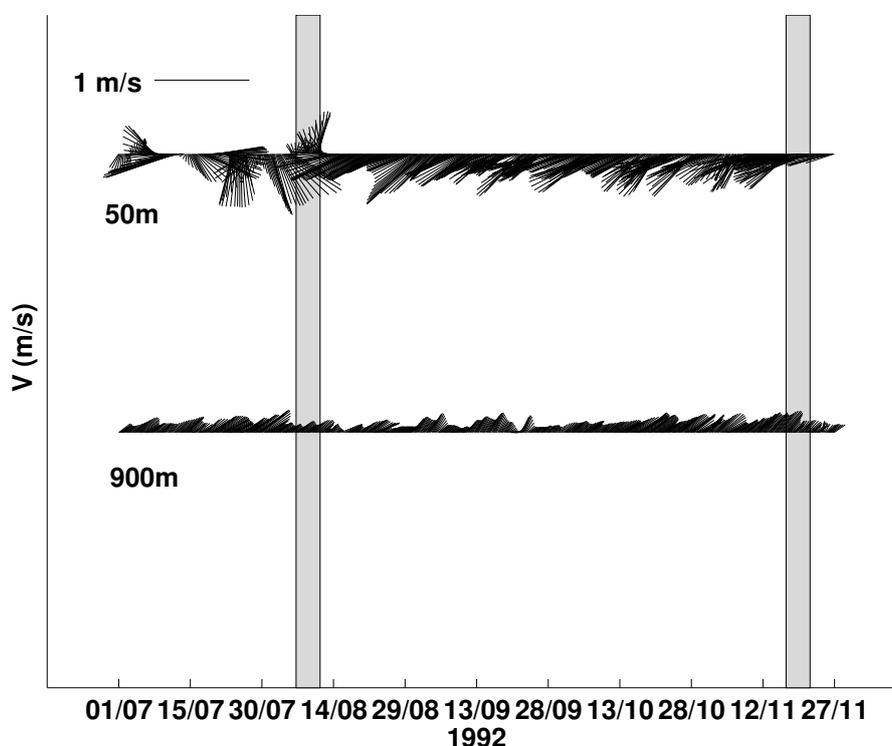


Figura 3.2: Séries temporais de velocidade dos correntógrafos do fundo Marlim a 50 m (painel superior) e 900 m (painel inferior) após a filtragem com Lanczos de 40 h. As barras em tom cinza indicam os períodos de amostragem dos cruzeiros hidrográficos P1 e P2.

A importância do uso conjunto de dados Marlim na resposta dos temas levantados na Seção 3.1 se deve à excelente resolução vertical deste fundeio. Adicionalmente, também deve ser destacado o fato da série ter capturado um evento de meso-escala robusto, apesar de sua curta extensão temporal. O meandro ciclônico capturado inverteu a velocidade no domínio da CB entre os dias 09/08 e 14/08/1992. O correntógrafo em 50 m registrou velocidade para o norte de aproximadamente mesma intensidade daquela registrada, em média, para o sul-sudoeste.

3.3 Seções de Velocidades Baroclínicas da Radial Marlim

A disponibilidade de dados hidrográficos em distribuição radial nos convida a aplicar a metodologia descrita na Seção 2.3: o uso do POMsec para obtenção de seções de velocidades baroclínicas para os cruzeiros P1 e P2.

As simulações seguiram exatamente a metodologia descrita no capítulo anterior em termos de implementação, condições de contorno e execução dos experimentos. As diferenças se devem ao fato de, por obtermos observações por CTD até apenas 1000 m, a profundidade máxima do oceano foi truncada a este nível. A grade utilizada consistiu de 64 níveis σ e, na distância horizontal ao longo da radial, usamos um total de 198 pontos de grade. O espaçamento foi mantido em $\Delta x = 2$ km e a zona de extensão ocupou os últimos 66 pontos de grade. A camada esponja newtoniana, contida dentro da zona de extensão, foi mantida nos 12 pontos mais oceânicos do domínio. O contorno costeiro foi fechado na isóbata de 30 m. Os valores dos coeficientes $A_M = 60 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ e $A_H = 15 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, como nos experimentos para as Radiais DEPROAS. Já $f = -5,6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ se refere à latitude de $22^\circ 42' \text{ S}$ do fundeio. As simulações consistiram de 10 dias computacionais com os cinco primeiros dias no modo diagnóstico e os últimos 5 dias, no prognóstico.

A Figura 3.3 mostra os resultados obtidos. O cenário da Radial P1 é exatamente aquele que contém o sinal do meandro baroclínico. O lobo costeiro da estrutura vertical apresenta velocidades para norte nos primeiros 200 m. Esta inversão é registrada pelo fundeio (Figura 3.2) em 50 m. A distribuição seccional do meandro da Radial P1 é semelhante em vários aspectos à registrada pela Radial DEPROAS V2001 (Figura 2.8).

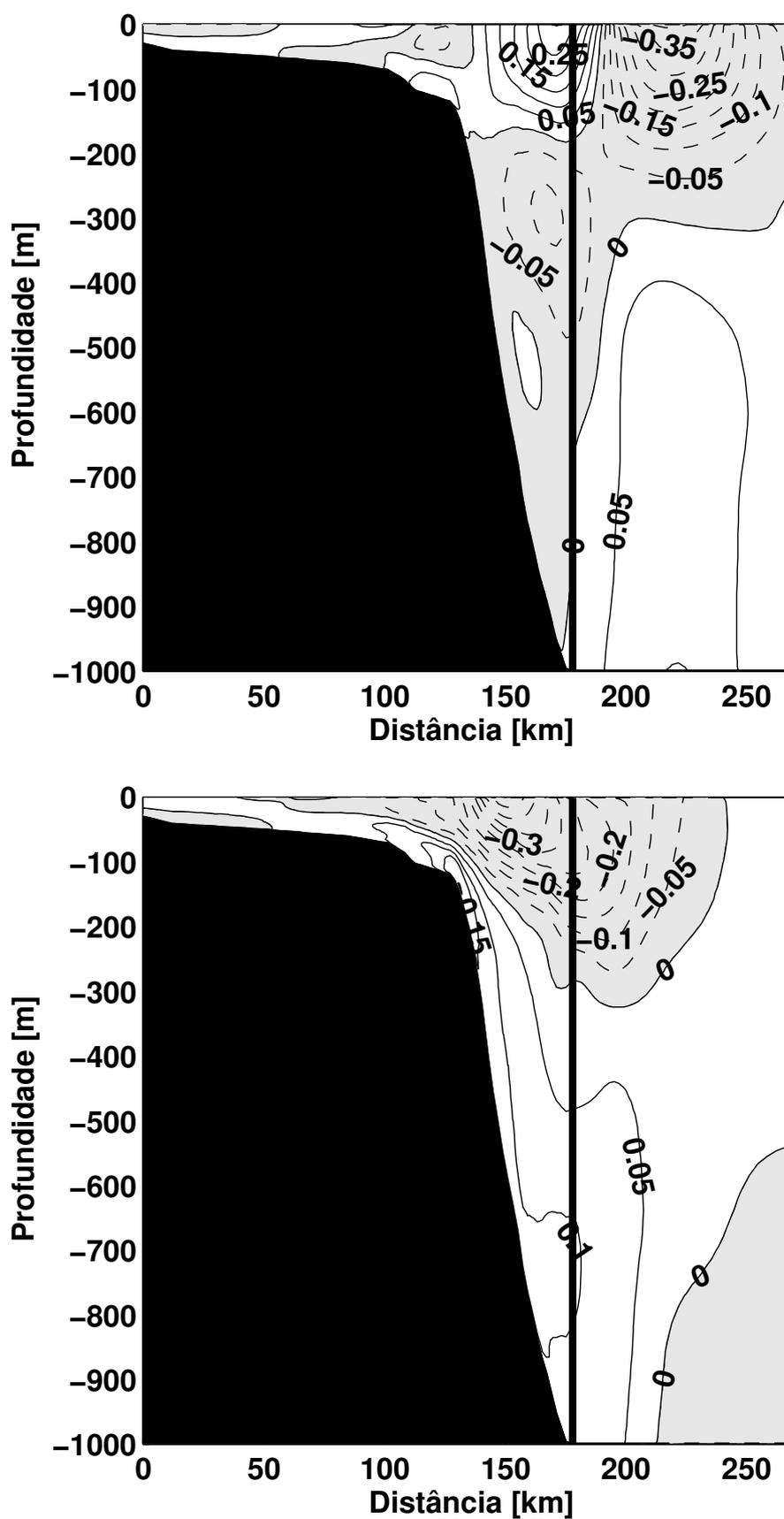


Figura 3.3: Seção de velocidades baroclínicas normais às Radial Marlim modeladas pelo POMsec. Painel superior: Cruzeiro P1 (agosto de 1992). Painel inferior: Cruzeiro P2 (novembro de 1992). Intervalos de contorno de $0,05 \text{ m s}^{-1}$ com valores positivos relativos ao sentido norte e negativos, ao sul. A linha vertical espessa indica a posição do Fundeio Marlim.

O principal deles é a característica de uma aparente dominância do primeiro modo baroclínico: a porção no domínio da CB gira ciclonicamente, e a na região da CCI, anticlonicamente. Considerando apenas a região da CB, recirculam no vórtice 5,4 Sv.

A questão acerca da inversão de sentido da CCI, junto ao talude, quando da ocorrência de um meandro baroclínico é possível de ser respondida com o conjunto de dados Marlim. Basta que comparemos o nível de 900 m entre as Figuras 3.2 (painel inferior) e 3.3 (painel superior). Vemos claramente que a velocidade observada da CCI pelo correntógrafo neste nível é para norte-nordeste (cerca de $0,08 \text{ m s}^{-1}$). Já no painel de velocidades modeladas pelo POMsec, a velocidade na localidade do Fundeio Marlim é aproximadamente zero. Isto confirma que o meandro possui uma partição entre componentes barotrópica e baroclínica distinta daquela do escoamento básico. A próxima seção será devotada a explorar este tópico sob o arcabouço quase-geostrófico.

Em relação à Radial P2, o padrão é aquele que reputamos mais próximo da situação média. Observamos a CB fluindo para sul, interagindo com a plataforma continental, numa configuração que se assemelha à das velocidades perfiladas TRANSCOBRA (Figura 2.2). As velocidades modeladas em superfície são superiores a $-0,5 \text{ m s}^{-1}$. O transporte de volume encontrado para CB foi de 4,2 Sv. A CCI é novamente caracterizada por seu perfil assimétrico, semelhante ao encontrado nas análises do Capítulo 2. Entretanto, seu núcleo é bem mais fraco, atingindo $0,15 \text{ m s}^{-1}$ e transportando 2,8 Sv. Acreditamos que tanto a intensidade da CCI como o valor de seu transporte foram subestimados devido ao truncamento da seção em 1000 m de profundidade. Os resultados das análises das Radiais TRANSCOBRA e DEPROAS mostraram que o jato da CCI tem extensão vertical de mais de 1200 m.

3.4 Dados Correntográficos do Fundeio Marlim

3.4.1 O Escoamento Médio

Os vetores resultantes da média temporal das séries dos dez correntógrafos do Fundeio Marlim estão apresentados na Figura 3.4. Esta ilustra que o escoamento médio tanto no domínio da CB quanto da CCI seguem aproximadamente o padrão das isóbatas da região. A magnitude média máxima de $0,41 \text{ m s}^{-1}$ para CB foi obtida

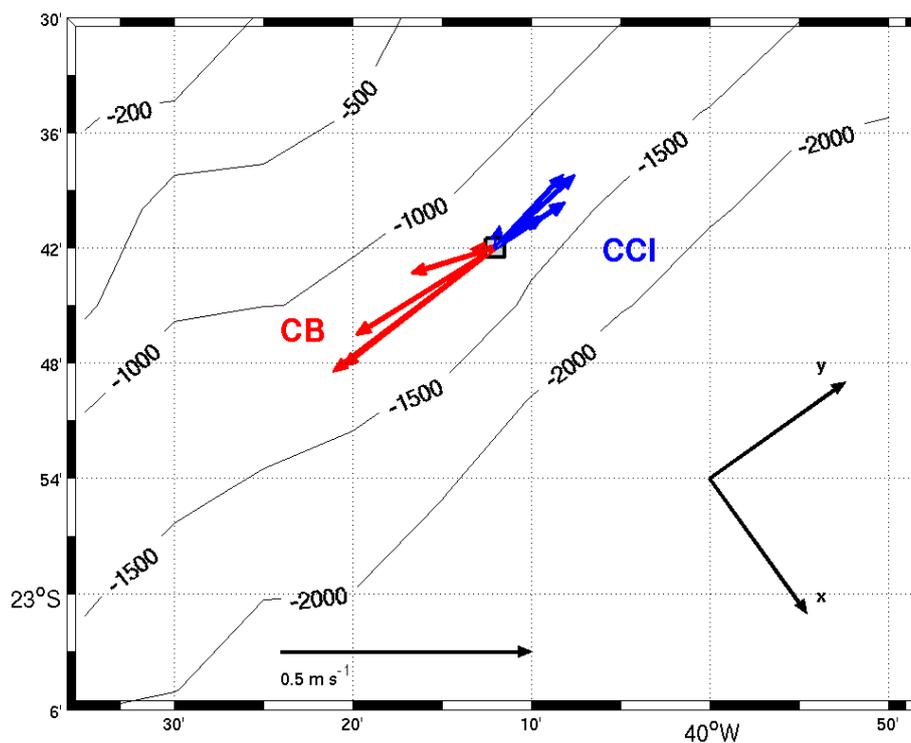


Figura 3.4: Os vetores de velocidade média (temporalmente) dos 10 correntógrafos do Fundeio Marlim. A cor vermelha denota vetores na extensão vertical da CB, enquanto a cor azul, àqueles associados à CCI. Os eixos no canto inferior direito do gráfico indicam o novo sistema de coordenadas cartesianas rotacionado nas direções ao longo (x) e normal (y) às isóbatas das imediações do fundeio.

Tabela 3.1: Valores médios das componentes de velocidade normal (\bar{u}) e ao longo (\bar{v}) das isóbatas para o Fundeio Marlim, no *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio* da Bacia de Campos

| Nível (m) | \bar{u} (m s ⁻¹) | \bar{v} (m s ⁻¹) |
|-----------|--------------------------------|--------------------------------|
| 50 | 0,01 | -0,41 |
| 100 | 0,02 | -0,38 |
| 150 | -0,02 | -0,33 |
| 250 | -0,06 | -0,17 |
| 350 | -0,03 | -0,04 |
| 450 | -0,03 | 0,03 |
| 550 | 0,00 | 0,11 |
| 750 | 0,01 | 0,17 |
| 900 | 0,01 | 0,21 |
| 1050 | 0,00 | 0,22 |

no nível de 50 m, e de 0,22 m s⁻¹ para a CCI.

Pela direção dominante do escoamento ser principalmente ao longo das isóbatas, rotacionamos os vetores de velocidade. Fornecidos originalmente pela PETROBRAS em termos das componentes zonal e meridional, redenominaremos de v a componente ao longo das isóbatas e de u , aquela normal às isóbatas do talude continental intermediário. Os valores médios destas componentes rotacionadas se encontram listados na Tabela 3.1.

3.4.2 Estrutura Vertical da Componente de Velocidade Média ao longo das Isóbatas

Um problema usual em oceanografia física é: como, dispondo de dados discretos ao longo do eixo vertical, a exemplo do perfil da componente v do Fundeio Marlim, obter em um perfil contínuo? A solução mais simples é a mera interpolação usando interpoladores tradicionais como o *spline cúbico*.

Neste trabalho, proporemos um método simples de interpolação vertical dos perfis

que utiliza a estrutura dos modos dinâmicos normais. Este método permite, além do processo de interpolação propriamente dito, a avaliação do conteúdo modal do perfil em questão através da determinação de suas amplitudes modais. Denominaremos, a este procedimento, de “interpolação dinâmica”.

Interpolação Dinâmica

Para a realização da interpolação dinâmica, dois procedimentos preliminares são necessários. O primeiro é o cálculo e alisamento da frequência de estratificação (ou de Brunt-Väisällä) $N(z)$ a partir de dados hidrográficos disponíveis para a região. O segundo é a resolução do problema de autovalor numericamente para encontrar os modos dinâmicos. Estes modos são, portanto, funcionais de $N(z)$.

Quanto à interpretação mais matemática dos modos dinâmicos, podemos considerar que os perfis verticais de velocidade podem ser expandidos em séries tipo Fourier. Nesta expansão, as bases ortonormais da série são os autovetores de um problema tipo Sturm-Liouville. Este é obtido a partir da separação de variáveis da equação de conservação da vorticidade potencial quase-geostrófica [Flierl, 1978; Pedlosky, 1987]. Estes autovetores são justamente os modos dinâmicos, enquanto os autovalores associados são definidos como sendo o inverso do quadrado dos raios de deformação baroclínicos [Flierl, 1978; Houry et al., 1987; Silveira et al., 2000a].

Assim, a relação dos modos dinâmicos com o perfil de velocidades pode ser escrita em forma de uma expansão como

$$\bar{v}(x_m, y_m, z) = \sum_{i=0}^N \bar{V}_i(x_m, y_m) F_i(z), \quad (3.2)$$

onde $\bar{v}(x_m, y_m, z)$ é a velocidade média na localidade do Fundeio marlim (x_m, y_m) , $F_i(z)$ é o i -ésimo modo normal de estrutura vertical, $\bar{V}_i(x_m, y_m)$ é a amplitude associada a este i -ésimo modo.

O problema de autovalor de Sturm-Liouville para encontrar $F_i(z)$ consiste na resolução do sistema formado por

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2(z)} \frac{\partial F_i(z)}{\partial z} + \frac{1}{Rd_i^2} F_i(z) &= 0 \\ \frac{\partial F_i(z)}{\partial z} &= 0 \text{ em } z = 0, -H, \end{aligned} \quad (3.3)$$

onde Rd_i é o i -ésimo raio de deformação, cujo quadrado do inverso são os autovalores do sistema acima.

O perfil vertical do quadrado de $N(z)$ foi estimado a partir dos dados hidrográficos das estações dos cruzeiros P1 e P2 mais profundas que 500 m. A expressão para o cálculo desta propriedade é

$$N^2(z) = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \sigma_\theta}{\partial z} \quad (3.4)$$

onde ρ_0 é aqui o valor médio da densidade na coluna de água.

O cálculo de $N^2(z)$ é bastante ruidoso e a estimativa dos modos dinâmicos requer perfis suaves. Primeira e segunda derivadas de σ_θ devem ser contínuas ao longo do eixo vertical. A metodologia empregada para garantir tais atributos nos perfis verticais de $N^2(z)$ consiste num ajuste polinomial desta grandeza física. Entretanto, com esta abordagem, frequentemente podemos obter ajustes com polinômios de ordem elevada, onde inflexões artificiais no perfil vertical surgem principalmente próximas à superfície e ao fundo. Essas inflexões afetam todos cálculos dinâmicos subsequentes. Ou seja, o procedimento requer atenção pois tanto o alisamento por ajuste polinomial como o uso de N^2 ruidosa (sem alisamento) podem afetar a qualidade da solução do problema de autovalor (Eqs. 3.3).

Adaptamos aqui as idéias de *Mariano* [1989] para tentar solucionar os problemas supracitados. A característica de decaimento exponencial dos perfis de $N^2(z)$ oceânicos nos levou a efetuar o ajuste polinomial considerando $\log N^2(z)$. Desta forma, reduzimos o grau do polinômio ajustado e contornamos o problema de borda na suavização do perfil e garantimos a continuidade tanto dele como de sua primeira derivada.

A Figura 3.5 exhibe o resultado do ajuste polinomial (de 11ª ordem) realizado em $N^2(z)$ e o correspondente cálculo de $\frac{dN}{dz}$. Os perfis suavizados estão superpostos a suas estimativas sem o alisamento, ou seja, resultado apenas da promediação dos valores hidrográficos das estações dos cruzeiros P1 e P2.

Uma vez que o perfil de $N^2(z)$ foi obtido, resolvemos numericamente o sistema de Eqs. 3.3 e obtemos os valores dos raios de deformação (Tabela 3.2) e os correspondentes modos dinâmicos de estrutura vertical (Figura 3.6). O valor de f considerado nos cálculos foi de $f = -5,6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e a profundidade considerada foi aproximada àquela do último nível correntográfico disponível ($H_0 = 1050 \text{ m}$). Como o problema

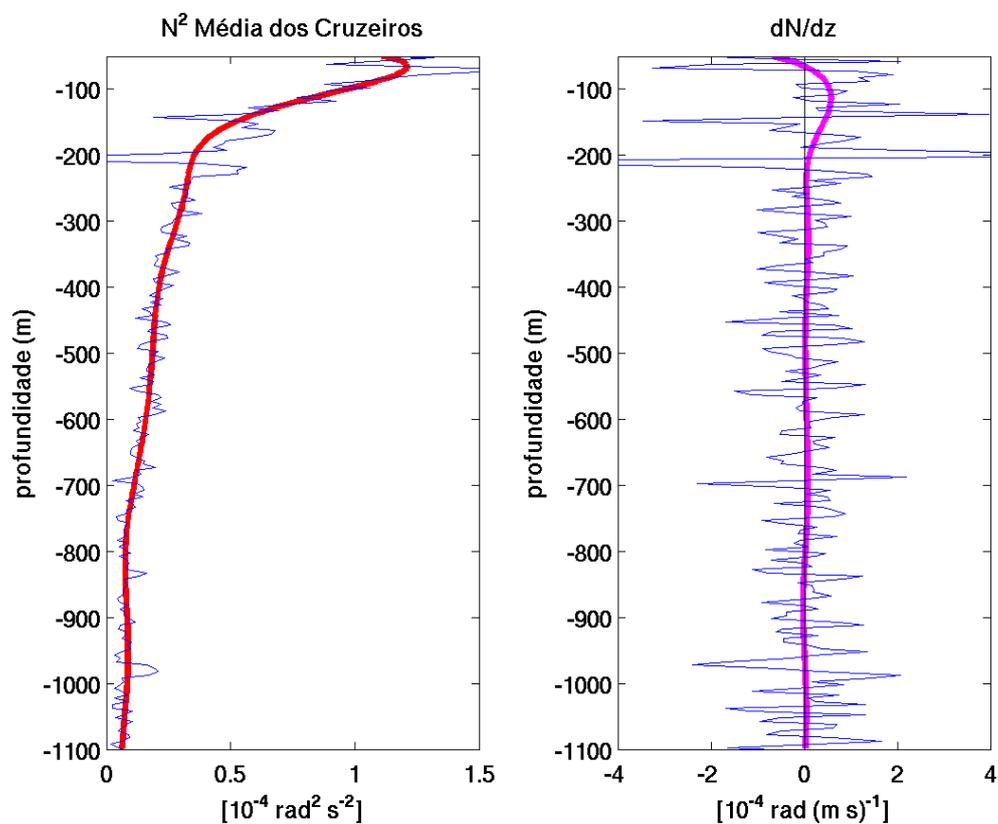


Figura 3.5: Perfil vertical do quadrado da frequência de estratificação $N(z)$ (painel esquerdo) e a correspondente primeira derivada vertical (painel direito). A curva delgada de $N^2(z)$ em azul corresponde à quantidade resultante da simples promediação dos valores das estações hidrográficas. A curva espessa em vermelho representa o resultado do ajuste por um polinômio de 11^o grau.

Tabela 3.2: Raios de deformação para o Sistema CB no Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio da Bacia de Campos

| Raio | Valor (km) |
|--------|------------|
| Rd_0 | 1810 |
| Rd_1 | 25 |
| Rd_2 | 13 |
| Rd_3 | 9 |

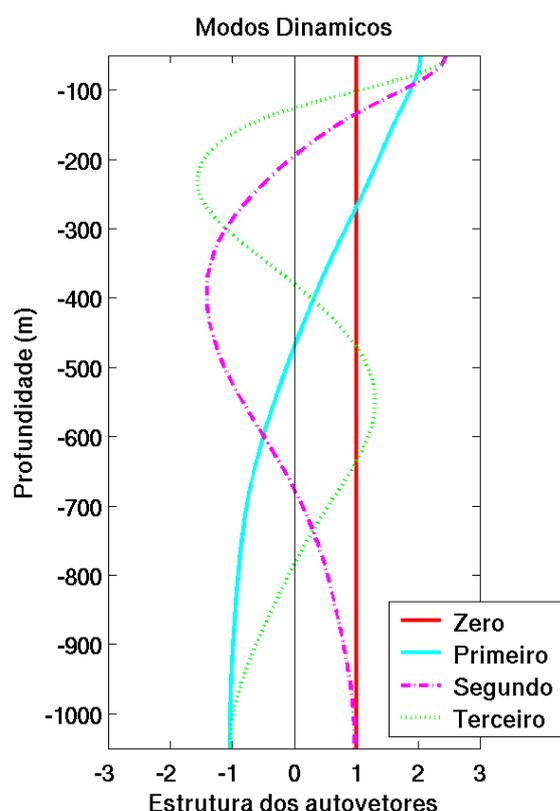


Figura 3.6: Modos dinâmicos de estrutura vertical para o Sistema CB no Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio da Baía de Campos. Estão plotados o modo barotrópico e os três primeiros modos baroclínicos.

de autovalor (Eq. 3.3) usa a aproximação de tampas rígidas na superfície e no fundo, o primeiro autovalor é sempre zero. Ou seja, o valor de Rd_0 é ∞ , cuja interpretação física é de que o raio externo é muito maior que os baroclínicos. Na Tabela 3.2, usamos o valor de Rd_0 calculado analiticamente por

$$Rd_0 = \frac{\sqrt{gH_0}}{|f|}. \quad (3.5)$$

Se dispuséssemos de perfis contínuos de velocidade, o procedimento a seguir seria a mera projeção da estrutura dos modos nos perfis de velocidade média \bar{v} para encontrar as amplitudes \bar{V}_i . Exemplos de aplicações como esta, assim como a avaliação da composição modal, foram realizadas por *Silveira et al.* [2000a] para a Corrente Norte do Brasil e, mais recentemente, por *Urbano & Silveira* [2003] para a região do Atlântico Tropical.

Entretanto, aqui dispomos dos modos dinâmicos contínuos (na realidade, são perfis espaçados de 1 m verticalmente) enquanto os valores de velocidade para \bar{v} , listados

Tabela 3.3: Amplitudes modais (\bar{V}_i) para o perfil médio de velocidade ao longo das isóbatas (\bar{v}) do Fundeio Marlim.

| Amplitude | Valor (m s ⁻¹) |
|-------------|----------------------------|
| \bar{V}_0 | 0,02 |
| \bar{V}_1 | -0,20 |
| \bar{V}_2 | -0,03 |
| \bar{V}_3 | -0,01 |

na coluna direita da Tabela 3.1, consistem de dez valores discretos. Os cálculos para avaliação da composição modal dependem da estimativa das amplitudes \bar{V}_i . Uma vez estimadas, as amplitudes permitem a recomposição do perfil de velocidades de forma contínua.

Para a estimativa das amplitudes, nossa idéia consiste de simplesmente usar a expressão convencional para projeção modal dada por

$$\bar{V}_i(x_m, y_m) = \frac{\int_{z_f}^{z_s} F_i(z) \bar{v}(x_m, y_m, z) dz}{\int_{z_f}^{z_s} F_i^2(z) dz}, \quad (3.6)$$

sob a aproximação da regra de integração numérica do ponto médio. Na Eq. 3.6, z_f e z_s correspondem as profundidades do nível correntográfico mais profundo (1050 m) e do nível mais raso (50 m).

Composição Modal

O resultado da interpolação dinâmica para o perfil de velocidade \bar{v} do Fundeio Marlim está apresentado na Figura 3.7. A Tabela 3.3 apresenta os valores das amplitudes calculadas para os primeiros quatro modos dinâmicos.

A comparação entre as Figuras 3.6 e 3.7 já indicam a clara dominância do primeiro modo baroclínico. Os valores das amplitudes modais confirmam este fato ao mostrar que \bar{V}_1 é uma ordem de grandeza superior aos demais modos computados.

A comparação efetiva do conteúdo modal de \bar{v} pode ser feita através do cálculo do REMQ-N entre os níveis de observação e os valores reconstituídos (segundo a Eq. 3.2) por um único ou pela combinação de vários modos. Neste caso, consideramos a

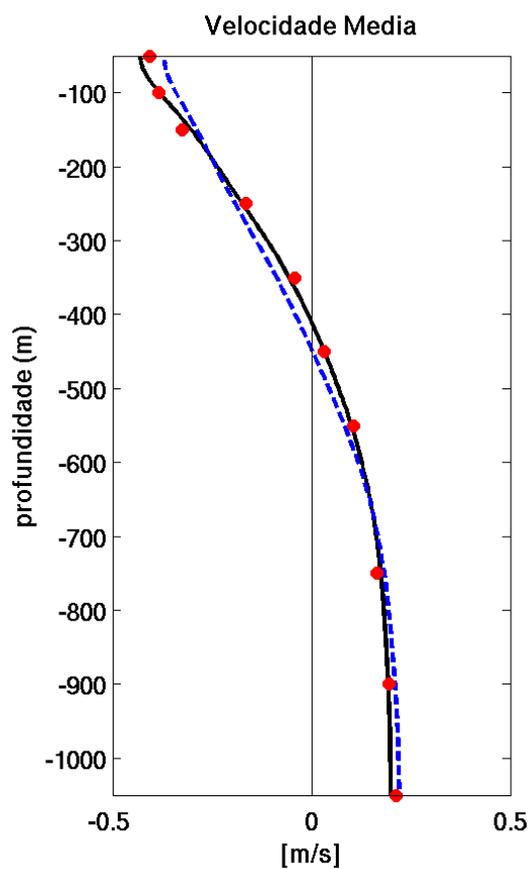


Figura 3.7: Perfil vertical de \bar{v} do Fundeio Marlim. Os pontos vermelhos denotam os valores médios da série para os dez níveis correntográficos. A linha negra exibe o resultado da interpolação dinâmica considerando o uso dos quatro primeiros modos dinâmicos. A linha traçada azul mostra o resultado da interpolação dinâmica considerando o uso de dois primeiros modos dinâmicos.

Tabela 3.4: REMQ-N para a velocidade média ao longo das isóbatas do Fundeio Marlim e a reconstituição desta através de expansão pelos modos dinâmicos.

| Modos Utilizados | REMQ-N |
|------------------|--------|
| 0 | 0,995 |
| 1 | 0,160 |
| 2 | 0,993 |
| 3 | 0,999 |
| 0-1 | 0,121 |
| 0-2 | 0,062 |
| 0-3 | 0,051 |

definição do REMQ-N apresentada na Eq. 2.25, onde a são os valores de \bar{v} promediados e b , as velocidades reconstituídas pela composição modal. O estudo da variação do REMQ-N está apresentado na Tabela 3.4.

Os valores obtidos indicam que o primeiro modo baroclínico sozinho explica 84% da estrutura vertical do jato CB-CCI. Se considerarmos os dois primeiros modos (barotrópico e primeiro baroclínico), o REMQ-N é de 0,12, ou seja, a estrutura vertical é 88% composta por estes modos. Ao incluirmos os quatro primeiros modos dinâmicos, chegamos a explicar 95% da estrutura vertical observada.

Com esses resultados, confirmamos e quantificamos a estrutura do jato CB-CCI como sendo amplamente dominada pelo primeiro modo baroclínico a partir de observações de velocidade.

3.4.3 Padrões Verticais de Variabilidade de Meso-escala

Após a descrição do perfil médio de velocidades, dedicaremos esta seção à investigação dos padrões verticais de variabilidade associada aos meandros de meso-escala da CB. Para tanto, a primeira e óbvia medida é a subtração do escoamento médio das séries correntográficas e elaboração do campo de anomalias. Exemplificamos as séries de anomalia obtidas, usando novamente os níveis de 50 m e 900 m, na Figura 3.8.

No intuito de caracterizar padrões verticais dominantes de meandramento das CB

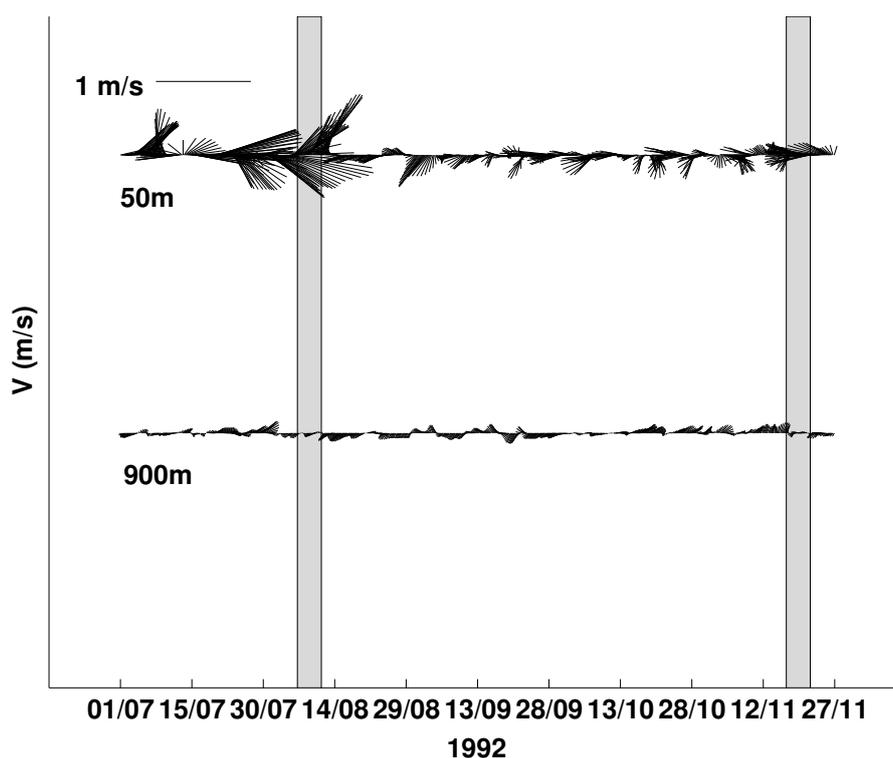


Figura 3.8: Séries temporais das anomalias de velocidade (relativamente ao escoamento médio) dos correntógrafos do Fundeio marlim a 50 m (painel superior) e 900 m (painel inferior). As barras em tom cinza indicam os períodos de amostragem dos cruzeiros hidrográficos P1 e P2.

e CCI a partir da série Marlim, realizamos a análise por Funções Ortogonais Empíricas (FOE). Várias são as formas de computação das FOE: análise individual por componentes [Emery & Thomson, 1998], análise conjunta das componentes na forma complexa [Kundu & Smith, 1976], análise das componentes ponderadas pela distância entre os níveis correntográficos [Denbo & Allen, 1984] e análise das componentes ponderadas pelas variâncias de cada série temporal do fundeio [Lippert & Briscoe, 1990]. Optamos aqui pela primeira e mais simples forma de aplicação, efetuando apenas a análise FOE na série de desvios da componente de velocidade ao longo das isóbatas, $v'(z, t)$.

Realizamos um conjunto de 1000 simulações de Monte Carlo usando séries artificiais de números aleatórios. O tamanho da matriz envolvendo estes dados sintéticos é igual ao número de observações estatisticamente independentes nas séries originais do Fundeio Marlim. Em outras palavras, usaremos o tamanho amostral *efetivo* estatisticamente para, seguindo Preisendorfer [1988], determinar as barras de erros associadas às variâncias explicadas (ou autovalores empíricos do método FOE) pelos modos FOE

das séries randômicas. Por esta comparação com as séries de Monte Carlo, apenas o primeiro modo FOE do Fundeio Marlim é estatisticamente significativo ao nível de confiança de 95%. Este modo explica 82% da variância total dos dados de velocidade das séries Marlim. Sua estrutura vertical (adimensional) está plotada no painel superior da Figura 3.9. A série da amplitude temporal (dimensional) correspondente está mostrada no painel inferior da Figura 3.9.

Repetimos com a estrutura do modo FOE, o processo de interpolação dinâmica e avaliação do conteúdo modal realizada para \bar{v} . Como discutido em *Silveira et al.* [2000a] para a Corrente Norte do Brasil, trata-se de uma comparação entre os autovetores dinâmicos $F_i(z)$ e os autovetores empíricos e discretos \mathcal{F}_i . Afinal, a decomposição por modos FOE pode ser pensada simplesmente como uma expansão similar à da Eq. 3.2, onde agora

$$v'(x_m, y_m, z, t) = \sum_{i=0}^N \mathcal{V}_i(x_m, y_m, t) \mathcal{F}_i(z), \quad (3.7)$$

onde $N = 10$, é o número de níveis correntográficos.

O que constatamos pela Figura 3.9 e inspeção da Tabela 3.5 é que a composição dinâmica da estrutura do meandro é mais rica e complexa que aquela associada ao jato CB-CCI médio. Mais importantemente, o meandro é caracterizado por uma forte atenuação ao longo do eixo vertical e não há inversão de velocidades entre CB e CCI junto ao talude. Portanto, como especulado no Capítulo 2, aqui comprovamos que a componente barotrópica é mais importante na estrutura dos meandros que na do jato básico. Os resultados revelam que 72% da estrutura vertical do modo FOE 1 é composta pelos dois primeiros modos dinâmicos, onde o primeiro modo baroclínico sozinho é responsável por apenas aproximadamente 30%. Quando os quatro primeiros modos são utilizados, o REMQ-N é de 0,09. Ou seja, 91% da estrutura vertical do modo FOE 1 é composta pelos modo barotrópico e três primeiros baroclínicos.

A questão que segue a constatação acima é: como seria a estrutura baroclínica se a componente barotrópica fosse removida? O resultado apresentado na Figura 3.10 mostra que quando removida, o perfil inverte de sinal apenas uma única vez ao longo do eixo vertical. Tal resultado é concordante com a estrutura baroclínica modelada pelo POMsec tanto para o meandro observado na Radial DEPROAS V2001 (Figura 2.8) quanto para o da Radial P1 (Figura 3.3).

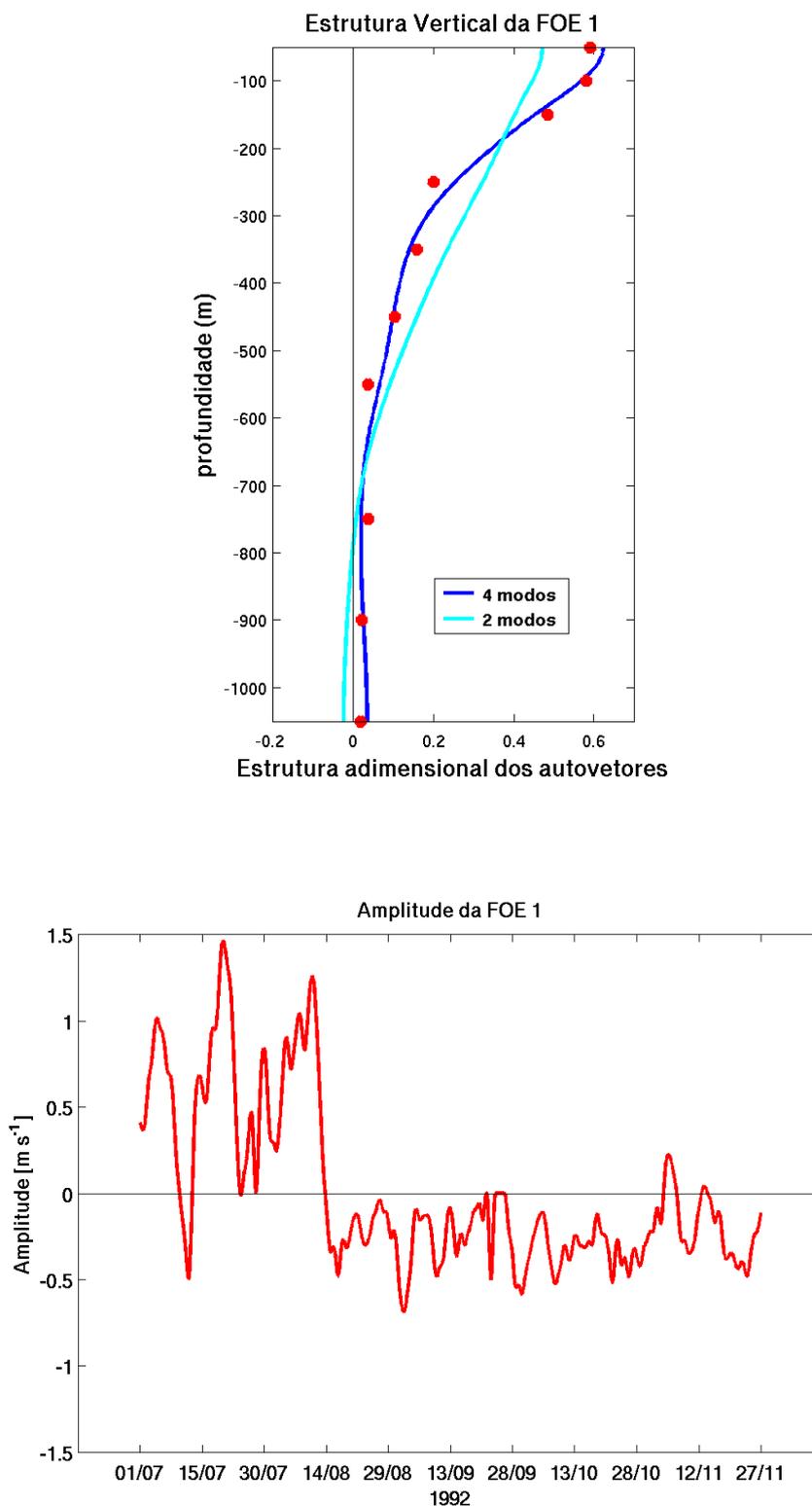


Figura 3.9: Painel superior: perfil vertical da autofunção empírica adimensional $\mathcal{F}_1(z)$, referente à $v'(x_m, y_m, z, t)$ do Fundeio Marlim. Os pontos vermelhos denotam os valores médios da série para os dez níveis correntográficos. A linha negra exibe o resultado da interpolação dinâmica considerando o uso dos quatro primeiros modos dinâmicos. A linha tracejada azul mostra o resultado da interpolação dinâmica considerando o uso de dois primeiros modos dinâmicos. Painel inferior: série de amplitude temporal dimensional $\mathcal{V}_1(x_m, y_m, t)$.

Tabela 3.5: REMQ-N para a estrutura não-dimensional do primeiro modo FOE de $v'(x_m, y_m, z, t)$ do Fundeio Marlim e a reconstituição desta através de expansão pelos modos dinâmicos.

| Modos Utilizados | REMQ-N |
|------------------|--------|
| 0 | 0,767 |
| 1 | 0,689 |
| 2 | 0,965 |
| 3 | 0,997 |
| 0-1 | 0,283 |
| 0-2 | 0,104 |
| 0-3 | 0,091 |

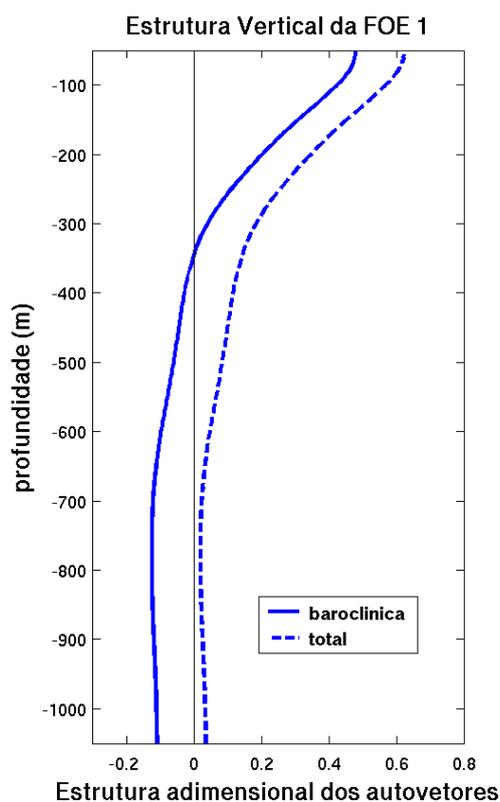


Figura 3.10: Perfil vertical da autofunção empírica adimensional $\mathcal{F}_1(z)$, referente à $v'(x_m, y_m, z, t)$ do Fundeio Marlim. A curva sólida azul representa o perfil total interpolado usando quatro primeiros modos dinâmicos. A linha tracejada azul mostra o resultado do mesmo perfil, tendo-se removido o modo barotrópico.

Por fim, cabe fazermos uma breve análise e discussão da série temporal da amplitude $\mathcal{V}_1(x_m, y_m, t)$. O padrão da série mostra um comportamento acentuadamente não-estacionário (estatisticamente), com o primeiro terço da série sendo dominado por meandramento vigoroso e muito maior variância que os outros dois terços. Apesar deste aspecto, foi calculada a função densidade espectral após a remoção de tendência linear. O método de Welch foi aplicado com janelas de extensão de cerca de 50 dias (Figura 3.11). O resultado da análise espectral sugere que a energia em escala subinercial está espalhada e não há nenhum pico significativo ao nível de 95%. Tal resultado é provável que seja consequência, como já dito anteriormente, do curto tamanho da série. Entretanto, *Lima* [1997] encontrou comportamento semelhante ao realizar análise espectral em séries de aproximadamente 365 dias de fundeios correntográficos sobre o talude intermediário em 22°S. Também devemos ressaltar que as ondas de 20-24 dias detectadas nas simulações numéricas de *Fernandes* [2001] e *Calado* [2001] não se confirmaram como dominantes no espectro de ondas de vorticidade do Sistema CB pela presente análise.

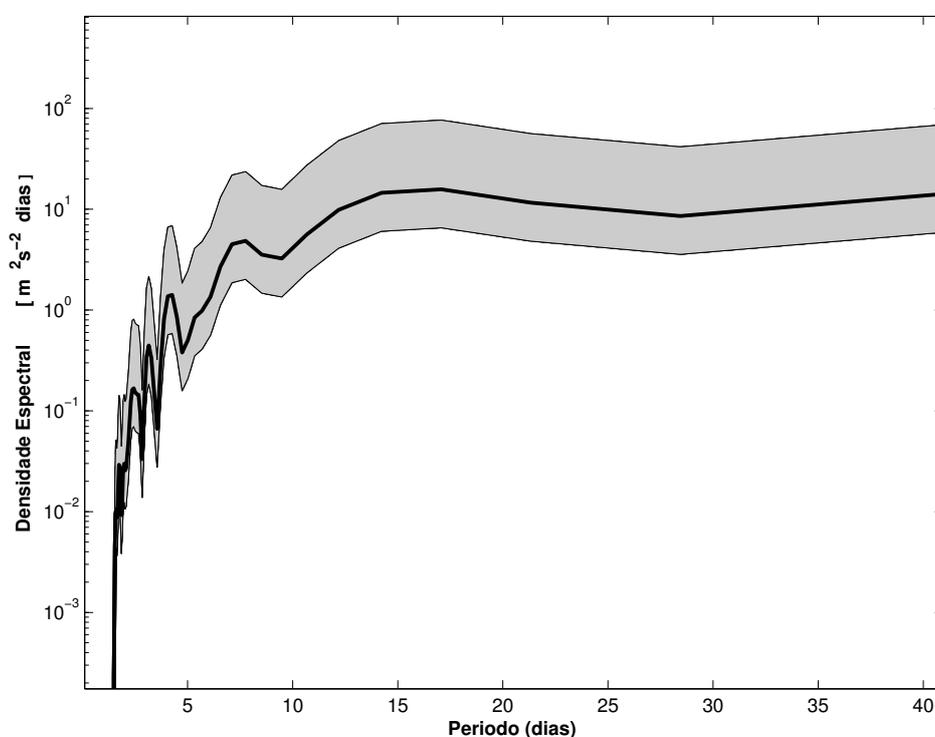


Figura 3.11: Função densidade espectral da série de amplitudes do primeiro modo FOE das anomalias de velocidade ao longo das isóbatas ($\mathcal{V}_1(x_m, y_m, t)$) do Fundeio Marlim. A área sombreada indica o intervalo de confiança ao nível de 95%.

Capítulo 4

Padrões de Variabilidade Espacial

4.1 Preâmbulo

No Capítulo 3, descrevemos a estrutura dinâmica do escoamento médio das CB e CCI e dos meandros através da análise de séries de um fundeio correntográfico no *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio* da Bacia de Campos. O método FOE revelou um padrão vertical dominante para os meandros que explicaram 82% da variância total das séries de correntes. Este padrão consistia numa estrutura com forte atenuação na vertical. As velocidades, associadas às estruturas de meso-escala, seriam muito mais intensas no domínio da CB do que no da CCI. A composição modal também revelou uma participação do modo barotrópico muito mais relevante para os meandros que aquela associada ao jato básico.

A análise espectral da série de amplitude associada ao modo FOE confirmou resultados da literatura, e apesar de sua curta extensão (apenas 152 dias), a indicação é que seja um fenômeno de banda ampla em meso-escala, com a energia espalhada por vários períodos.

Conforme a revisão descrita no Capítulo 1, é sabido que alguns destes meandros crescem e que são parte de um trem de ondas que apresenta ciclones recorrentemente formados ao largo de Cabo de São Tomé e Cabo Frio [Garfield, 1990]. Portanto, devemos buscar evidências da existência de comprimentos de onda dominantes no Sistema CB. Nesta investigação estenderemos nossa região de estudo para além dos limites do *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio* da Bacia de Campos a fim de melhor identificarmos os

eventuais padrões ondulatórios.

Neste capítulo, investigaremos então padrões de variabilidade espacial associados ao meandramento da Corrente do Brasil. O conjunto de dados, a metodologia e os resultados a serem apresentados aqui são parte constante do Projeto “Estudos da Climatologia de Meandros e Vórtices da Corrente do Brasil – VÓRTICES”, fruto da parceria entre o MC/CENPES/PETROBRAS e o IOUSP. Resultados preliminares deste estudo foram apresentados por *Schmidt et al.* [2006] e detalhados em *Silveira et al.* [2006].

4.2 O Conjunto de Imagens

Para alcançarmos o intento da investigação de padrões de variabilidade espacial do sistema de correntes de contorno, utilizaremos um conjunto de dados constituído por posições (latitude, longitude) de frentes termais da CB em superfície, digitalizadas a partir de imagens AVHRR. Este conjunto foi constituído originalmente por um total de 105 frentes entre os anos de 1993 e 2001. Parte do conjunto de imagens foi cedido por J. A. Lorenzetti (INPE) ao IOUSP (período de 1993-1998), e outra porção é pertencente ao acervo da PETROBRAS.

A digitalização das imagens termais foi conduzida por A. Sartori Neto (CENPES/PETROBRAS). Detalhes acerca da obtenção das posições da frente da CB a partir do contraste entre AT e as águas mais frias sobre a plataforma continental são encontradas em *Sartori-Neto* [2004].

Os limites geográficos abrangidos pelas frentes termais da CB se estendem de 20°S a 28°S, sendo que nem todas atingem as latitudes mais austrais. Tal limitação é decorrente da região ao largo da costa sudeste brasileira apresentar uma frequente e densa cobertura de nuvens. A Tabela 4.1 apresenta as informações acerca de cada frente termal digitalizada da CB. O diagrama-espaguete correspondente a essas frentes consiste na Figura 4.1. Devemos ressaltar que as séries de padrões espaciais da frente da CB obtidas não são sequenciais temporalmente. As Figuras 4.2, 4.3 e 4.4 repetem o diagrama da Figura 4.1, no entanto, em termos de painéis anuais. Pedimos que o leitor observe a diferença de densidade do número de frentes utilizadas em cada um dos nove anos de amostragem aqui considerados.

Adiantamos que, na análise de variabilidade espacial das frentes, necessitamos que todas detenham e cubram rigorosamente a mesma faixa latitudinal. Assim, das 105 frentes fornecidas, apenas um sub-conjunto de 51 estruturas frontais são empregadas no presente estudo. Estas frentes selecionadas, que varrem as latitudes entre 20,5°S a 25,5°S, estão marcadas em negrito na Tabela 4.1.

Tabela 4.1: Distribuição das frentes termais da Corrente do Brasil de 1993 a 2001.

| Ano | N.º total de frentes termais | Mês | N.º de frentes | Dia | Lat (min) | Lat (max) |
|------|------------------------------|----------------------------|----------------|-----------|--------------|--------------|
| 1993 | 09 | junho | 03 | 22 | 20,09 | 26,67 |
| | | | | 23 | 20,09 | 27,54 |
| | | | | 27 | 20,60 | 26,59 |
| | | julho | 03 | 06 | 20,24 | 27,95 |
| | | | | 20 | 20,86 | 27,67 |
| | | | | 21 | 20,04 | 26,83 |
| | | setembro | 02 | 06 | 20,05 | 25,55 |
| | | | | 07 | 20,05 | 25,31 |
| | | novembro | 01 | 30 | 20,07 | 25,77 |
| 1994 | 13 | junho | 05 | 12 | 22,43 | 29,92 |
| | | | | 17 | 20,36 | 26,21 |
| | | | | 18 | 20,49 | 26,47 |
| | | | | 19 | 20,40 | 24,88 |
| | | | | 27 | 20,18 | 28,82 |
| | | julho | 03 | 19 | 20,05 | 26,15 |
| | | | | 27 | 20,68 | 28,51 |
| | | | | 29 | 20,31 | 25,66 |
| | | agosto | 03 | 15 | 20,11 | 27,89 |
| | | | | 20 | 20,09 | 26,10 |
| | | | | 21 | 20,09 | 27,25 |
| | | Continua na próxima página | | | | |

Tabela 4.1 – continuação da página anterior

| Ano | N.º total de frentes termais | Mês | N.º de frentes | Dia | Lat (min) | Lat (max) |
|----------------------------|------------------------------|-----------|----------------|--------------|--------------|--------------|
| | | | | 01 | 20,02 | 26,32 |
| | | setembro | 02 | 20 | 20,33 | 25,22 |
| 1995 | 12 | janeiro | 01 | 13 | 20,05 | 24,69 |
| | | fevereiro | 01 | 25 | 20,05 | 25,33 |
| | | março | 01 | 01 | 20,04 | 26,59 |
| | | abril | 02 | 11 | 20,33 | 24,28 |
| | | | | 30 | 20,06 | 25,91 |
| | | junho | 01 | 11 | 20,33 | 24,28 |
| | | julho | 01 | 16 | 20,11 | 24,93 |
| | | agosto | 01 | 14 | 20,07 | 28,97 |
| | | setembro | 02 | 02 | 20,05 | 25,08 |
| | | | | 11 | 20,07 | 27,09 |
| | | outubro | 01 | 27 | 20,09 | 26,39 |
| novembro | 01 | 09 | 20,05 | 24,55 | | |
| 1996 | 03 | janeiro | 02 | 27 | 20,05 | 24,89 |
| | | | | 31 | 20,04 | 25,99 |
| | | maio | 01 | 30 | 20,07 | 27,12 |
| 1997 | 15 | fevereiro | 02 | 06 | 20,02 | 25,72 |
| | | | | 14 | 20,09 | 25,63 |
| | | março | 01 | 24 | 20,05 | 25,97 |
| | | abril | 04 | 14 | 20,09 | 27,56 |
| | | | | 15 | 20,04 | 26,41 |
| | | | | 25 | 20,05 | 25,59 |
| | | | | 30 | 20,04 | 26,68 |
| | | maio | 03 | 03 | 20,04 | 26,26 |
| | | | | 09 | 20,05 | 26,06 |
| 21 | 20,07 | | | 26,26 | | |
| Continua na próxima página | | | | | | |

Tabela 4.1 – continuação da página anterior

| Ano | N.º total de frentes termais | Mês | N.º de frentes | Dia | Lat (min) | Lat (max) |
|----------|------------------------------|-----------|----------------|--------------|--------------|--------------|
| 1997 | 15 | julho | 02 | 07 | 20,04 | 24,15 |
| | | | | 29 | 20,46 | 26,23 |
| | | setembro | 01 | 08 | 20,04 | 27,54 |
| | | dezembro | 02 | 22 | 20,05 | 24,84 |
| 24 | 20,05 | | | 24,33 | | |
| 1998 | 05 | janeiro | 02 | 23 | 20,13 | 26,03 |
| | | | | 29 | 20,07 | 24,86 |
| | | fevereiro | 02 | 02 | 20,11 | 25,21 |
| | | | | 03 | 20,09 | 25,17 |
| maio | 01 | 11 | 20,23 | 23,76 | | |
| 1999 | 17 | janeiro | 02 | 18 | 20,02 | 24,42 |
| | | | | 19 | 20,04 | 25,37 |
| | | março | 01 | 21 | 20,02 | 24,07 |
| | | junho | 01 | 29 | 20,00 | 24,80 |
| | | agosto | 07 | 02 | 20,02 | 24,64 |
| | | | | 10 | 20,05 | 24,55 |
| | | | | 23 | 20,01 | 24,34 |
| | | | | 24 | 20,02 | 24,42 |
| | | | | 26 | 20,03 | 23,93 |
| | | | | 26 | 20,02 | 24,24 |
| | | | | 27 | 20,02 | 23,96 |
| | | setembro | 03 | 01 | 20,03 | 24,76 |
| | | | | 02 | 20,05 | 24,48 |
| | | | | 03 | 20,03 | 25,03 |
| dezembro | 03 | 22 | 20,04 | 24,72 | | |
| | | 28 | 20,04 | 25,39 | | |
| | | 29 | 20,03 | 24,25 | | |

Continua na próxima página

Tabela 4.1 – continuação da página anterior

| Ano | N.º total de frentes termais | Mês | N.º de frentes | Dia | Lat (min) | Lat (max) | | |
|----------|------------------------------|-----------|----------------|-------|-----------|-----------|-------|-------|
| 2000 | 26 | janeiro | 01 | 14 | 20,01 | 24,46 | | |
| | | fevereiro | 02 | 28 | 20,01 | 24,47 | | |
| | | | | 28 | 20,02 | 24,83 | | |
| | | março | 02 | 01 | 20,03 | 24,95 | | |
| | | | | 24 | 20,02 | 24,90 | | |
| | | abril | 02 | 11 | 20,02 | 25,67 | | |
| | | | | 25 | 20,02 | 25,62 | | |
| | | maio | 01 | 04 | 20,03 | 25,13 | | |
| | | junho | 02 | 19 | 20,02 | 24,49 | | |
| | | junho | 02 | 28 | 20,02 | 24,39 | | |
| | | 2000 | 26 | julho | 04 | 06 | 20,02 | 24,36 |
| | | | | | | 09 | 20,01 | 24,54 |
| | | | | | | 17 | 20,02 | 24,19 |
| | | | | | | 30 | 20,02 | 24,50 |
| agosto | 03 | | | 07 | 20,03 | 24,50 | | |
| | | | | 08 | 20,03 | 24,35 | | |
| | | | | 14 | 20,01 | 24,24 | | |
| setembro | 03 | | | 20 | 20,04 | 25,09 | | |
| | | | | 22 | 20,03 | 24,91 | | |
| | | | | 29 | 20,05 | 25,09 | | |
| outubro | 05 | 17 | 20,03 | 25,27 | | | | |
| | | 18 | 20,03 | 25,58 | | | | |
| | | 22 | 20,03 | 25,03 | | | | |
| | | 23 | 20,02 | 24,51 | | | | |
| | | 25 | 20,01 | 24,03 | | | | |
| dezembro | 01 | 23 | 20,02 | 24,50 | | | | |
| | | | | 05 | 20,02 | 24,81 | | |

Continua na próxima página

Tabela 4.1 – continuação da página anterior

| Ano | N.º total de frentes termais | Mês | N.º de frentes | Dia | Lat (min) | Lat (max) |
|------|------------------------------|-----------|----------------|-----|-----------|-----------|
| 2001 | 03 | janeiro | 04 | 16 | 20,05 | 24,72 |
| | | | | 18 | 20,03 | 24,19 |
| | | | | 22 | 20,09 | 24,52 |
| | | fevereiro | 01 | 27 | 20,02 | 25,00 |

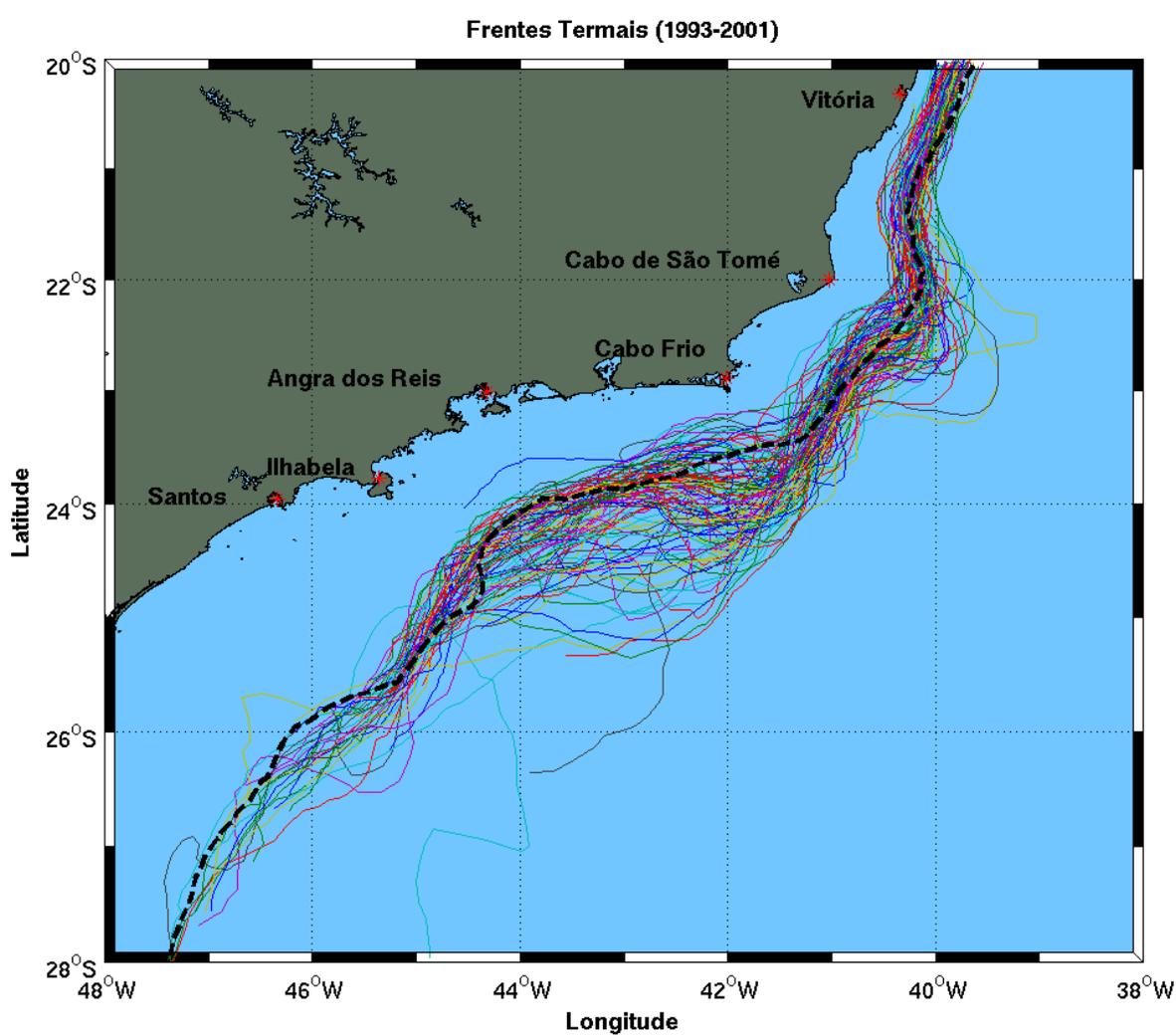


Figura 4.1: Conjunto de frentes termais da CB para o período de 1993-2001 na região sudeste brasileira. A linha tracejada representa a isóbata de 200 m. A digitalização das imagens AVHRR foi realizada por A. Sartori Neto (CENPES/PETROBRAS).

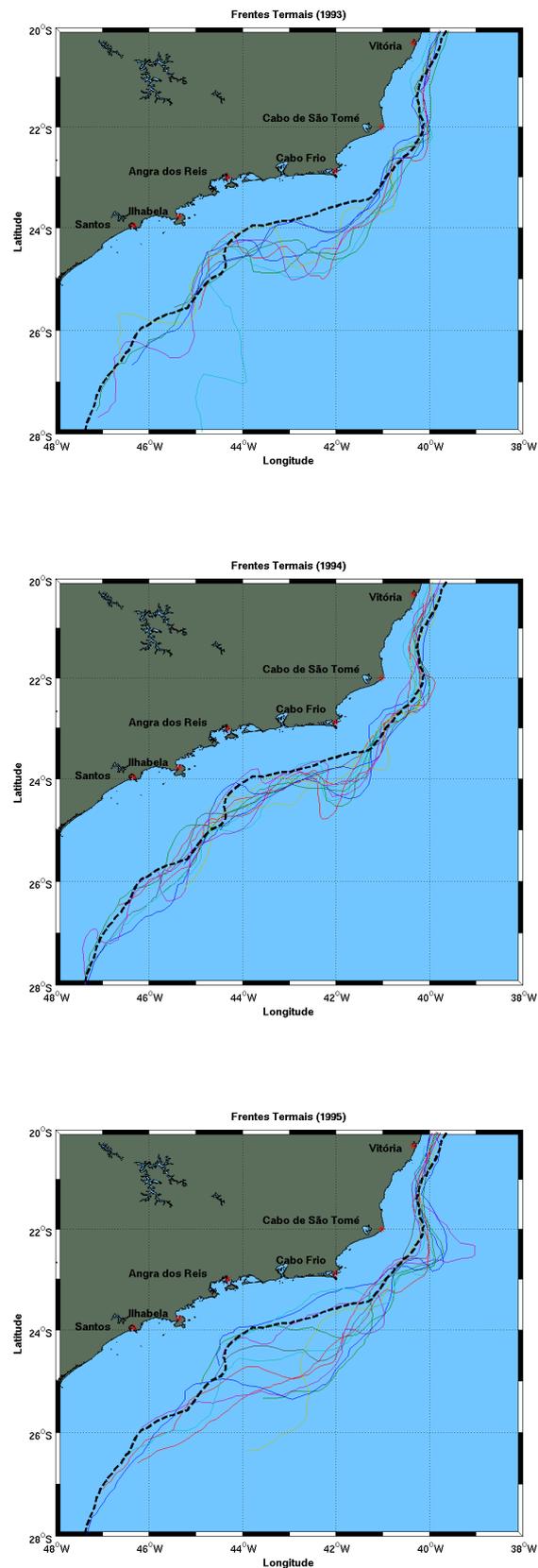


Figura 4.2: Conjunto de frentes termiais da CB para os anos 1993, 1994 e 1995 na região sudeste brasileira. A linha tracejada representa a isóbata de 200 m.

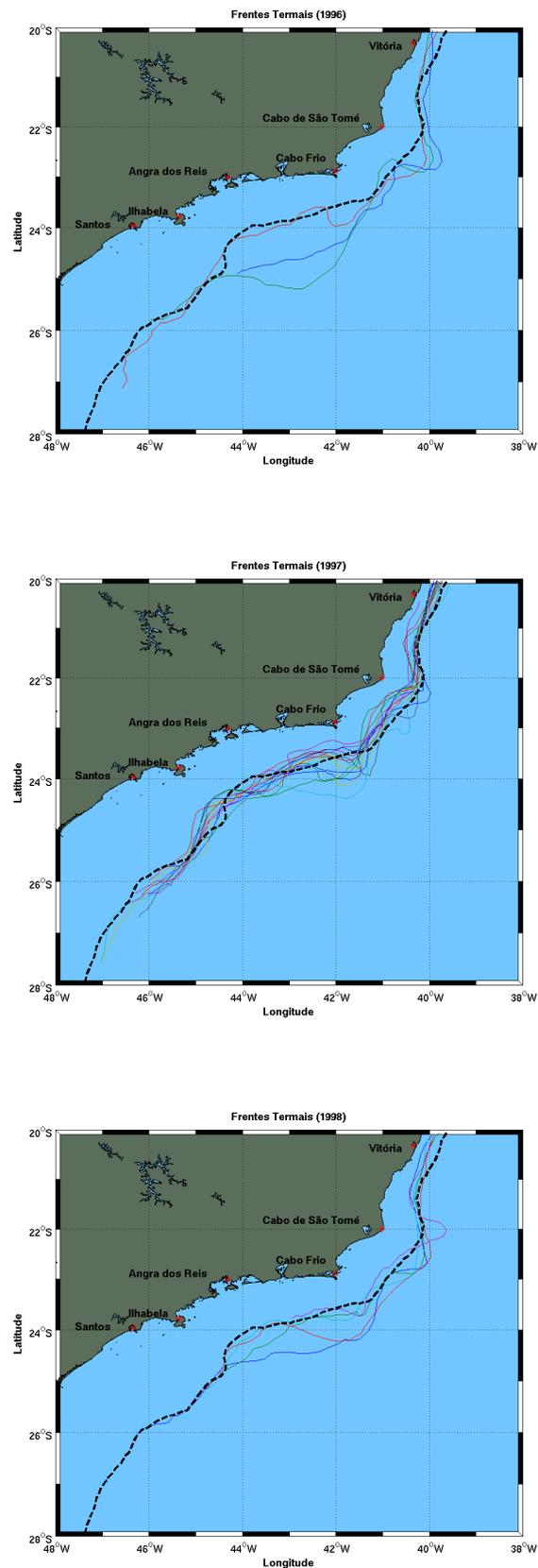


Figura 4.3: Conjunto de frentes termiais da CB para os anos 1996, 1997 e 1998 na região sudeste brasileira. A linha tracejada representa a isóbata de 200 m.

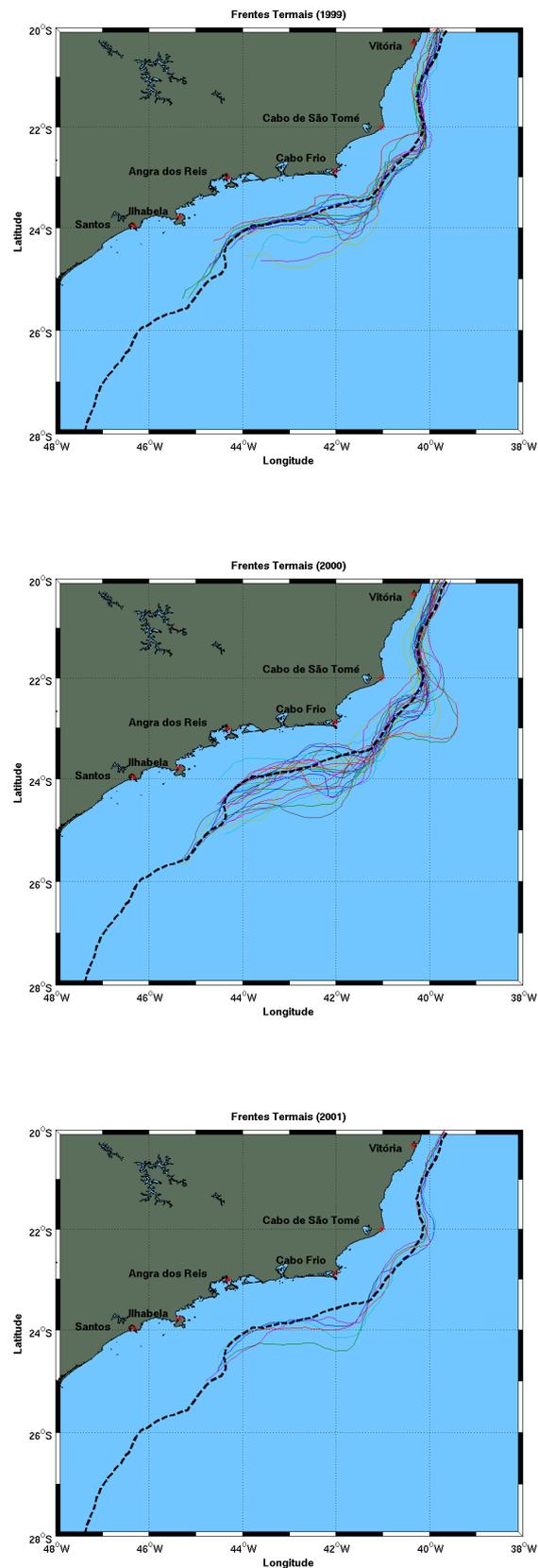


Figura 4.4: Conjunto de frentes termiais da CB para os anos 1999, 2000 e 2001 na região sudeste brasileira. A linha tracejada representa a isóbata de 200 m.

4.3 Análise de Padrões Espaciais das Frentes Termiais

A investigação dos padrões espaciais das frentes termiais consiste em uma aplicação especializada da técnica FOE, bastante distinta da que realizamos no Seção 3.4 com os dados do Fundeio Marlim. Seguiremos aqui forma análoga à aplicada por *Silveira et al.* [2000a] às séries de perfis verticais de velocidade. Independente de como aplicaremos a técnica FOE, urge que determinemos a configuração da frente termal média associada à CB a partir das 51 imagens. Afinal, a análise FOE empregará as posições dos desvios de cada uma destas frentes relativamente à sua média.

4.3.1 A Construção da Frente Termal Média e da Série de Desvios Frontais

A determinação da posição média da frente termal referente à CB ao largo da região sudeste brasileira é realizada utilizando-se adaptação da técnica de *Olson et al.* [1983], conforme descrito em *Schmidt et al.* [2006]. Tal técnica consiste em duas etapas. Na primeira etapa, adotamos a isóbata de 200 m como sistema de referência quase que “natural” para o escoamento da CB. Afinal, a localização da frente termal está relacionada com a quebra de plataforma (de profundidade média de 180 m na faixa latitudinal aqui considerada). Desta forma, interpolamos a isóbata de 200 m, utilizando um intervalo de 30 km e se estendendo de 20°30’S a 25°30’S. Cobrimos, assim, uma extensão de cerca de pouco mais de 800 km ao longo desta isóbata de referência. Para a determinação da frente média, traçamos vinte e nove retas ortogonais à isóbata de 200 m (Figura 4.5), equi-espacialmente. De posse destas retas, colecionamos as posições das frentes que as interceptam. A seguir, promediamos estas posições e obtemos uma “versão preliminar” para a frente média da CB (Figura 4.6).

Na segunda etapa, a frente termal média preliminar funcionará como nosso novo sistema de referência em substituição à isóbata de 200 m. Neste novo sistema, interpolamos a frente média a um intervalo de cerca de 10 km e construímos um conjunto de 81 retas ortogonais (Figura 4.7). Estas retas são utilizadas para coletar as novas posições das frentes termiais e obtenção de uma segunda e final posição média da frente (Figura 4.8).

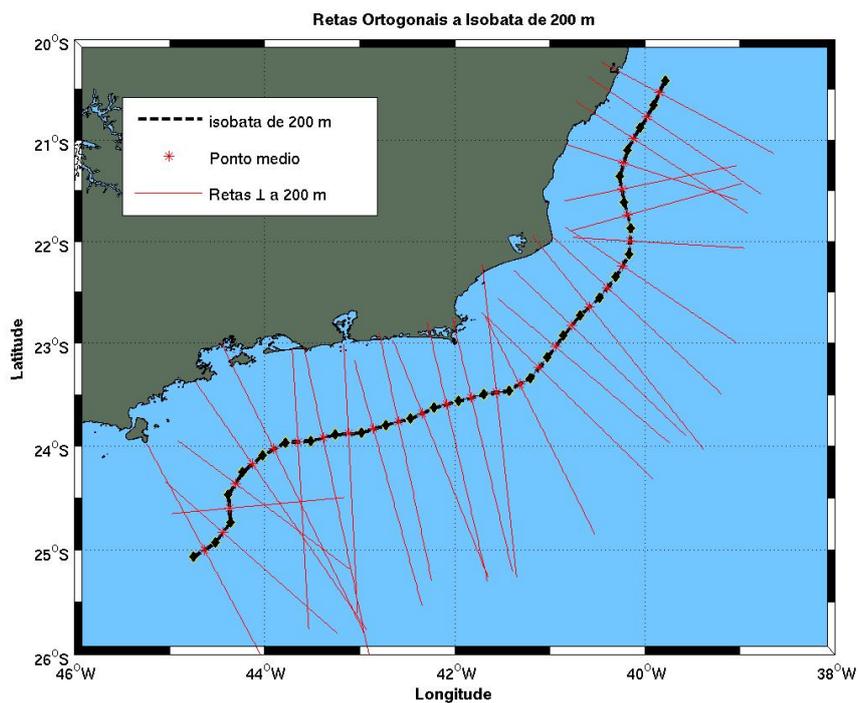


Figura 4.5: Início da primeira etapa: construção das retas ortogonais à isóbata de 200 m visando a avaliação da frente média preliminar.

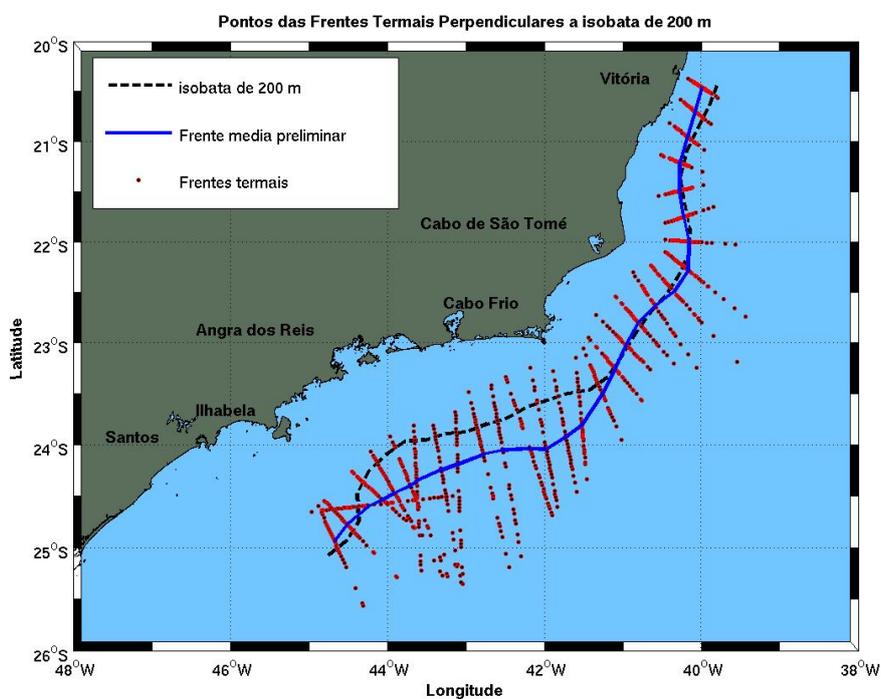


Figura 4.6: Conclusão da primeira etapa: posições das 51 frentes termiais que interceptam as retas ortogonais à isóbata de 200 m. A curva em magenta representa efetivamente a frente média preliminar.

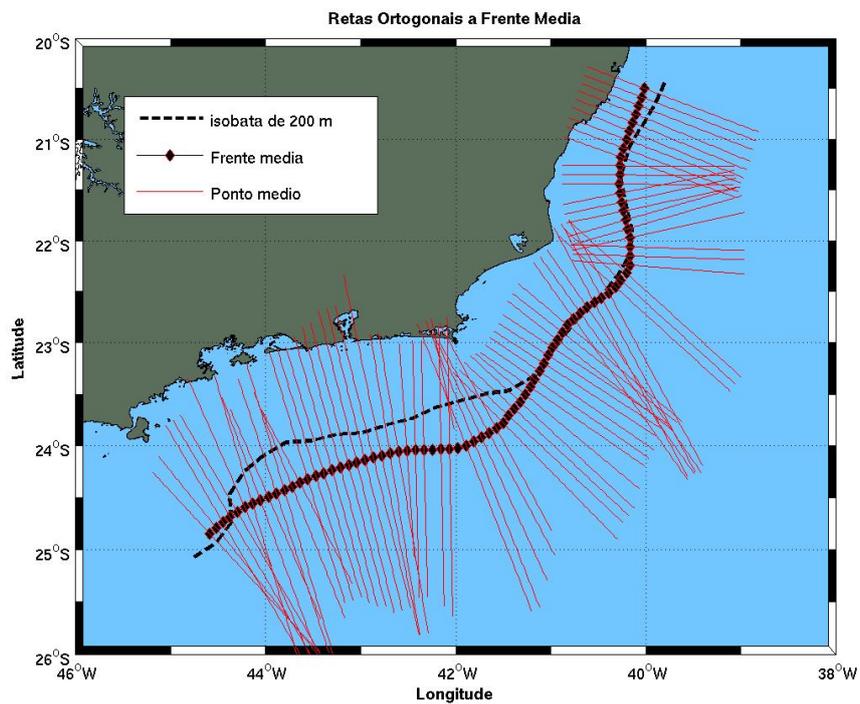


Figura 4.7: Início da segunda etapa: construção das retas ortogonais à frente média preliminar.

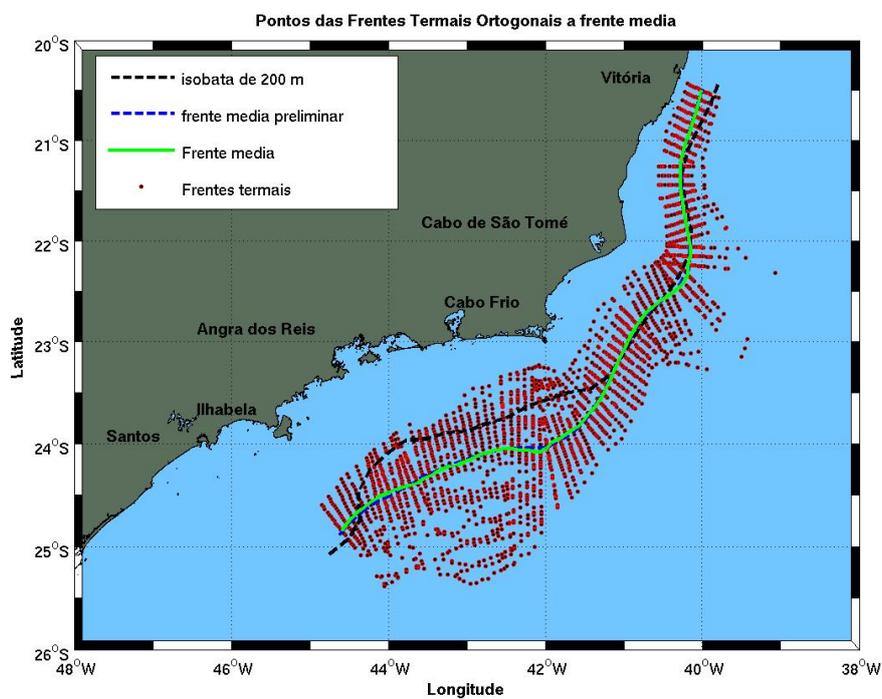


Figura 4.8: Conclusão da segunda etapa: posições das 51 frentes terminais que interceptam as retas ortogonais à frente média preliminar. A curva em verde representa efetivamente a frente média final.

O leitor deve estar se perguntando o porquê de calcular e recalculer as posições da frente média. A resposta é que este processo, de natureza iterativa, segundo *Olson et al.* [1983], permite a conservação da curvatura média da frente média real. Em outras palavras, construímos uma frente média inicialmente referenciada pela isóbata, cujas correntes de contorno tendem a seguir por argumentos de conservação de vorticidade potencial. Em seguida, refinamos este cálculo usando esta frente média preliminar para inferir uma segunda frente média relativamente à primeira. A não aplicação desta iteração pode conduzir a ambiguidades em termos da avaliação das anomalias relativamente a esta referência de acordo com *Olson et al.* [1983]. No nosso caso, a aplicação do método iterativo gerou uma segunda curva média muito mais suave do que aquela relativamente à isóbata devido à abrupta mudança de orientação da quebra de plataforma em Cabo Frio.

Como reconhecemos a limitação em tamanho do conjunto de imagens aqui usado, comparamos a frente média aqui obtida com aquela utilizada por *Garfield* [1990] (Figura 4.9). Este autor utilizou técnica semelhante àquela aqui realizada, mas dispôs de um conjunto mais extenso de imagens termais. *Garfield* [1990] analisou efetivamente 121 imagens (de um conjunto total de 405) que cobriu o período entre os anos de 1982 e 1987. Observamos na Figura 4.9 uma grande semelhança na posição de ambas particularmente entre Vitória e Cabo Frio. A partir de Cabo Frio, onde a linha de costa e isóbatas mudam de orientação, de basicamente Norte-Sul para Leste-Oeste, as duas frentes divergem sutilmente. A frente determinada por *Garfield* [1990] parece seguir mais aproximadamente a mudança de orientação da isóbatas. Já a frente calculada pelo presente trabalho, apresenta excursões oceânicas ligeiramente maiores em relação à isóbata de 200 m. A boa concordância entre a frente aqui calculada e a de *Garfield* [1990] confirma a robustez de nossos cálculos e nos habilita a investigar os desvios em relação à sua estrutura.

A série de desvios frontais é obtida pela mera subtração da posição de cada uma das 51 frentes (discretizadas nas 81 retas ortogonais) da posição da frente média. Matematicamente, podemos representar tal cálculo por

$$T'(\xi, t_j) = T(\xi, t_j) - \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N T(\xi, t_j), \quad (4.1)$$

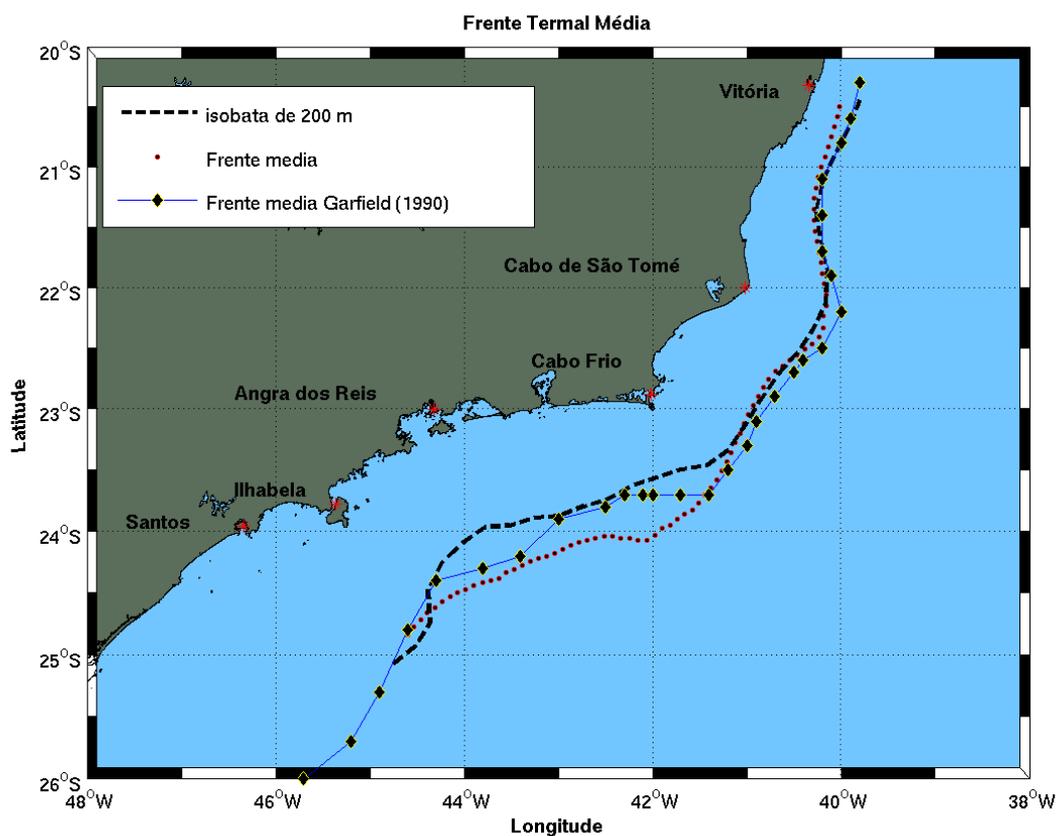


Figura 4.9: Comparação entre as frentes termiais médias deste trabalho (1993-2001) e a obtida por Garfield [1990] (1982-1987).

onde ξ representa a distância normal entre uma frente individual qualquer e a frente média, e t_j representa a data da j -ésima imagem. $N = 51$ é o número total das frentes utilizadas.

4.3.2 O Cálculo das Funções Ortogonais Empíricas

O método da FOE será aplicado analogamente à forma que *Silveira et al.* [2000a]. Consideramos a série de desvios das 51 frentes termiais no presente cálculo. A expansão em modos normais estatísticos assume a forma de

$$T'(\xi, t_j) = \sum_{n=1}^N a_n(\xi) E_n(t_j), \quad (4.2)$$

onde a_n é a amplitude espacial dimensional e $E_n(t_j)$ é a n -ésima autofunção empírica. Notemos que $n, j = 1, 2 \dots N$.

Tabela 4.2: Modos estatísticos obtidos da análise de FOE para as frentes termiais da CB.

| Modo FOE | Variância Explicada |
|---------------------------------------|---------------------|
| 1 ^o | 49 % |
| 2 ^o | 15 % |
| 3 ^o | 11 % |
| 4 ^o | 7 % |
| Soma dos quatro 1 ^{os} modos | 82 % |

Na prática, a matriz de dados será T'_{MN} onde $M = 81$ é o número de pontos destas 51 frentes discretizadas ao longo das retas ortogonais (ξ) ao eixo da frente média.

Através de 1000 simulações de Monte Carlo, realizado por meio de matrizes de valores aleatórios de dimensão $M \times N$, determinamos que apenas quatro modos FOE são estatisticamente significativos ao nível de 95%. O método de *Preisendorfer* [1988] foi aplicado para tal determinação, assim como o fizemos na Seção 3.4. Os resultados da aplicação do método estão apresentados na Figura 4.10. Os círculos azuis denotam a variância explicada pelos modos FOE das frentes termiais. Já os losangos vermelhos correspondem à media da variância explicada pelas 1000 simulações de Monte Carlo para cada modo FOE. A barra de erro é de cerca 0,5% e foi omitida do gráfico.

Os valores numéricos da Figura 4.10 são listados na Tabela 4.2. Observamos que os quatro primeiros modos FOE explicam 82% da variância total dos dados. A Figura 4.11 mostra o resultado para as quatro funções amplitude a_n associadas aos quatro modos estatisticamente significativos ($n = 1, \dots, 4$).

Mesmo sem a ponderação pelas autofunções, é ilustrativo plotar as funções amplitudes para os quatro modos sobre área de estudo (no espaço horizontal em termos de latitude e longitude). Como podemos observar, tanto pela Figura 4.11 como pelas Figuras 4.12, 4.13, 4.14 e 4.15, as funções amplitude dos terceiro (11% da variância total) e quarto modos (7% da variância total) exibem inequivocamente padrões ondulatórios. O primeiro modo (49% da variância total) também aparenta ter tal comportamento espacial, apesar de maior comprimento de onda relativamente à extensão da área.

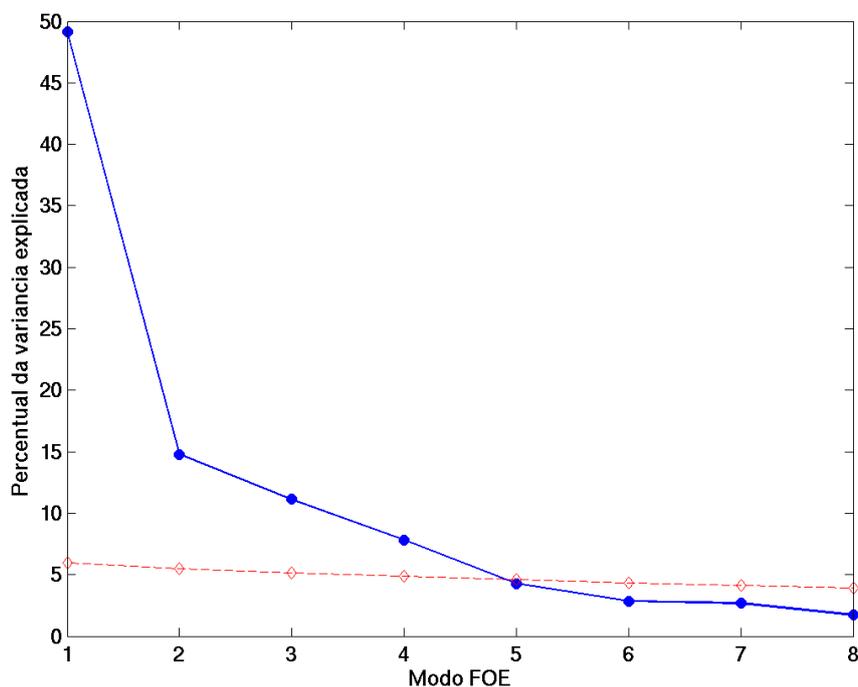


Figura 4.10: Percentual de variância explicada pelos modos FOE das frentes termais (círculos azuis) e a correspondente média para as 1000 simulações de Monte Carlo (losangos vermelhos).

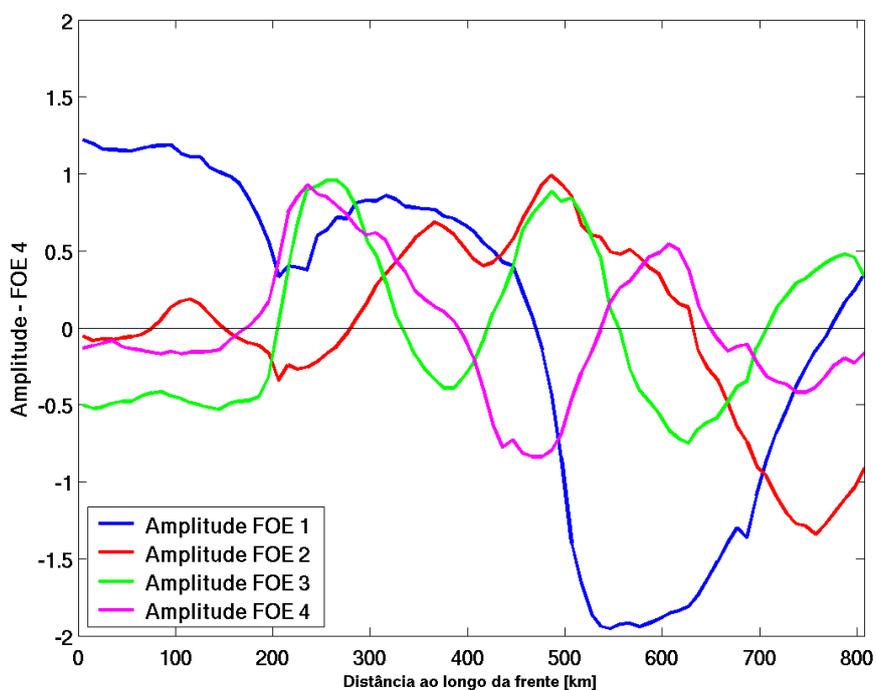


Figura 4.11: Amplitudes dos quatro primeiros modos FOE no espaço das distâncias ao longo da frente termal média. A origem das abscissas no gráfico se encontra no extremo norte da frente média.

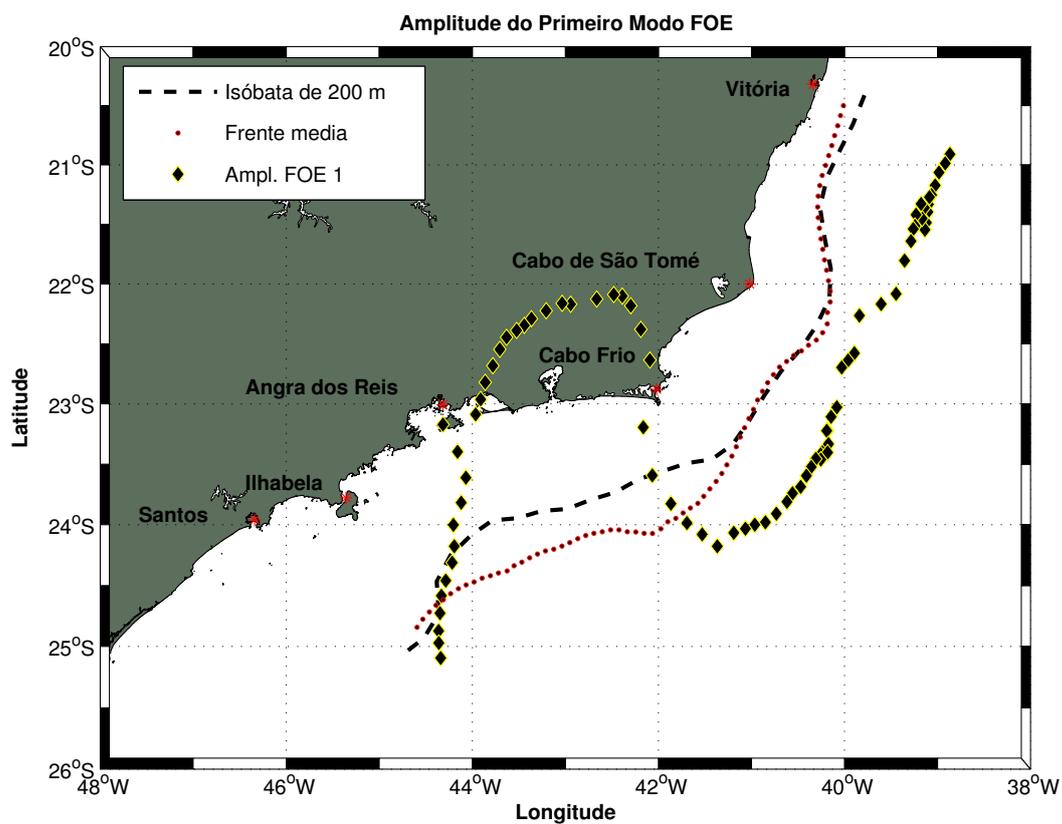


Figura 4.12: Função amplitude do primeiro modo FOE (a_1).

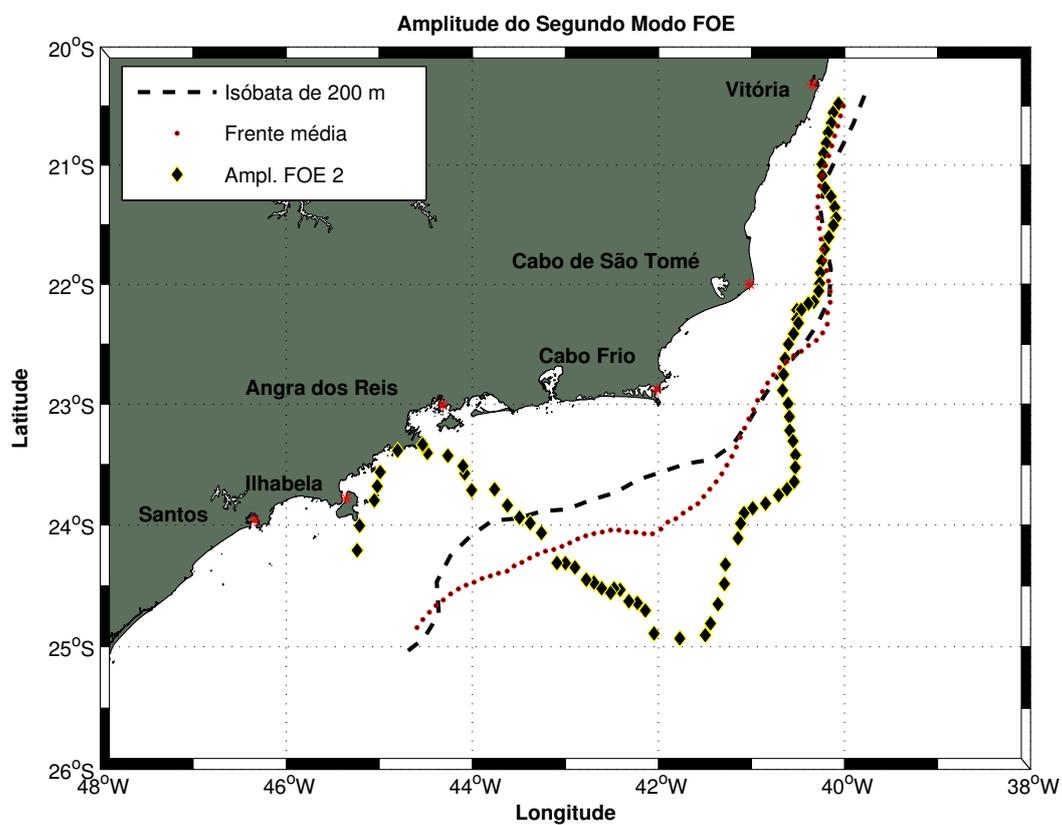


Figura 4.13: Função amplitude do segundo modo FOE (a_2).

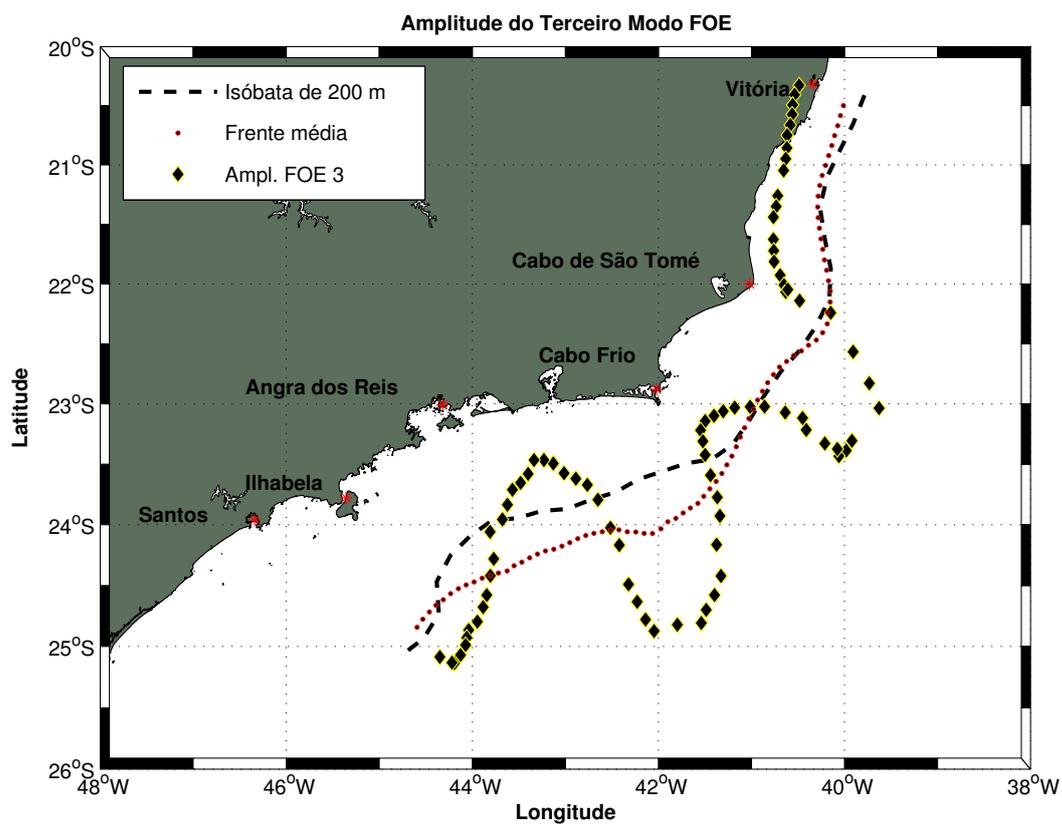


Figura 4.14: Função amplitude do terceiro modo FOE (a_3).

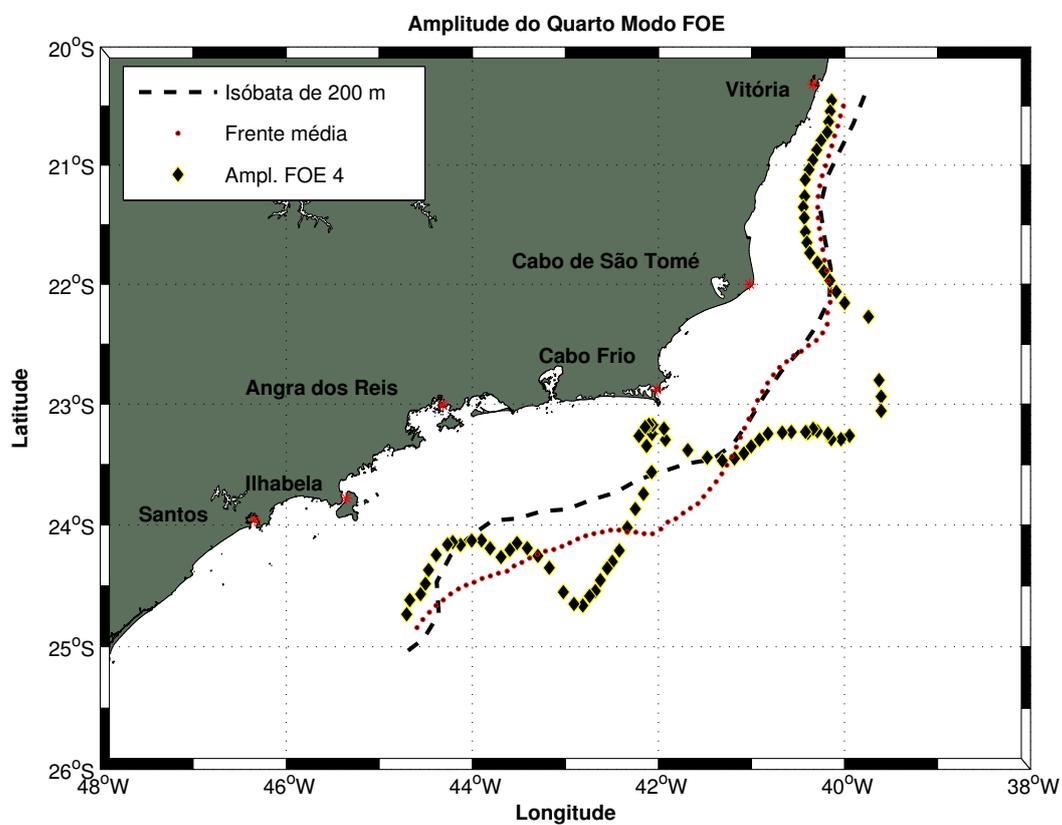


Figura 4.15: Função amplitude do quarto modo FOE (a_4).

Tabela 4.3: Ajuste senoidal para as amplitudes dos modos FOE das frentes termiais e os correspondentes coeficientes de correlação (CC)

| Modos Estatísticos Espaciais | | |
|------------------------------|---------------------|------|
| Modo FOE | Compr. de Onda (km) | CC |
| 1 ^o | 520 | 0,38 |
| 2 ^o | 685 | 0,73 |
| 3 ^o | 266 | 0,79 |
| 4 ^o | 338 | 0,81 |

Conduzimos ajustes de mínimos quadrados de formas senoidais nas amplitudes FOE recursivamente. Utilizamos aqui o CC como parâmetro estatístico de mérito para efetuar um “ajuste ótimo” a partir de um valor inicial escolhido arbitrariamente. Os comprimentos de onda obtidos e os correspondentes CC são os resultados constantes da Tabela 4.3. A aplicação dos ajustes para as quatro amplitudes dos modos FOE está mostrada na Figura 4.16.

Observamos que os comprimentos de onda para o terceiro (266 km) e quarto modos (385 km) se encontram dentro da faixa dos comprimentos mencionados na literatura por estimativas quantitativas, qualitativas e estudos numéricos de processos. *Sartori-Neto* [2004] utilizou o mesmo conjunto de dados, mas abordou o problema de forma bastante distinta da aqui apresentada. O autor realizou análise espectral em cada estrutura das frentes digitalizadas individualmente. Encontrou picos significantes (ao nível de 95%) na faixa de 300-400 km. Já *Godoi* [2005] estimou, de forma qualitativa, a partir de seus mapas de função de corrente geostrófica, comprimentos de cerca de 200-300 km. As simulações numéricas de *Fernandes* [2001] e *Calado* [2001] produziram ondas predominantemente de comprimento de cerca de 200-400 km. É interessante que ressaltamos que tanto nas simulações de *Fernandes* [2001] e *Calado* [2001] como no estudo observacional de *Godoi* [2005], as ondas estavam associadas a meandros de amplitude finita e com potencial para crescimento. A pergunta que surge e que tentaremos responder no Capítulo 5 é: seriam os modos 3 e 4, que respondem por apenas 20% da variância total dos dados, aqueles associados às ondas baroclinicamente instáveis?

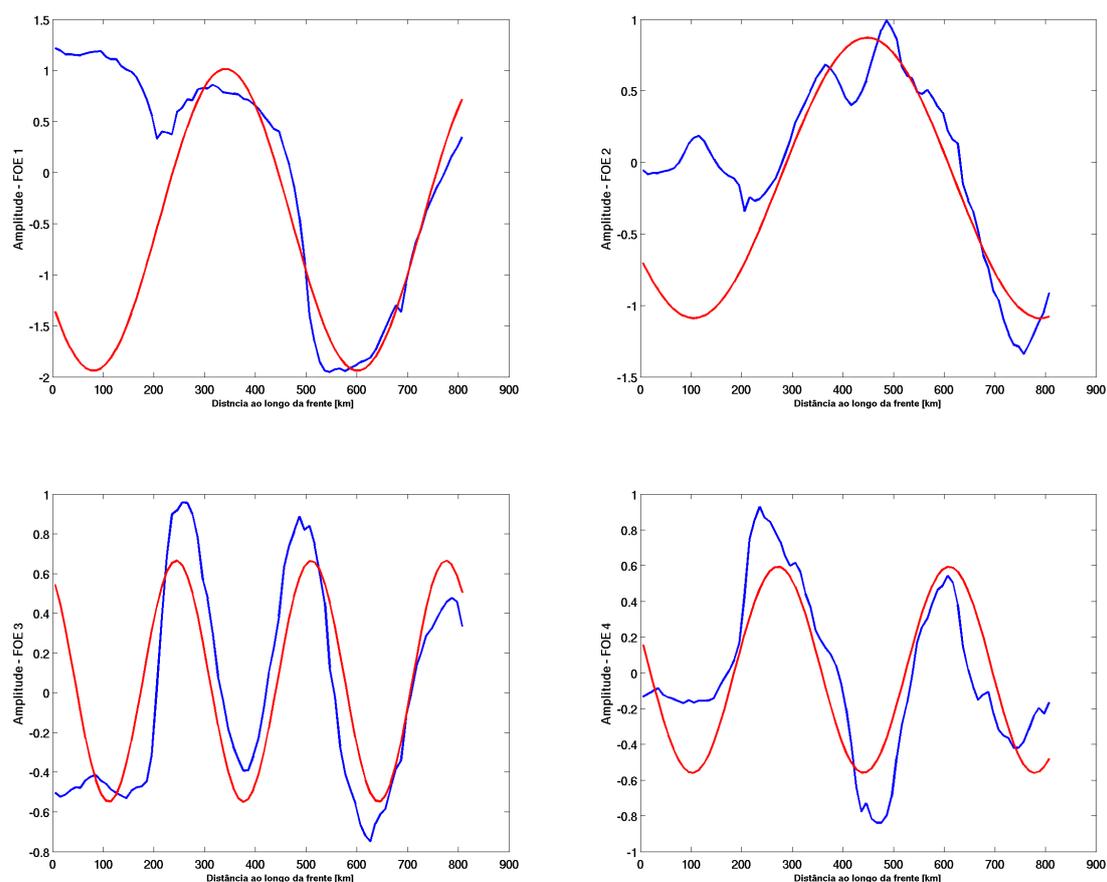


Figura 4.16: Ajuste senoidal de mínimos quadrados nas amplitudes do primeiro (painel superior esquerdo), segundo (painel superior direito), terceiro (painel inferior esquerdo) e quarto (painel inferior direito) modos FOE. A origem das abscissas no gráfico se encontra no extremo norte da frente média.

O ajuste senoidal no primeiro modo, que sozinho explica metade da variância dos dados, deve ser encarado com cautela visto que não resolvemos ao longo da extensão da frente média (cerca de 820 km) sequer dois comprimentos de onda completos (no caso, 1370 km). O valor para o CC apresentado é marginalmente significativo ao nível de 95%. Notamos que a concordância entre o padrão senoidal e a_1 só é razoável ao sul de 200 km ao longo da frente.

Para o segundo modo, que explica 15% da variância total dos dados, o ajuste consistiu apenas em um exercício sob a hipótese de considerar todas as amplitude FOE como padrões meandantes associados a onda de Rossby. Sob esta hipótese, tratar-se-ia de uma onda de vorticidade bem mais longa, de quase 700 km, e cuja área de investigação presente cobre apenas 1,2 comprimentos de onda.

Capítulo 5

Análise de Instabilidade Baroclínica

5.1 Preâmbulo

No Capítulo 4, avaliamos uma série de imagens AVHRR descontínuas e mostramos, através de análise FOE, que padrões ondulatórios espaciais foram encontrados na faixa das ondas de meso-escala. Em particular, as ondas de 266 km e 338 km se aproximam dos padrões com ocorrência-recorrência de meandros de amplitude finita em Cabo de São Tomé e Cabo Frio.

Os resultados das simulações numéricas de *Calado* [2001] mostraram que o crescimento dos meandros da CB só ocorrem quando a estrutura da CCI foi incluída na configuração do escoamento médio. Estes meandros, que nascem com pequena amplitude, crescem exponencialmente. São raras as observações que permitem avaliar tal crescimento. Na Figura 5.1, novamente usamos imagens AVHRR e o contraste entre AT e as águas sobre a plataforma, com influência costeira, para rastrear este crescimento via frente termal da CB. Nesta série de três imagens, observamos o crescimento do meandro ciclônico de Cabo Frio, cuja amplitude praticamente dobra de tamanho entre os dias 12 e 26 de abril de 2002. Isso corresponderia a uma taxa de crescimento de aproximadamente $0,05 \text{ dias}^{-1}$.

Tal processo de crescimento de meandros sugere a ocorrência de um fenômeno de instabilidade hidrodinâmica, que pode ser explicado por teoria linear, pelo menos numa primeira abordagem. A instabilidade hidrodinâmica, em questão, é a instabilidade de cisalhamento vertical ou instabilidade baroclínica.

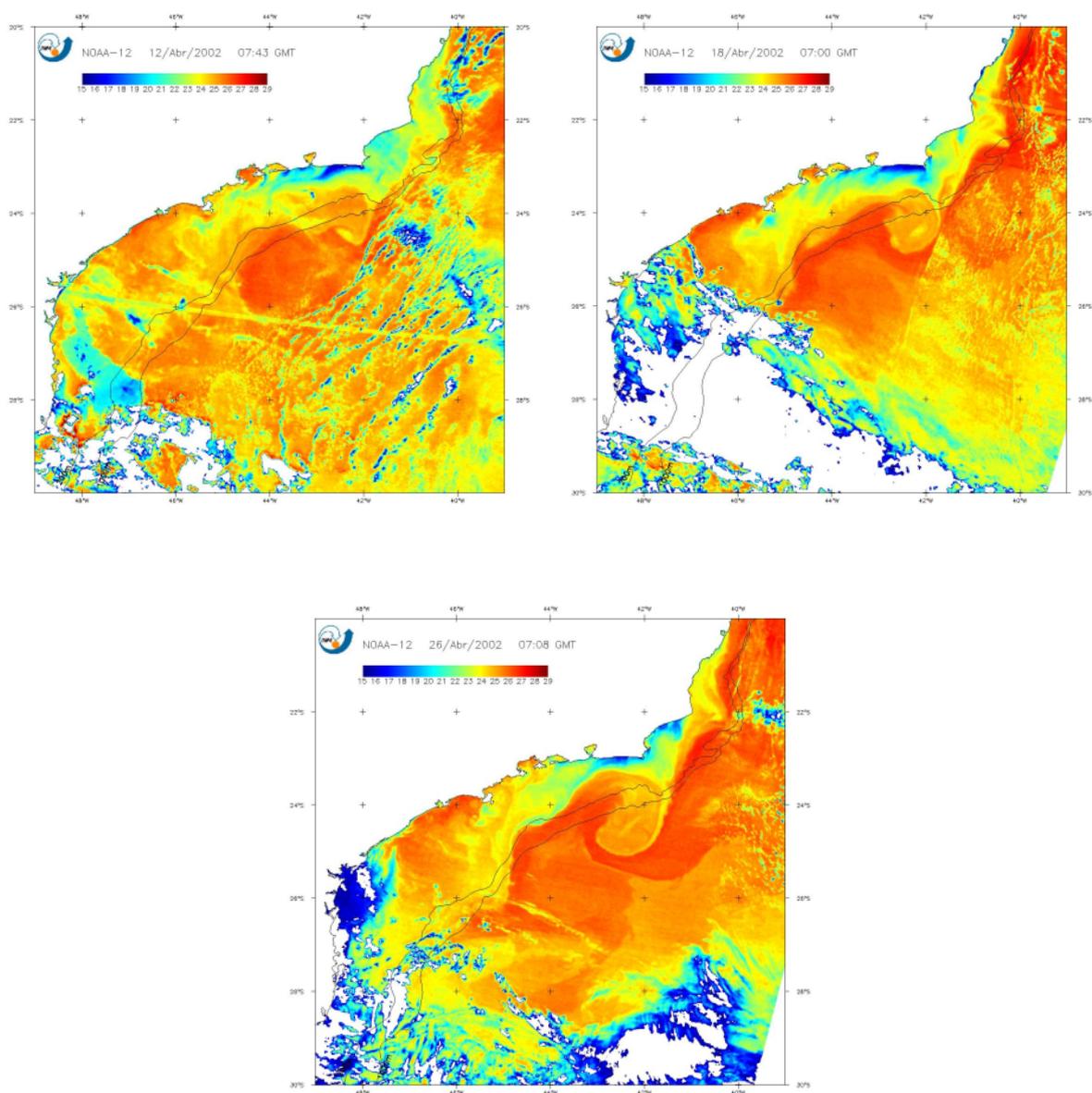


Figura 5.1: Imagens AVHRR da área oceânica adjacente ao sudeste brasileiro: dia 12/04/2002 (superior esquerdo), dia 18/04/2002 (superior direito) e dia 26/04/2002 (inferior). Cortesia de J. A. Lorenzetti (INPE).

Neste capítulo, devotamos atenção a justamente tentar relacionar a ocorrência destas ondas instáveis com seu potencial de crescimento. Mais particularmente, vamos reunir conceitos teóricos, através da formulação de um modelo linear de instabilidade, com as observações processadas e apresentadas ao longo do corpo desta tese (principalmente o conteúdo dos Capítulos 3 e 4). Tal modelo é baseado no trabalho de *Johns* [1988] para a Corrente do Golfo. De arcabouço quase-geostrófico, o modelo é essencialmente calcado na estrutura vertical unidimensional das quantidades hidrodinâmicas e adaptado a um jato cujo gradiente de vorticidade potencial é dominado pela vorticidade de estiramento. A extensão do *Setor Cabo de São Tomé–Cabo Frio* da Bacia de Campos nos permite a aproximação do plano f em contraponto ao plano β usado no artigo original de *Johns* [1988].

Conduzimos o cálculo das propriedades de estabilidade linear do jato CB-CCI através do uso dos perfis verticais N^2 da Radial Marlim e de \bar{v} do Fundeio Marlim, que servem de entrada para o modelo. No entanto, antes da aplicação específica ao caso do Sistema CB, apresentamos e discutimos estudos com a implementação do modelo com perfis idealizados. Estes são úteis tanto como testes de sensibilidade para o modelo, quanto para identificação dos possíveis tipos de instabilidade baroclínica envolvido no processo de crescimento dos meandros.

O modelo analítico, as análises e as interpretações constantes deste capítulo se constituem no detalhamento e extensão dos trabalhos de *Silveira et al.* [2003] e *Silveira et al.* [2006].

5.2 O Modelo de Instabilidade Baroclínica

5.2.1 A Formulação do Modelo

Consideremos uma porção da superfície da Terra, com as dimensões da área de nosso estudo, a qual pode ser aproximada por um plano girando com velocidade angular constante $\frac{f}{2}$ – o chamado plano “ f ”. Elaboramos a seguir um modelo para o estudo das propriedades de instabilidade baroclínica em um escoamento médio que flui ao longo das isóbatas do talude continental quase-geostrófico. Consideramos, portanto, os eixos x (normal à batimetria) e y (paralelo à batimetria) como exibidos na

Figura 3.4. Para facilitar a manipulação das equações a serem apresentadas a seguir, deslocaremos a origem do eixo vertical para o fundo. Ou seja, para o modelo aqui proposto, $z = 0$ está junto ao assoalho oceânico e $z = H$ está em superfície.

A topografia é caracterizada por variações quase-geostróficas, o que nos leva reescrever a Eq. 3.1, como

$$H(x) = H_0 + h(x) \quad (5.1)$$

ou seja, $h(x) = Ro * b(x)$. Dada a inclinação do talude continental, $h(x)$ decresce à medida que os valores de x aumentam.

O modelo é baseado na conservação da vorticidade potencial, dada por

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} = 0 \quad (5.2)$$

onde q é a vorticidade potencial quase-geostrófica, v , como no Capítulo 3, a velocidade paralela às isóbatas e u , a velocidade normal à isóbatas.

Assumindo um escoamento horizontalmente não-divergente, definimos a função geostrófica ψ por

$$\vec{v} = u\vec{i} + v\vec{j} = \vec{k} \times \nabla\psi, \quad (5.3)$$

e reescrevemos a Eq. 5.2 como

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + J(\psi, q) = 0. \quad (5.4)$$

Utilizando o método das perturbações, definimos quantidades médias (temporalmente) e seus desvios (perturbações) para as seguintes variáveis:

$$\psi = \bar{\psi}(x, z) + \psi'(x, y, z, t), \quad (5.5)$$

$$v = \bar{v}(z) + v'(x, y, z, t), \quad (5.6)$$

$$u = u'(x, y, z, t), \quad (5.7)$$

$$q = \bar{q}(x, z) + q'(x, y, z, t), \quad (5.8)$$

as quantidades \bar{v} , $\bar{\psi}$ e \bar{q} são então associadas ao escoamento médio, que se dá unicamente ao longo das isóbatas, enquanto ψ' , v' , u' e q' representam as quantidades perturbadas. Também assumiremos que os campos básicos são invariantes em y e que $\bar{\psi}$ é função linear de x .

Substituindo-se as igualdades acima na Eq 5.4, chegamos a :

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q'}{\partial t} + u' \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial x} + \frac{\partial q'}{\partial x} \right) + \bar{v} \left(\frac{\partial q'}{\partial y} \right) + v' \left(\frac{\partial q'}{\partial y} \right) = 0. \quad (5.9)$$

Linearizamos, então, a Eq. 5.9 e obtemos:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} \right) q' + u' \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} = 0; \quad (5.10)$$

tal que \bar{q} e q' , são dadas por

$$\bar{q} = \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial z}, \quad (5.11)$$

e

$$q' = \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \psi'}{\partial z} + \nabla^2 \psi' \quad (5.12)$$

onde f , como nos capítulos anteriores, representa o valor do parâmetro de Coriolis médio na região, e N^2 é a frequência de estratificação.

As Eqs. 5.11 e 5.12 são conhecidas como relações de inversibilidade, pois conhecendo ψ , obtemos q e vice-versa [Flierl, 1978; Silveira et al., 1999]. Com estas relações, a Eq. 5.10 é reescrita na forma

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} \right) \left(\nabla^2 \psi' + \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \psi'}{\partial z} \right) + u' \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} = 0. \quad (5.13)$$

As condições de contorno exigem que tenhamos velocidade vertical nula nos limites superior e inferior do oceano, isto é, $w = 0$ em $z = 0, H$.

No entanto, é necessário relacionar w com as quantidades quase-geostróficas, principalmente, em termos de ψ . Flierl [1978] sugeriu evocar a aproximação das espessuras, na qual os desvios relacionados a uma superfície isopical (η_ρ) são pequenos se comparados à sua profundidade hidrostática de repouso. Usando esta aproximação na equação hidrostática, podemos escrever que

$$\eta_\rho = -\frac{f}{N^2} \frac{\partial \psi}{\partial z}. \quad (5.14)$$

Assumindo conservação de densidade, as isopicalas se tornam superfícies materiais, e portanto,

$$w = \frac{d\eta_\rho}{dt}. \quad (5.15)$$

Flierl [1978] demonstrou que num modelo quase-geostrófico de um oceano continuamente estratificado, a superfície é coincidente com uma isopical pela aproximação

das espessuras. Ou seja, não é possível que uma isopicnal intercepte a superfície livre por violar a aproximação (iii) apresentada no Capítulo 3. Com isso, a Eq 5.15 pode ser aplicada na condição de contorno de superfície.

Combinando as Eqs. 5.15- 5.14 e utilizando a condição $w(H) = 0$ chegamos a

$$\frac{d}{dt} \frac{\partial \psi}{\partial z} = 0 \quad \text{para } z = H. \quad (5.16)$$

Utilizando a definição de ψ (Eq.5.3) na Eq. 5.16 e linearizando a equação resultante, obtemos

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} \right) \frac{\partial \psi'}{\partial z} = \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \frac{\partial \psi'}{\partial y} \quad \text{para } z = H_0. \quad (5.17)$$

Para a condição de contorno de fundo, podemos escrever que

$$w = \frac{dh}{dt} = 0. \quad (5.18)$$

Linearizando Eq. 5.18 analogamente à condição de superfície, chegamos a

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} \right) \frac{\partial \psi'}{\partial z} - \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \frac{\partial \psi'}{\partial y} = - \frac{\partial \psi'}{\partial y} \frac{\partial h}{\partial x} \frac{N^2}{f} \quad \text{para } z = 0. \quad (5.19)$$

e rearranjando os termos,

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} \right) \frac{\partial \psi'}{\partial z} = \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \left(1 - \frac{\partial h^*}{\partial x} \right) \frac{\partial \psi'}{\partial y} \quad \text{para } z = 0, \quad (5.20)$$

onde $\frac{\partial h^*}{\partial x} = N^2 \frac{\partial h}{\partial x} / f \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$ é a razão entre inclinação do assoalho oceânico e àquela das isopicnais junto ao fundo.

Por fim, devemos também impor a condição de contorno lateral para fechar o problema de instabilidade. Tal condição de contorno se destina a confinar as perturbações em uma região delimitada por um canal de largura $2L$. O crescimento das perturbações fica, portanto, confinado em $x = \pm L$. Tal suposição implica que não há escoamento normal aos limites laterais do canal, ou seja,

$$\frac{\partial \psi'}{\partial y} = 0 \quad \text{em } x = \pm L. \quad (5.21)$$

O sistema de equações a ser resolvido consiste, então, nas Eqs. 5.13, 5.17, 5.20 e 5.21. Para isto devemos notar que as quantidades associadas aos campos básicos \bar{v} , N^2 e

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \quad (5.22)$$

dependem apenas da coordenada vertical z .

A resolução deste sistema requer a escolha de soluções ondulatórias, que sejam periódicas em y e confinadas na região $x = \pm L$. Seguindo *Johns* [1988], escolhemos

$$\psi'(x, y, z, t) = \Psi(z) \cos\left(\frac{\pi x}{2L}\right) e^{-ik(y-ct)}. \quad (5.23)$$

onde $\Psi(z)$ é a amplitude da perturbação e c é a velocidade de fase das ondas.

Substituindo a solução proposta (Eq. 5.23) na Eq. 5.13, temos

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y}\right) \left[-\psi' \left(\frac{\pi}{2L}\right)^2 - k^2 \psi' + \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \psi'}{\partial z}\right] + ik\psi' \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} = 0. \quad (5.24)$$

Com a derivação em t e y , obtemos

$$\left[\left(\frac{\pi}{2L}\right)^2 (c - \bar{v}) + k^2(c - \bar{v}) - (c - \bar{v}) \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial}{\partial z}\right] \Psi - \Psi \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} = 0. \quad (5.25)$$

Dividindo Eq. 5.25 por $(c - \bar{v})$ chegamos a

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \Psi}{\partial z}\right) - \left[k^2 + \frac{\pi^2}{4L^2} + \frac{1}{(\bar{v} - c)} \frac{\partial \bar{q}}{\partial x}\right] \Psi = 0. \quad (5.26)$$

Com procedimento similar, substituímos a Eq. 5.23 nas condições de contorno Eqs. 5.17 e 5.20,

$$(\bar{v} - c) \frac{\partial \Psi}{\partial z} = \Psi \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \quad em \quad z = H_0; \quad (5.27)$$

$$(\bar{v} - c) \frac{\partial \Psi}{\partial z} = \left(1 - \frac{\partial h^*}{\partial x}\right) \Psi \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \quad em \quad z = 0. \quad (5.28)$$

O conjunto de Eqs. 5.26-5.28 é resolvido numericamente usando como entrada perfis verticais de \bar{v} e N^2 . Trata-se de um problema de autovalores, por onde estimaremos velocidades de fase e taxas de crescimento das ondas instáveis, bem como o cálculo dos autovetores $\Psi(z)$ em forma não-dimensional. Estes autovetores (modos normais) nos fornecem a estrutura vertical das ondas instáveis.

5.2.2 Condições Necessárias para Instabilidade

A equação para análise das condições necessárias, mas não suficientes para a ocorrência de instabilidade baroclínica, pode ser obtida pela multiplicação da Eq.5.26 pelo complexo conjugado Ψ^* :

$$\left(\frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \Psi}{\partial z}\right) \Psi^* - \left[k^2 + \frac{\pi^2}{4L^2} + \frac{1}{(\bar{v} - c)} \frac{\partial \bar{q}}{\partial x}\right] \Psi^2 = 0. \quad (5.29)$$

Integrando a Eq. 5.29 entre a superfície e o fundo, retendo apenas os termos complexos, obtemos

$$\underbrace{\int_0^{H_0} \left(\frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) \Psi^* dz}_a - \underbrace{\int_0^{H_0} \frac{1}{(\bar{v} - c)} \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} \Psi^2 dz}_b = 0, \quad (5.30)$$

Ao Integrar por partes o primeiro termo (a), chegamos em

$$\int_0^{H_0} \left(\frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) \Psi^* dz = \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \Psi}{\partial z} \Psi^* \Big|_0^{H_0} - \int_0^{H_0} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \Psi}{\partial z} \frac{\partial \Psi^*}{\partial z} dz. \quad (5.31)$$

Podemos perceber facilmente que o termo sob a operação de integração, à direita do segundo membro da igualdade, é real. Portanto, iremos preservar apenas o primeiro termo, avaliando-o em seus extremos pelas condições de contorno Eqs. 5.27 e 5.28. Assim,

$$\frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \Psi}{\partial z} \Psi^* \Big|_0^{H_0} = \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \Psi \Psi^* - \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \left(1 - \frac{\partial h^*}{\partial x} \right) \Psi \Psi^*, \quad (5.32)$$

expressão esta que pode ser reescrita na forma de

$$\left(\underbrace{\bar{v}}_{real} + \underbrace{c}_{c_r + ic_i} \right) \frac{f^2}{N^2} \left[\frac{\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \Psi^2}{|\bar{v} - c|^2} - \frac{\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \left(1 - \frac{\partial h^*}{\partial x} \right) \Psi^2}{|\bar{v} - c|^2} \right]. \quad (5.33)$$

O segundo membro (b), por sua vez, pode ser manipulado para alcançar a forma de

$$(\bar{v} + c) \int_0^{H_0} \frac{\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}}{|\bar{v} - c|^2} \Psi^2 dz. \quad (5.34)$$

Considerando, então, novamente somente a parte imaginária das integrações dos termos (a) e (b), obtemos

$$c_i \left[f^2 \left(\left[\frac{\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \Psi^2}{N^2 |\bar{v} - c|^2} \right]_{H_0} - \left[\frac{\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \left(1 - \frac{\partial h^*}{\partial x} \right) \Psi^2}{N^2 |\bar{v} - c|^2} \right]_0 \right) - \int_0^{H_0} \frac{\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}}{|\bar{v} - c|^2} \Psi^2 dz \right] = 0. \quad (5.35)$$

De acordo com a Eq. 5.35, podemos dizer que, para as ondas instáveis, a condição $c_i \neq 0$ tem que ser satisfeita. Para tanto, os termos entre colchetes devem se anular. As condições necessárias, mas não suficientes para que isto ocorra são:

(i) $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ trocar de sinal entre a superfície e o fundo; ou

(ii) se em alguma profundidade, $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ tiver o mesmo sinal que $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$ na superfície; ou

(iii) se em alguma profundidade, $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ tiver sinal oposto à quantidade $(1 - \frac{\partial h^*}{\partial x}) \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$ junto ao fundo.

Logo, a partir do perfil do gradiente de vorticidade potencial pode-se inferir, à luz da teoria de estabilidade linear, se o jato é “potencialmente” baroclinicamente instável ou não. O problema da inferência da instabilidade baroclínica do jato neste modelo simplificado fica dependente especificamente dos perfis verticais de \bar{v} , N e $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$.

5.3 Aplicação em Estudos de Casos Idealizados

Um jato instável pode gerar ondas de comprimentos de onda e velocidades de fase distintos. Perfis verticais das ondas instáveis podem diferir bastante, seja se estendendo por toda a coluna de água, seja estando “aprisionado” próximo à superfície ou ao fundo.

Nesta seção, vamos testar a sensibilidade do modelo formulado anteriormente para estudar e diagnosticar os tipos de instabilidade baroclínica. Conduzimos tal investigação por meio de perfis sintéticos de N e \bar{v} .

Os tipos de instabilidades que testaremos em nosso modelo são dois basicamente. O primeiro é conhecido como *instabilidade de borda* [Eady, 1949]; a segunda é chamada de instabilidade interna [Charney, 1954; Charney & Stern, 1962].

Estes dois tipos de instabilidade podem ser diferenciados comparando-se o nível de acoplamento entre as velocidades de fase das ondas instáveis e as velocidades do jato médio. Este nível é definido como aquele no qual $\bar{v} = c_r$ [Pedlosky, 1987]. Ou seja, é o nível onde as ondas instáveis se “acoplam” ao escoamento médio para dele drenar energia potencial.

A instabilidade de borda pode ser caracterizada por ondas instáveis que tenham nível de acoplamento das velocidades de fase próximo ao das velocidades nos limites superior ou inferior do perfil de velocidade, isto é $\bar{v} = c_r$ perto dos contornos. Neste tipo de instabilidade, as ondas instáveis serão aprisionadas próximas a este contorno.

Já para a instabilidade interna, o nível de acoplamento se dá com valores das velocidades de fase das ondas instáveis próximos aos valores de velocidades do interior do campo, isto é, $\bar{v} = c_r$ no interior da coluna de água. É característico deste tipo de

instabilidade gerar ondas que tenham velocidades de fase com valores nas vizinhanças da região onde ocorre a inversão de sinal no campo de $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$.

Vemos assim claramente que a instabilidade interna está associada à condição (i) e a de borda, às condições (ii) e (iii) da Seção 5.2.2.

É importante ressaltar que os dois tipos de instabilidade não são excludentes, ou seja, podem ocorrer (e ocorrem) em conjunto ou separadamente. Neste trabalho, os perfis foram escolhidos de tal forma que, didaticamente, os dois tipos de instabilidade baroclínica ocorressem separadamente.

5.3.1 Os Perfis Verticais Idealizados

A Estratificação Básica

Para os estudos com jatos idealizados, consideraremos uma única estratificação básica, cuja expressão teórica para $N^2(z)$ é dada pela soma de três termos exponenciais:

$$N^2(z) = \sum_{i=0}^2 N_i^2 e^{(z-H_0)/h_{Ni}}, \quad (5.36)$$

onde as constantes N_i^2 e h_{Ni} estão listadas na Tabela 5.1 e $H_0 = 980$ m. Esses valores foram escolhidos de forma que o perfil médio da frequência de estratificação se aproximasse de um perfil médio de N^2 da região sudeste do Brasil. A Figura 5.2 exhibe as distribuições verticais tanto de N^2 quanto de $\frac{dN}{dz}$.

Tabela 5.1: Valores dos coeficientes N_i e escalas de decaimento com a profundidade h_{Ni} para o perfil vertical sintético de $N^2(z)$.

| Índice | Coeficientes | Escalas de decaimento |
|--------|----------------------------|-----------------------|
| i | N_i^2 (s ⁻²) | h_{Ni} (m) |
| 0 | $2,31 \times 10^{-05}$ | ∞ |
| 1 | $-4,33 \times 10^{-04}$ | 9,97 |
| 2 | $2,59 \times 10^{-04}$ | 72,19 |

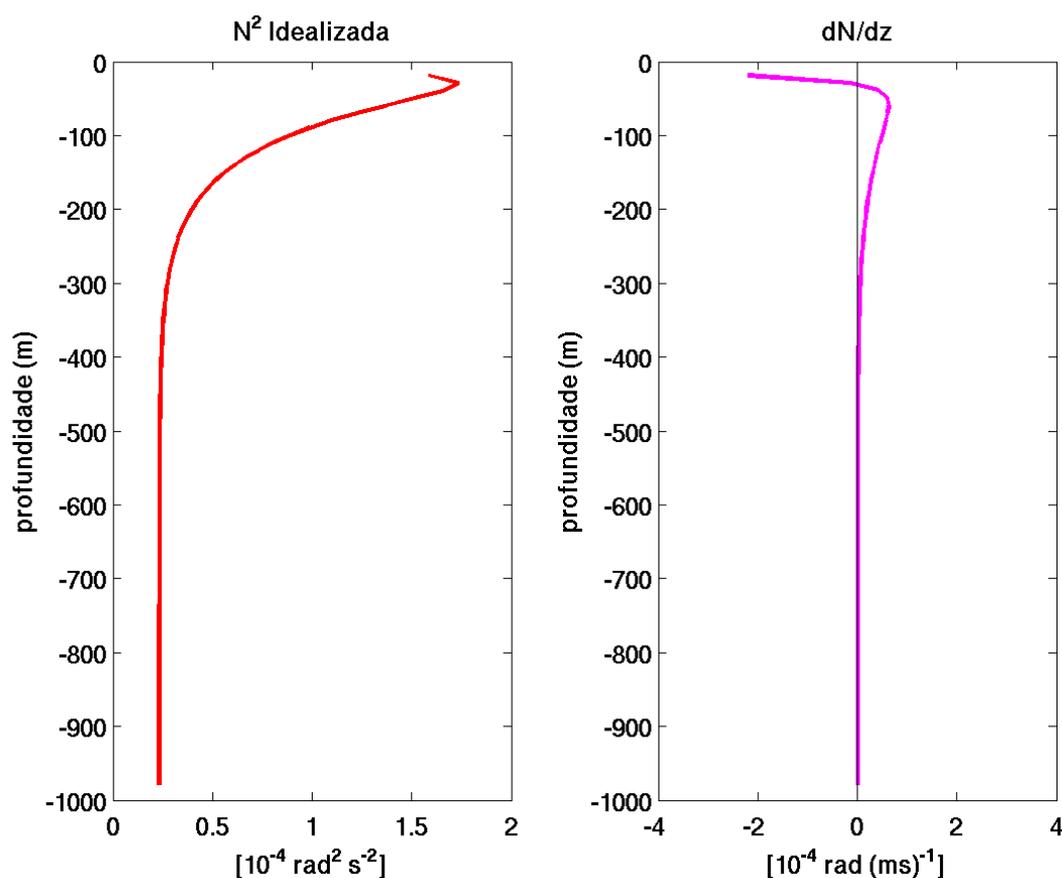


Figura 5.2: Perfis verticais do quadrado da frequência de estratificação $N^2(z)$ (esquerda) e o gradiente vertical dN/dz (direita). O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros.

Estrutura Vertical de Velocidades

Dois perfis verticais de jato são utilizados para testar a resposta do modelo às instabilidades interna e de borda. A forma teórica para ambos os jatos segue o caráter de soma de exponenciais do perfil de N^2 (Eq. 5.37):

$$\bar{v}(z) = \sum_{i=0}^2 v_i e^{(z-H_0)/h_{vi}}. \quad (5.37)$$

O primeiro destes perfis, que aqui chamaremos de JATO A, tem seus coeficientes e escalas de decaimento apresentados na Tabela 5.2. A Figura 5.3 mostra as distribuições verticais tanto de \bar{v} quanto de $\partial\bar{v}/\partial z$ para este jato.

O segundo perfil, chamado de JATO B, segue a Eq. 5.37 com coeficientes e escalas de decaimento listados na Tabela 5.3. Sua configuração vertical está representada na Figura 5.4.

Tabela 5.2: Valores dos coeficientes v_i e escalas de decaimento com a profundidade h_{vi} para o perfil vertical sintético do JATO A.

| Índice | Coefficientes | Escalas de decaimento |
|--------|-----------------------------|-----------------------|
| i | v_i (m s^{-1}) | h_{vi} (m) |
| 0 | 0,02 | ∞ |
| 1 | -0,25 | 72,19 |
| 2 | -0,10 | 15,00 |

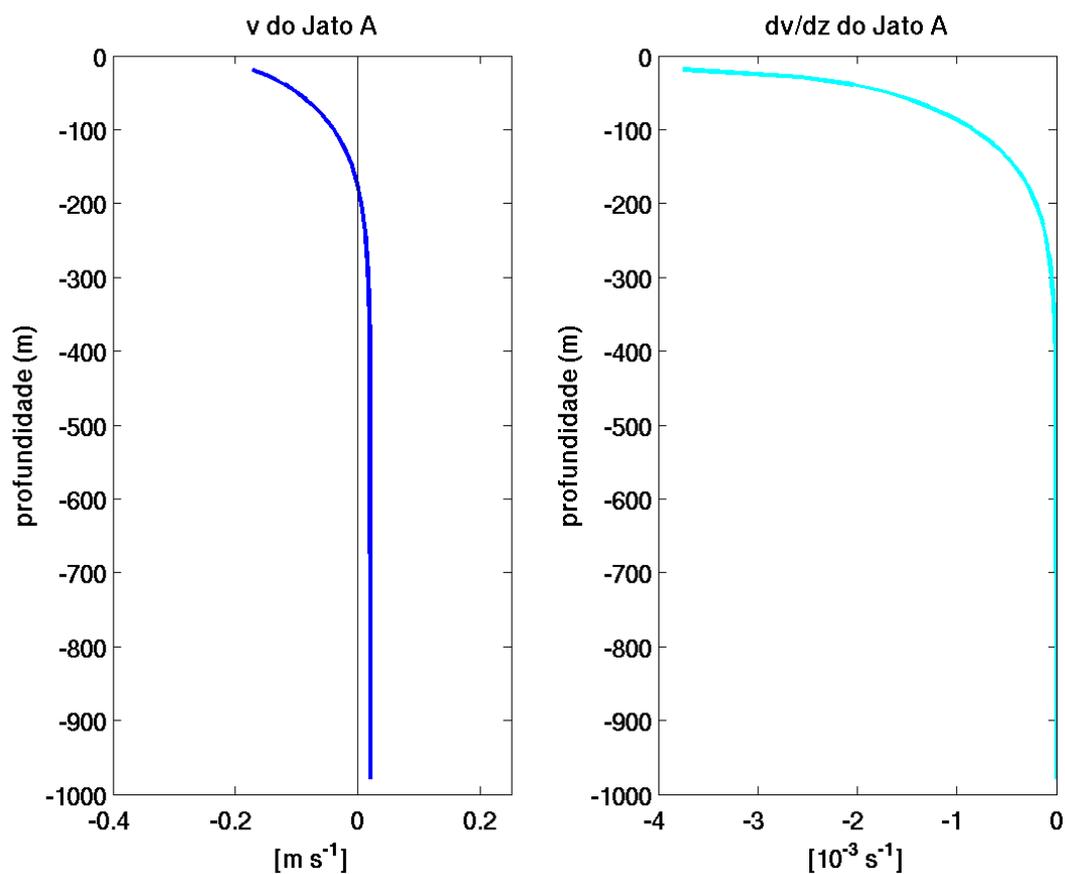


Figura 5.3: Perfis verticais de \bar{v} do JATO A (esquerda) e o gradiente vertical $\partial\bar{v}/\partial z$ (direita). O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros.

Tabela 5.3: Valores dos coeficientes v_i e escalas de decaimento com a profundidade h_{vi} para o perfil vertical sintético do JATO B.

| Índice | Coeficientes | Escalas de decaimento |
|--------|-----------------------------|-----------------------|
| i | v_i (m s^{-1}) | h_{vi} (m) |
| 0 | 0,22 | ∞ |
| 1 | -1,10 | 100,00 |
| 2 | -0,55 | 200,00 |

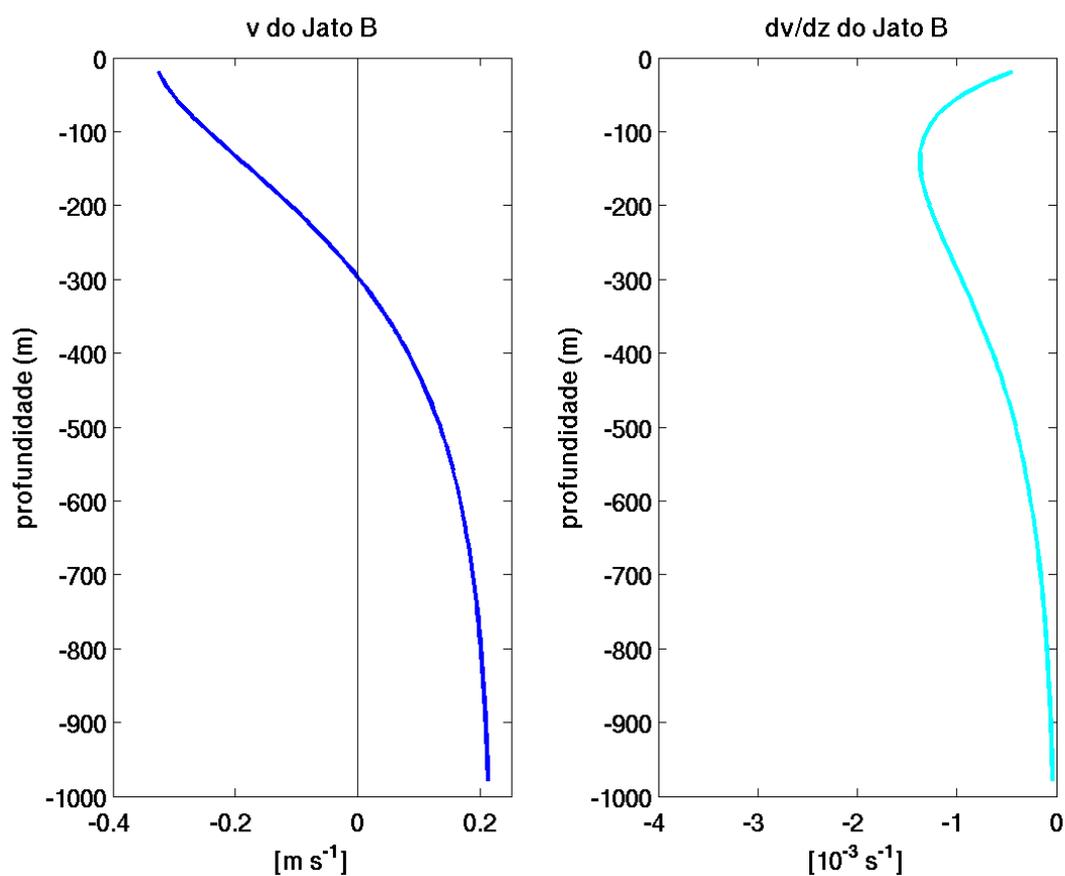


Figura 5.4: Perfis verticais de \bar{v} do JATO B (esquerda) e o gradiente vertical $\partial\bar{v}/\partial z$ (direita). O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros.

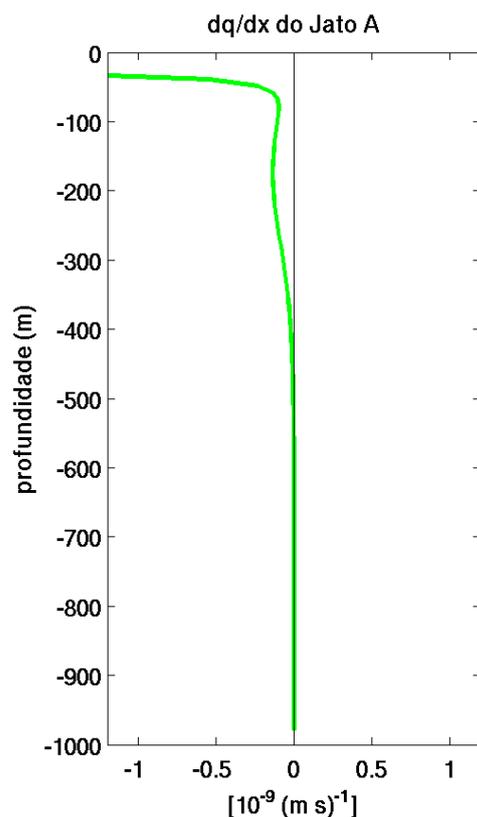


Figura 5.5: Perfil vertical $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ para o JATO A. O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros.

Os Gradientes de Vorticidade Potencial

Com os perfis exibidos nas Figuras 5.2 e 5.3, calculamos o gradiente de vorticidade potencial para o JATO A (Figura 5.5).

Certamente, as Figuras 5.3 e 5.5 nos convidam a verificar se as condições necessárias para instabilidade são satisfeitas. A primeira e óbvia constatação é que o perfil de velocidades apresenta alta variação próxima à superfície. Os valores do gradiente vertical são negativos e altos em magnitude na borda superior do domínio. Já o perfil de $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ inverte de sinal, mas sua magnitude é desprezível abaixo dos 400 m de profundidade. Avaliemos, então, com base nestas figuras, as condições necessárias, mas não suficientes, para instabilidade baroclínica apresentadas na Seção 5.2.2. A condição **(i)** não é atendida pois o perfil de $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ é negativo em todo o domínio e beira o valor nulo abaixo dos 550 m. Já a condição **(ii)** é plenamente satisfeita: nos primeiros 200 m de profundidade, os valores de $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$ e $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ tem o mesmo sinal (isto é, ambos são negativos). A condição

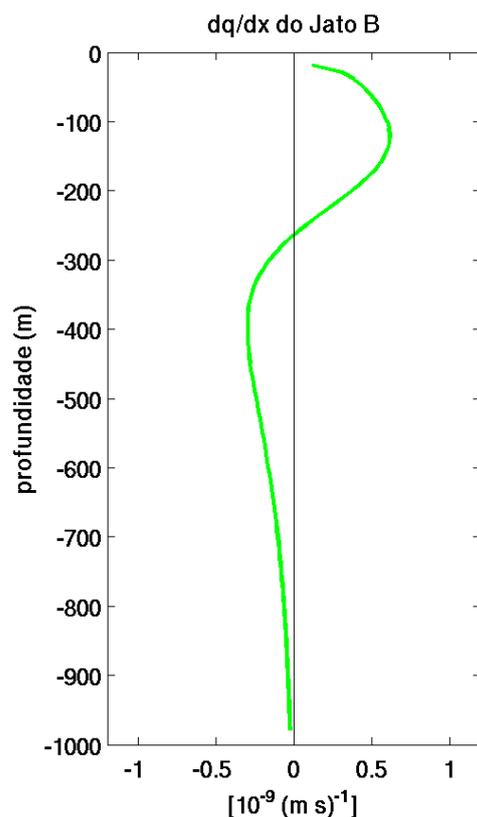


Figura 5.6: Perfil vertical $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ para o JATO B. O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros.

(iii), devido à configuração do JATO A, estabelece que

$$-\frac{N^2}{f} \frac{\partial \bar{h}}{\partial x} \quad (5.38)$$

junto ao fundo e $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ devem sinais opostos. Como $\frac{\partial \bar{h}}{\partial x} < 0$ pela inclinação do talude e $f < 0$, esta condição não é satisfeita. Portanto, o JATO A é candidato potencial à instabilidade baroclínica de borda superior.

Efetuamos a verificação das condições necessárias para instabilidade agora para o JATO B. O gradiente de vorticidade potencial normal às isóbatas associados a este jato está exibido na Figura 5.6.

Com as Figuras 5.4 e 5.6, avaliamos as condições necessárias para instabilidade. Diferentemente do que observamos para os campos associados ao JATO A, $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ inverte de sinal em torno dos 270 m. Automaticamente, as três condições são satisfeitas. Entretanto, os baixos valores de $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ próximos à superfície e ao fundo fazem do jato B, um candidato potencial para instabilidade baroclínica interna.

5.3.2 Cálculo de Instabilidade

A solução do sistema de Eqs. 5.26-5.28 requer a escolha dos parâmetros L , a meialargura do canal de confinamento das perturbações, e de $\frac{\partial h^*}{\partial x}$, a taxa entre a inclinação do fundo em relação à inclinação das isopícnais profundas. Adotamos $L = 110$ km para os três experimentos a serem descritos. Empregamos $\frac{\partial h}{\partial x} = Ro * \frac{\partial b}{\partial x}$ de $-1,6 \times 10^{-3}$, estimado pelas variações batimétricas reais da região do Fundeio Marlim e $Ro=0,10$.

Dos três experimentos, em um utilizamos o JATO A, nos outros dois, o JATO B. Para o experimento com o JATO A, os valores de \bar{v} e $\partial \bar{v} / \partial z$ são praticamente zero junto ao fundo e consideramos portanto, a aproximação de fundo plano ($\frac{\partial h^*}{\partial x} = 0$). Ou seja, jato A é insensível dinamicamente ao efeito topográfico. Para os dois experimentos com o JATO B, realizamos um considerando a aproximação de fundo plano e outro, o valor calculado de $\frac{\partial h^*}{\partial x} = -1,8$. A intenção aqui é avaliar como (ou se) a topografia quase-geostrófica altera a solução do problema de autovalor.

Calculamos as propriedades de instabilidade linear para ondas de comprimento entre 50 km (o que é equivalente a dois raios de deformação internos) e 1000 km nos três experimentos. A idéia com estes limites é varrer todo o espectro que corresponderia às chamadas ondas de meso-escala.

Apresentamos os resultados para o experimento com o JATO A na Figura 5.7. As taxas de crescimento (Figura 5.7, painel superior) revelam que o jato A é bastante instável em toda a extensão dos comprimentos de onda examinados. A onda mais instável é a mais curta examinada de 50 km e tem taxa de crescimento alta de $0,22 \text{ dias}^{-1}$. A inspeção do diagrama de dispersão (Figura 5.7, painel inferior) mostra que as ondas instáveis são apenas muito ligeiramente dispersivas e variam entre $-0,145 \text{ m s}^{-1}$ e $-0,150 \text{ m s}^{-1}$. Tal valor equivale ao \bar{v} encontrado em cerca de 25 m de profundidade. Ou seja, o nível de acoplamento ocorre muito próximo ao contorno de superfície. Trata-se, como antecipado na subseção anterior, de um jato sujeito à instabilidade baroclínica de borda superior.

A Figura 5.8 ilustra a estrutura vertical de $\Psi(z)$ para a onda mais instável de 50 km. Não há parte imaginária associada a este modo. Esta estrutura mostra um rápido decréscimo vertical e apenas valores de amplitude razoáveis ocorrem confinadamente nos primeiros 100 m. Portanto, comprovamos que modelamos uma onda instável tipo

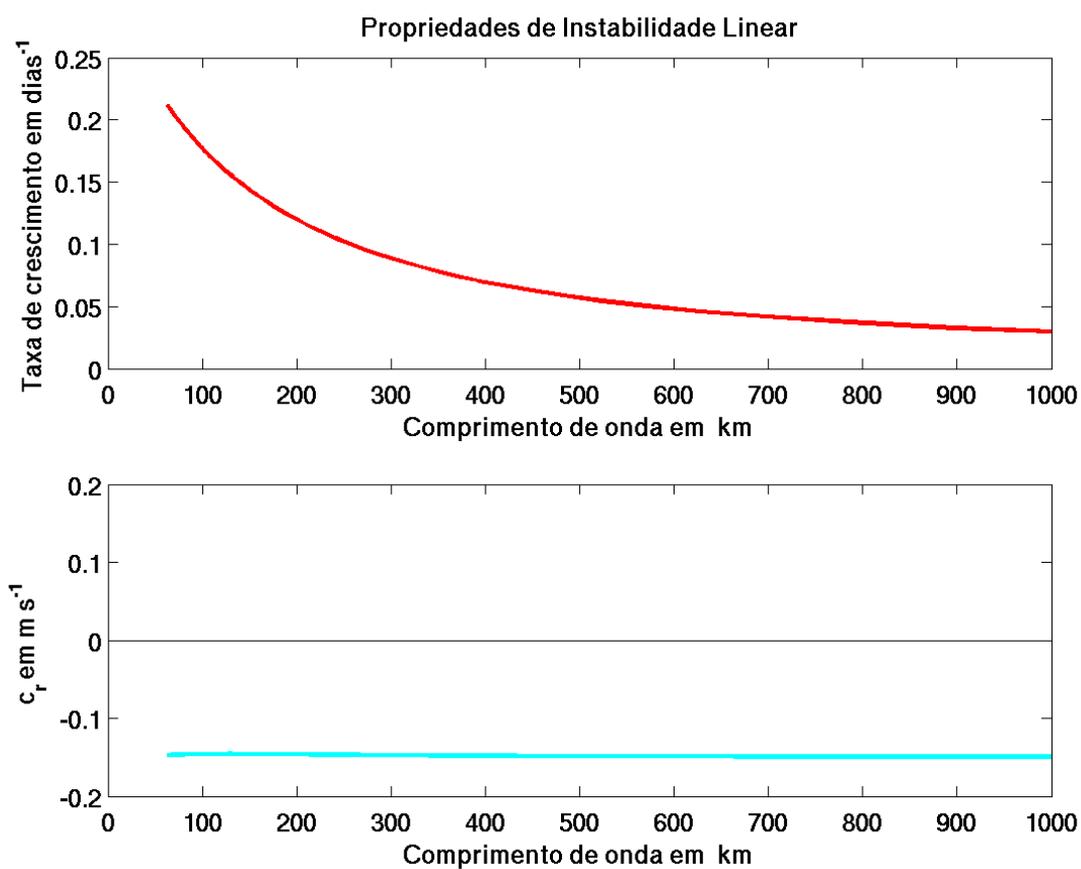


Figura 5.7: Propriedades de instabilidade linear do JATO A. Painel superior: taxas de crescimento (kc_i) das ondas instáveis modeladas em dias⁻¹. Painel inferior: velocidades de fase (c_r) associadas às ondas instáveis modeladas em m s⁻¹. Valores negativos de c_r tem sentido sudoeste.

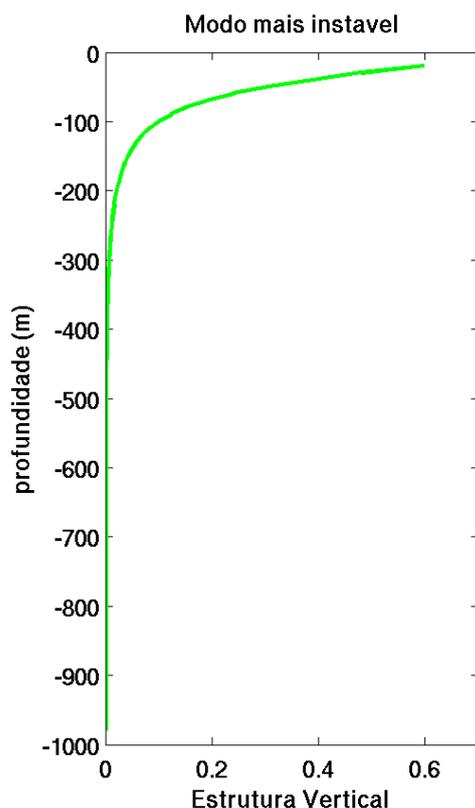


Figura 5.8: Perfil vertical $\Psi(z)$ para a onda mais instável (de 50 km) associada ao JATO A. Não há porção imaginária na amplitude $\Psi(z)$, apenas real. O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros. O assoalho oceânico foi considerado plano neste experimento.

Eady, onde o regime da instabilidade baroclínica de borda superior foi isolado.

Os resultados dos dois experimentos com JATO B (Figura 5.9), mostram-nos que a topografia quase-geostrófica não desempenha nenhum papel relevante no processo de instabilidade linear. As curvas sólidas, resultantes do experimento usando fundo plano, são praticamente coincidentes com aquelas tracejadas, obtidas pelo experimento com variação batimétrica. Discutiremo-os de forma integrada.

As taxas de crescimento (Figura 5.9, painel superior) ilustram que o JATO B é menos instável que o JATO A. O regime de ondas instáveis se estende entre de ondas de comprimento de 140 km e 1000 km. A onda mais instável tem 275 km de comprimento e taxa de crescimento de $0,10 \text{ dias}^{-1}$. Examinando o diagrama de dispersão (Figura 5.9, painel inferior), observamos as ondas instáveis são apenas muito ligeiramente dispersivas e variam entre $-0,035 \text{ m s}^{-1}$ e $0,005 \text{ m s}^{-1}$. São valores muito baixos se comparados com a velocidade de superfície do JATO A, de cerca de $0,35 \text{ m s}^{-1}$. Isso nos indica que

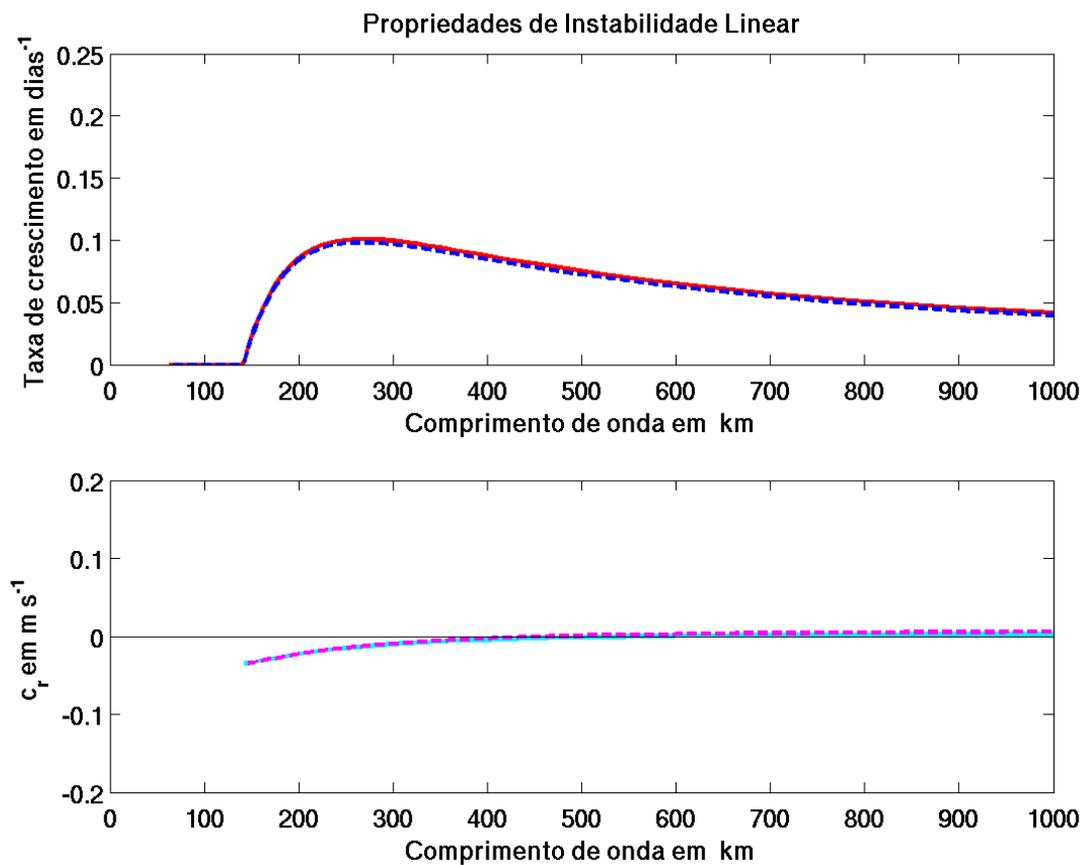


Figura 5.9: Propriedades de instabilidade linear do JATO B. Painel superior: taxas de crescimento (kc_i) das ondas instáveis modeladas em dias⁻¹. Painel inferior: velocidades de fase (c_r) associadas às ondas instáveis modeladas em m s⁻¹. Valores negativos de c_r tem sentido sudoeste. As curvas sólidas se referem ao experimento de fundo plano; as curvas tracejadas àquele com fundo com variação batimétrica.

o nível de acoplamento ocorrem em maiores profundidades. Mais especificamente, a região de \bar{v} onde ocorre a faixa de variação de c_r supracitada se dá entre 265 e 280 m de profundidade. Ou seja, este nível de acoplamento se encontra afastado dos contornos, caracterizando, assim, o fenômeno de instabilidade interna. Tratam-se de ondas instáveis tipo *Charney*.

É ilustrativo relacionar os resultados obtidos com as Eq. 5.35, que nos remete novamente à análise das condições necessárias para instabilidade baroclínica. A interpretação a seguir é devido a *Johns* [1988] em sua descrição original do modelo. Consideremos que dos três termos que compõem o colchete da Eq. 5.35, o termo dominante para a instabilidade interna é o da integral. Portanto, os dois primeiros termos, associados aos fenômenos de borda, devem ser da mesma ordem (ou ainda menores) que os incrementos do termo da integral. Como consequência, o valor total da integral precisa ser também do tamanho dos incrementos para que o termo em colchete possa se anular. Tal tamanho só é passível de ser conseguido se $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ tem sinais negativos e positivos numa região limitada do seu perfil vertical. Em outras palavras, o nível de acoplamento para instabilidade interna precisa estar nas vizinhanças da porção da coluna de água onde $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ troca de sinal. No caso do nosso JATO B, esta inversão se dá em cerca de 270 m de profundidade. Esta profundidade, não por acaso, se situa no ponto médio da faixa de acoplamento de 265-280 m das ondas modeladas. É interessante ressaltar que por causa da inversão do sentido de \bar{v} em similar posição do domínio vertical, as ondas instáveis mais curtas se propagam lentamente para sudoeste, e as mais longas, ainda mais vagorosamente para nordeste.

A Figura 5.10 exibe a estrutura vertical de $\Psi(z)$ para a onda mais instável de 275 km. Como para o JATO A, não há parte imaginária associada a este modo. Esta onda apresenta amplitude considerável ao longo de toda a coluna de água, com valor junto ao fundo representando 1/4 do valor de superfície.

Para concluir a análise dos resultados para o perfil do JATO B, devemos comentar a razão pela qual os dois experimentos (com e sem topografia) se apresentam tão idênticos. Pedimos ao leitor que reexamine a distribuição vertical de $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$ (Figura 5.4, painel esquerdo). O valor é muito baixo junto ao fundo e a interação dinâmica com a topografia é reduzida. De qualquer forma, as pequenas diferenças entre os dois ex-

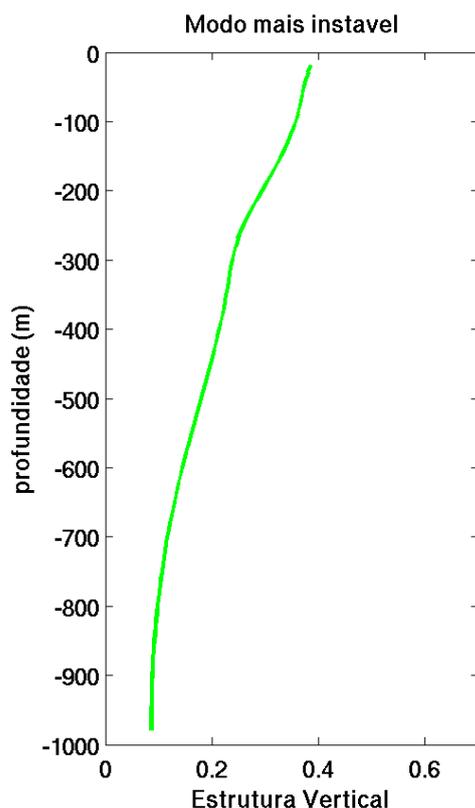


Figura 5.10: Perfil vertical $\Psi(z)$ para a onda mais instável (de 275 km) associada ao JATO B. Não há porção imaginária na amplitude $\Psi(z)$, apenas real. O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros. O resultado apresentado se refere a $\frac{\partial h^*}{\partial x} = -1,8$, mas em nada se distingue do experimento em que o fundo foi considerado plano.

perimentos sugerem que o efeito do talude continental real seria de estabilização do escoamento.

5.4 Aplicação aos Perfis Médios do Fundeio Marlim

5.4.1 Os Campos de Entrada

A Seção 5.3.2 ilustrou com exemplos idealizados os tipos de instabilidade baroclínica que o modelo de *Johns* [1988], adaptado neste capítulo, a um jato básico fluindo ao longo de isobatimétricas no plano f .

Nesta seção, vamos usar os campos de N^2 e \bar{v} obtidos a partir de manipulação dos dados hidrográficos e correntográficos do conjunto de dados Marlim. Através desta, computamos $\frac{\partial N}{\partial z}$, $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$ e $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$. Esta coleção de perfis é utilizada como entrada no

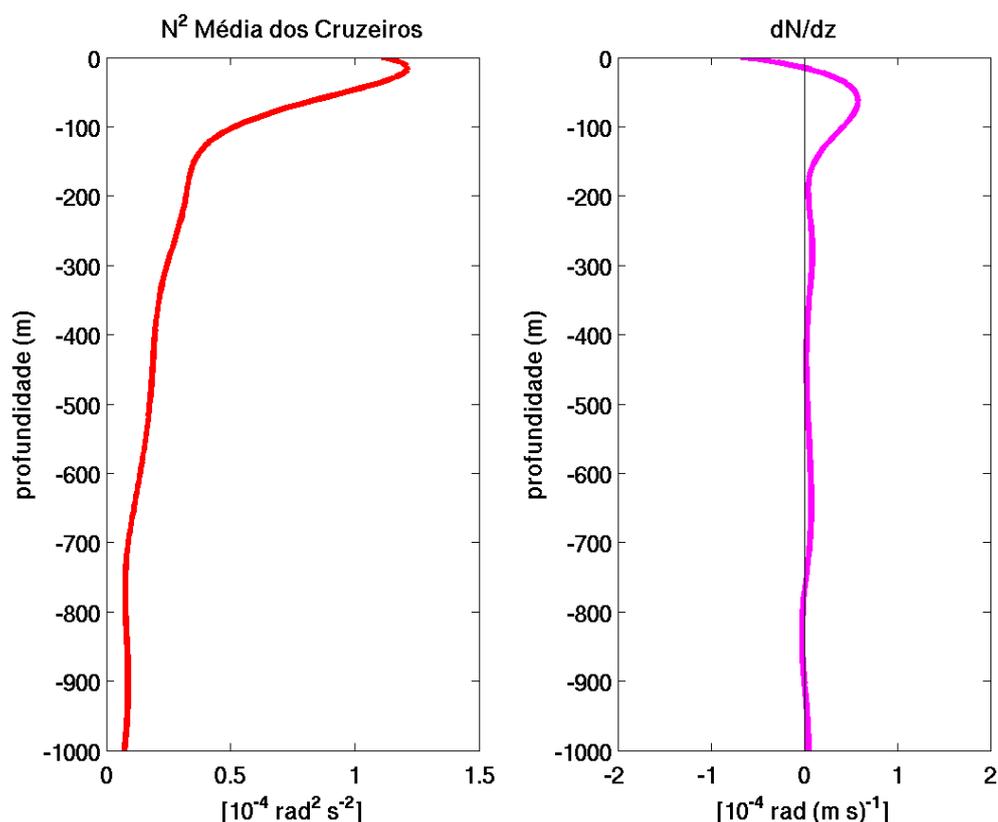


Figura 5.11: Perfil vertical do quadrado da frequência de estratificação $N(z)$ (painel esquerdo) e a correspondente primeira derivada vertical (painel direito). O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros.

experimento com o modelo de instabilidade linear.

A região do oceano sobre o talude quase-geostrófico tem uma profundidade média $H_0 = 1000$ m e $\frac{\partial h}{\partial x} = -1,6 \times 10^{-3}$.

Para facilitar a interpretação dos resultados e permitir analogia com os experimentos idealizados supra-citados, repetimos aqui a Figura 5.11. Este perfil de N^2 , obtido a partir dos dados hidrográficos da Radial Marlim, é aquele usado como caracterização da estratificação média do *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio* da Bacia de Campos.

O perfil de velocidades \bar{v} é aquele interpolado dinamicamente a partir dos valores médios e discretos obtidos pelos dez níveis do fundeio correntográfico Marlim. Assim, o painel esquerdo da Figura 5.12 apresenta o perfil obtido pela interpolação com quatro modos dinâmicos (conforme a Figura 3.7). O painel da direita exhibe o perfil vertical de $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$.

Com os perfis exibidos nas Figuras 5.11 e 5.12, calculamos o gradiente de vortici-

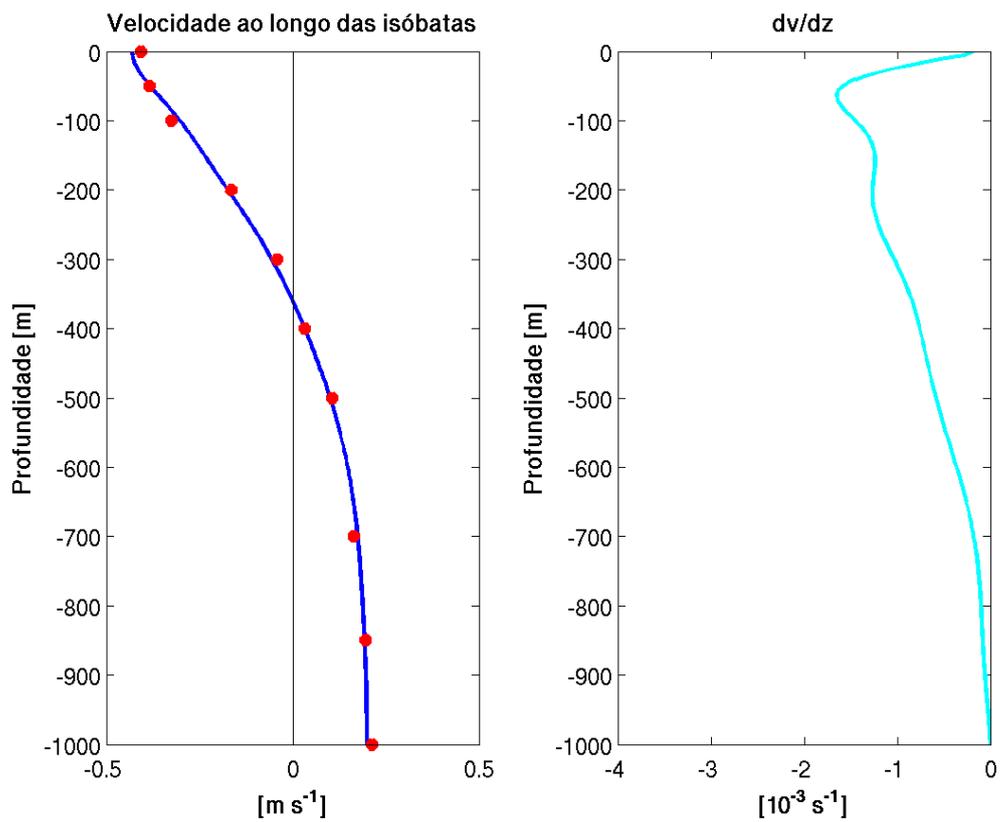


Figura 5.12: Painel esquerdo: perfil vertical de \bar{v} do Fundeio Marlim. Os pontos vermelhos denotam os valores médios da série para os dez níveis correntográficos originais do Fundeio Marlim. Painel direito: perfil vertical de $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$. O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros.

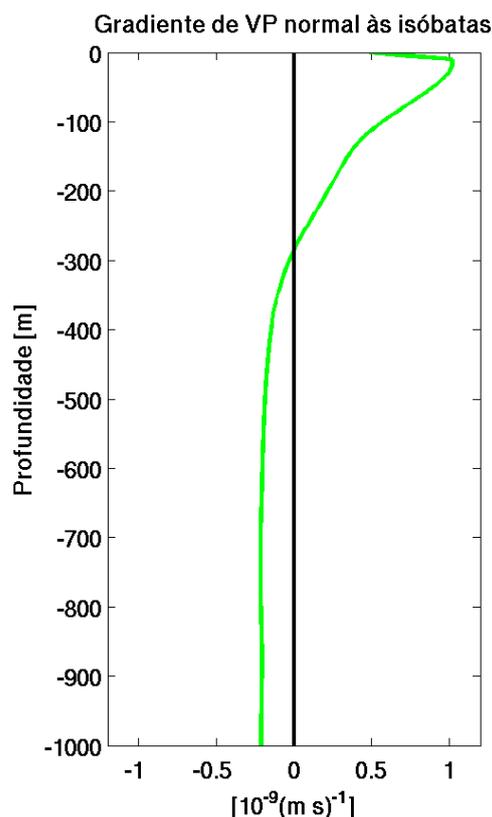


Figura 5.13: Perfil vertical $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ para a região do Fundeio Marlim. O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros.

dade potencial normal às isóbatas para o Fundeio Marlim (Figura 5.13).

De posse dos valores de N^2 , $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$ junto ao fundo e $\frac{\partial h}{\partial x} = -1,6 \times 10^{-3}$, calculamos $\frac{\partial h^*}{\partial x} = -2,4$. Para o modelo mantivemos o valor de $L = 110$ km da Seção 5.3. Este valor equivale aproximadamente à largura da CB caracteristicamente. Assim, o canal de crescimento das perturbações terá 220 km de largura.

5.4.2 Avaliação das Condições Necessárias para Instabilidade

O perfil vertical de $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ (Figura 5.13), como vimos na Seção 5.2.2. é a quantidade chave para avaliação das condições necessárias, mas não suficientes, para instabilidade baroclínica. As três condições listadas naquela seção são satisfeitas pelo fato do gradiente de vorticidade potencial normal às isóbatas inverter de sinal em torno de 350 m. Os baixos valores próximos à superfície e ao fundo de $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$ sugerem que o jato CB-CCI seja um candidato natural à instabilidade baroclínica interna dominante. A condição

(ii) é, no entanto, plausível de gerar modos de *Eady* fracamente instáveis aprisionados, visto que o valor de $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$ é maior (negativamente) no contorno superior do que no inferior.

5.4.3 Interpretação e Análise dos Resultados do Modelo

Os resultados do modelo para as propriedades de instabilidade linear do jato CB-CCI são apresentados na Figura 5.14. A primeira constatação é que apenas ondas mais longas que 150 km são instáveis. A onda mais instável apresenta comprimento de onda de 258 km e cresce a taxas de $0,064 \text{ dias}^{-1}$ (Figura 5.14, painel superior). Estas taxas de crescimento são cerca de uma ordem de grandeza inferiores às obtidas por *Xue & Mellor* [1993] para a Corrente do Golfo perto da Elevação de Charleston e aquelas para o Kuroshio em 28°N , estimadas por *James et al.* [1999]. Já os valores encontrados por *Johns* [1988] para a Corrente do Golfo próximo ao Cabo Hatteras são mais próximos do presente trabalho. Este autor encontrou valores entre $0,02\text{-}0,1 \text{ dias}^{-1}$ quando seu modelo empregou topografia de mesma magnitude que a aqui utilizada. Independente dos resultados para outras correntes de contorno, os valores de taxa de crescimento aqui obtidos são próximos àquele estimado pelo conjunto de imagens AVHRR da Figura 5.1: cerca de $0,05 \text{ dias}^{-1}$. Vale lembrar que mesmo avaliado de forma rudimentar, a estimativa apresentada na Figura 5.1 é a única quantificação disponível sobre crescimento de ondas instáveis a partir de observações.

Outro ponto a ser observado por nossos resultados é que as velocidades de fase das ondas instáveis são muito baixas se comparadas à magnitude da velocidade da CB em superfície ou mesmo ao núcleo da CCI. Ondas com taxas de crescimento maiores que $0,06 \text{ dias}^{-1}$ apresentam velocidades de fase entre $-0,04 \text{ m s}^{-1}$ e $0,06 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 5.14, painel inferior). Estas ondas de baixa velocidade de fase são dispersivas. As ondas mais curtas propagam fase para o sudoeste (na direção da CB) enquanto as ondas mais longas propagam fase para o nordeste (na direção da CCI).

Os níveis de acoplamento para estas ondas instáveis estão localizados, como descrito na Seção 5.3.2, nas regiões próximas da inversão de sinal do do perfil de $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ e, portanto, nas proximidades também de onde o jato inverte de sentido. Assim, pelos resultados de nosso modelo simples, parece que conseguimos reproduzir uma carac-

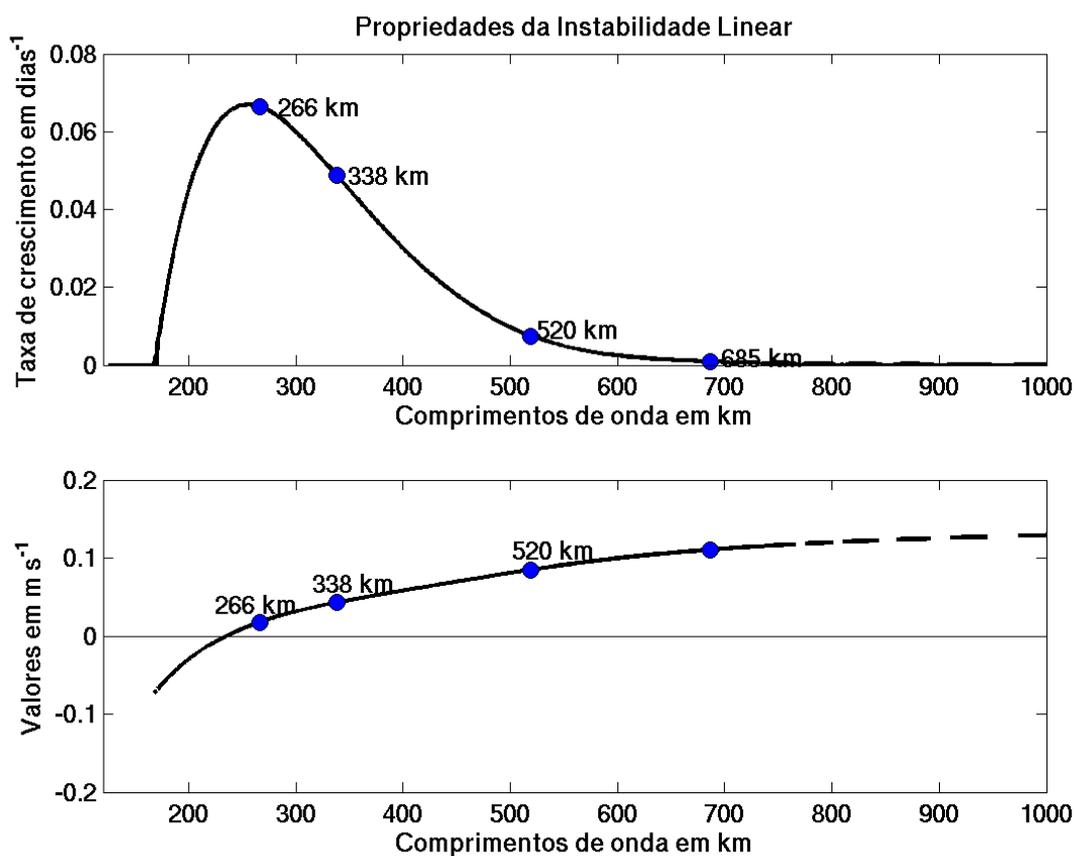


Figura 5.14: Propriedades de instabilidade linear do jato CB-CCI. Painel superior: taxas de crescimento (kc_i) das ondas instáveis modeladas em dias⁻¹. Painel inferior: velocidades de fase (c_r) associadas às ondas instáveis modeladas em m s⁻¹. Valores negativos de c_r tem sentido sudoeste. As curvas sólidas (tracejadas) se referem às ondas instáveis com taxa de crescimento superiores (inferiores) a 10^{-3} dias⁻¹.

terística das ondas mais instáveis no Sistema CB: são praticamente estacionárias se comparadas com o escoamento em superfície. Esta é exatamente a característica observada na Figura 5.1 onde o meandro ciclônico se desenvolve sem praticamente se propagar das imediações de Cabo Frio por duas semanas.

A característica de meandros instáveis e praticamente não propagantes foi simulada por implementações do POM tridimensional por Calado [2001] e Calado [2006]. A análise das frentes termais realizada por Garfield [1990] também conduziu o autor a assumir os meandros instáveis de Cabo Frio e de São Tomé como quase-estacionários. Mesmo sendo ao norte do *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio*, as observações do Vórtice de Vitória realizadas por Schmid *et al.* [1995] também indicam uma situação de quase-estacionaridade. Este vórtice, que é parte do trem de ondas que atinge a região de estudo (Figura 1.16), cresceu durante o período de amostragem e sua velocidade de translação foi cerca de 0,02 a 0,05 m s⁻¹. Portanto, magnitude e direção das baixas velocidades de fase foram corretamente previstas pelo modelo.

Outro resultado advindo da teoria envolvida na aplicação deste modelo é que ondas mais curtas que 235 km se acoplam na CB para drenar energia do jato médio. Já as ondas mais longas, acoplam-se a CCI para realizar tal drenagem. Níveis de acoplamento localizados no centro da coluna de água como os acima descritos são característicos de instabilidade baroclínica interna ou, se preferir, do tipo de Charney.

Um ponto de extrema relevância é aquele de como relacionar os resultados teóricos obtidos aqui com as análises observacionais dos Capítulos 3 e 4 desta tese. Como indicados pelos círculos azuis na Figura 5.14, os modos FOE 3 e 4, de caráter ondulatório, detectados pela análise das frentes termais no Capítulo 4 estão associados a ondas de vorticidade de 266 km e 338 km, respectivamente. Tais ondas estão entre aquelas mais instáveis previstas pelo modelo de instabilidade. As taxas de crescimento das ondas de 266 km é de 0,062 dias⁻¹, enquanto as de 338 km, 0,049 dias⁻¹. As velocidades de fase são de 0,02 m s⁻¹ para a onda de 266 km e de 0,04 m s⁻¹ para a onda de 338 km. Ou seja, a análise pelo modelo de instabilidade corrobora as especulações feitas ao final do Capítulo 3: apesar dos modos FOE 3 e 4 das frentes termais explicarem menos de 20% da variância total dos dados, estas são provavelmente as ondas de instabilidade baroclínica dominantes no Sistema CB.

Como exercício, tratamos novamente os modos FOE 1 e 2 das frentes termais também como ondas de vorticidade do Sistema CB. Ante essa hipótese, vemos que o modo 1 (de 520 km) é fracamente instável, com taxa de crescimento em torno de $0,01 \text{ dias}^{-1}$ e velocidade de fase de $0,08 \text{ m s}^{-1}$. O modo FOE 2 é praticamente estável e sua velocidade de fase ultrapassa $0,12 \text{ m s}^{-1}$. Os resultados obtidos pelo modelo de instabilidade para ondas mais longas, como aquelas associadas aos modos 1 e 2, se contrapõem àqueles das simulações numéricas de *Fernandes* [2001] e *Calado* [2001]. Nestes trabalhos, as ondas estáveis ou fracamente estáveis se propagavam com velocidades de cerca de $0,20 \text{ m s}^{-1}$ para sudoeste. O mesmo é sugerido pela análise de mapas de vorticidade potencial de *Mattos* [2006]. *Garfield* [1990] também encontrou evidências de propagação dos meandros para sudoeste em sua análise de imagens AVHRR, mas não comentou sobre os possíveis comprimentos de ondas associados. Acreditamos que confirmação observacional adicional é necessária para esclarecer e validar os resultados do modelo aqui apresentado.

Já boa concordância entre os modos FOE 3 e 4 das frentes termais e as ondas mais instáveis produzidas pelo modelo nos motivaram a comparar as estruturas verticais das autofunções teóricas $\Psi(z)$ associadas a onda de 266 km e a autofunção empírica de primeiro modo $\mathcal{F}_1(z)$ calculada pela técnica FOE para a série de anomalias de velocidade v' do Fundeio Marlim (vide Figura 3.9). Esta análise estatística, descrita no Capítulo 3, produziu um único modo estatisticamente significativo ao nível de 95% que explica mais de 80% da variância da série Marlim. A Figura 5.15 apresenta a comparação entre $\Psi(z)$ da onda de 266 km e $\mathcal{F}_1(z)$. O que é claramente observado é a semelhança entre as duas estruturas nos aspectos de: (1) o decaimento acentuado da amplitude da onda com a profundidade e (2) maior componente barotrópica na onda instável que no jato básico (essencialmente baroclínico). Dada a simplicidade do modelo de instabilidade, consideramos a comparação como bastante favorável.

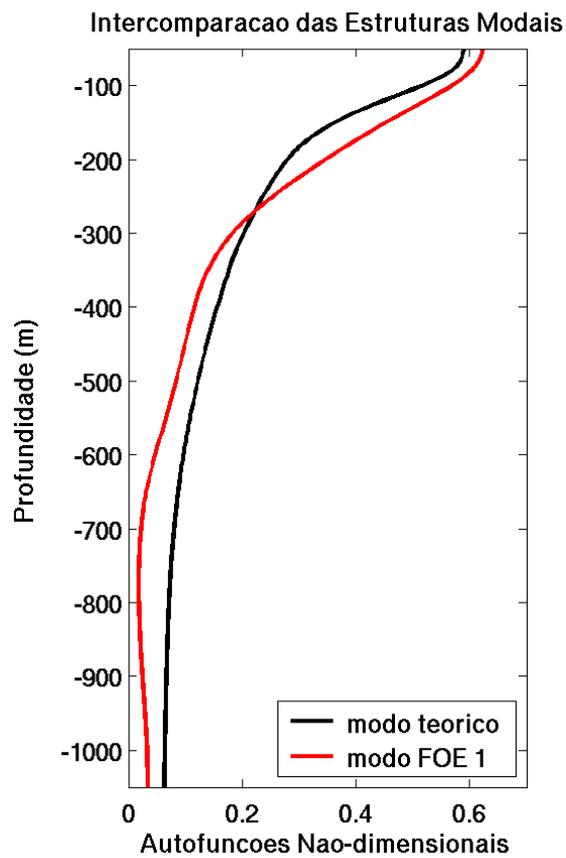


Figura 5.15: Comparação entre as estruturas verticais do modo teórico $\Psi(z)$ associado à onda 266 km (curva negra) e $\mathcal{F}_1(z)$ associado ao modo FOE 1 interpolado dinamicamente (curva vermelha). O eixo das profundidades está expresso em termos de $(z - H_0)$ metros.

Capítulo 6

Considerações Finais

6.1 Síntese e Conclusões

Esta tese se dedicou ao estudo da dinâmica de meso-escala do Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos. Em particular, na região compreendida entre o limite norte do sistema de cânions do Cabo de São Tomé (cerca de 22°S) até o Alto de Cabo Frio (cerca de 23°S). Tal região da Bacia de Campos é designada geomorfologicamente como *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio* por Zembruski [1979].

Na denominação proposta por Godoi [2005], o Sistema CB é constituído pela CB, CCI, os meandros e vórtices associados às ondas de vorticidade ao largo do sudeste brasileiro. A CB, que ocupa primeiros metros de coluna de água, flui para sul-sudoeste e transporta essencialmente AT e ACAS [Evans & Signorini, 1985; Silveira et al., 2000b]. A CCI ocupa níveis intermediários e transporta essencialmente AIA e ACS para o norte-nordeste [Stramma & England, 1999; Böebel et al., 1999; Schmid et al., 2000]. A presença da feição fisiográfica conhecida como Platô de São Paulo, interrompe o talude continental em cerca de 1500-2000 m de profundidade e desloca para oceano aberto a CCP. Esta corrente profunda, que transporta a APAN em direção ao sul, é desacoplada dinamicamente da CB e da CCI nas Bacias de Campos e de Santos.

A relevância oceanográfica do *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio* da margem continental sudeste brasileira reside na recorrência de formação de meandros ciclônicos que crescem em amplitude temporalmente. Alguns se destacam e rumam para porções interiores do Giro Subtropical do Atlântico Sul; outros são reabsorvidos pela CB [Garfield,

1990]. Estas estruturas vorticais são mais energéticas e vigorosas que as observadas em outros sistemas de correntes de contorno oeste enquanto fluem ao largo das margens continentais. As ondas de instabilidade detectadas por *Xue & Mellor* [1993] na Corrente do Golfo, nos entornos da Elevação Charleston, são as estruturas que podem ser apontadas como os análogos do hemisfério norte do fenômeno observado em nossa área de estudo.

A investigação dinâmica do Sistema CB foi iniciada com intento de responder a uma pergunta fundamental acerca das correntes de contorno oeste desta porção do Atlântico Sudoeste: o quão baroclínica é a CB? A escassez de observações diretas na área leva a um desconhecimento sobre a partição entre as componentes barotrópica e baroclínica das CB e CCI. A vasta maioria dos trabalhos pretéritos utilizam o método dinâmico, que só resolvem a parte baroclínica da circulação. Ademais, a simples comparação entre os valores de transporte de volume destes trabalhos é dificultada pela adoção de diferentes níveis de referência. Uma outra questão que emergiu foi simplesmente: qual o nível de referência adequado para melhor reproduzir o Sistema CB a partir de dados hidrográficos?

As respostas para estas duas perguntas foram elaboradas a partir da reanálise dos dados de perfilagem por PEGASUS de *Evans & Signorini* [1985] no Projeto TRANSCOBRA. Estes autores descreveram a estrutura vertical dos perfis de velocidade em termos individuais. No presente presente trabalho, construímos uma seção de velocidades normais à radial de observações, que chamamos de Radial TRANSCOBRA. Esta seção foi mapeada por análise objetiva e permitiu que conhecêssemos o padrão seccional das CB e CCI. O nível de inversão entre as duas correntes se deu em torno dos 450 m de profundidade. A CB apresentava núcleo em superfície e formato parabólico, típico de uma corrente de contorno de superfície, ligeiramente alterado pela interação com a topografia. A estimativa do transporte de volume foi de $5,6 \pm 1,4$ Sv. A estrutura da CCI era bastante distinta e assimétrica, com núcleo entre 800-1000 m de profundidade colado ao talude intermediário. Sua extensão vertical era de cerca de 1200 m, diferente das estimativas de *Böebel et al.* [1997] e *Böebel et al.* [1999] de apenas 400 m. Suas velocidades máximas excederam $0,30 \text{ m s}^{-1}$ e seu transporte foi de $3,6 \pm 0,8$ Sv.

A componente barotrópica, estimada como a média ao longo da vertical da ve-

locidade total mapeada na seção, foi baixa. Apenas nas proximidades da quebra de plataforma, chegou a $-0,20 \text{ m s}^{-1}$. O transporte baroclínico de CB e CCI calculado foi de $4,0 \pm 1,0 \text{ Sv}$ para as duas correntes. Ou seja, o transporte baroclínico da CB representou cerca de 75% do transporte total. Já o transporte da CCI era 90% baroclínico. As seções baroclínicas não apresentaram diferenças em padrão ou nível de reversão de velocidades. Este nível corrobora *Godoi* [2005] e *Mattos* [2006] que sugeriram a profundidade média da interface ACAS-AIA como potencial nível de referência para o uso do método dinâmico no Sistema CB.

O caráter predominantemente baroclínico das CB e CCI nos encorajou a explorar e estender o método de *Lima* [1997] para calcular velocidades baroclínicas absolutas usando a versão seccional do POM, o POMsec, e campos de entrada de temperatura e salinidade mapeados a partir de dados hidrográficos. As radiais hidrográficas do Projeto DEPROAS para o verão e o inverno de 2001 foram utilizadas com este propósito. As simulações numéricas decorrentes reproduziram aproximadamente os padrões verticais, velocidades e transportes das correntes de contorno. O ajuste das correntes à topografia e eliminação de ruídos da grade hidrográfica pela filtragem dinâmica do próprio modelo foram obtidos devido à aplicação do técnica de *Ezer & Mellor* [1994]. Tais resultados encorajaram-nos a sugerir a utilização do POMsec como substituto ao uso método dinâmico para a região.

O campo da Radial TRANSCOBRA também permitiu a avaliação do grau da geostrofia do Sistema CB. Comparando a média entre as magnitudes da vorticidade relativa e planetária para a radial, chegamos a um número de Rossby Ro de 0,11.

O pequeno Ro nos motivou a aplicar a aproximação quase-geostrofica aos dados do chamado Fundeio Marlim, do Experimento PROCAP-1000, para explorar a estrutura dinâmica da CB e da CCI, bem como dos meandros típicos da CB. Estas medições têm apenas 152 dias de duração, mas é constituída de uma resolução vertical de 10 níveis correntográficos. Estes instrumentos, fundeados em 1250 m, permitiram o cálculo de um escoamento médio que se mostrou orientado ao longo da isóbata local. Construimos o perfil da velocidade média \bar{v} orientada ao longo das isóbatas e o interpolamos usando os modos normais dinâmicos. Este simples cálculo foi resultado da projeção gaussiana dos modos no perfil vertical de \bar{v} através da regra numérica de

integração. Foi-nos possível então a avaliação da amplitude de cada modo dinâmico individualmente e obtenção de um perfil contínuo de velocidades a partir dos 10 pontos discretos. A raiz do erro médio quadrático normalizado entre o perfil interpolado por quatro modos e as médias dos 10 níveis foi de 0,05. O primeiro modo baroclínico explica sozinho 84% da estrutura vertical do jato CB-CCI. Este resultado corrobora as suposições de *Fernandes* [2001], *Calado* [2001] e *Godoi* [2005] de que o CB e CCI consistem num sistema basicamente de primeiro modo.

Tal resultado, no entanto, não se aplica de forma tão robusta para a estrutura vertical característica dos meandros do Sistema CB. Chegamos a esta conclusão através de análise de funções ortogonais empíricas (FOE) para os desvios da velocidade v' . Um único modo explicou 82% da variância total das séries. A estrutura vertical deste modo não inverteu de sentido ao longo de toda coluna de água e exibiu decaimento acentuado com a profundidade. Isto nos indicou que o meandramento é muito mais vigoroso no domínio da CB que no da CCI. A ausência de inversão de sentido de correntes ao longo do eixo vertical se reflete numa composição dinâmica da estrutura do meandro mais rica e complexa que a do jato básico. Embora o primeiro modo baroclínico seja ainda dominante (explicando cerca de 30% da estrutura vertical), o modo barotrópico ganha importância e responde por 23% da estrutura do meandro. A análise espectral realizada na amplitude deste modo FOE não identificou nenhum período significativo ao nível de 95%. Mesmo se tratando de uma série de aproximadamente seis meses, os resultados deste cálculo são concordantes com a análise espectral de séries correntográficas em 22°S realizada por *Lima* [1997]: obtivemos espectro de ruído vermelho.

Como não foi encontrada nenhuma assinatura de período específico, procuramos por possíveis comprimentos de ondas dominantes. Fizemos tal procura a partir de análise FOE espacial de 51 frentes termais digitalizadas a partir de imagens AVHRR entre os anos de 1993 e 2001. Consideramos uma faixa latitudinal (20,5°S-25,5°S) que ultrapassa os limites norte e sul do *Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio* da Bacia de Campos. O processo para efetuar este cálculo envolveu uma maior manipulação dos dados e complexidade na aplicação das FOEs que para as séries temporais do Fundeio Marlim. Como a análise FOE lida apenas com variabilidade, coube-nos calcular um frente termal média para a CB e, obter séries de desvios relativamente à esta frente. O tra-

balho de promediação das 51 frentes seguiu o método iterativo de *Olson et al.* [1983]. Realizamos a validação da frente média através da comparação com aquela obtida por *Garfield* [1990] para um conjunto de imagens duas vezes maior que o do presente trabalho. A forma de aplicação FOE para esta série descontínua temporalmente foi análoga à realizada por *Silveira et al.* [2000a]: determinação funções amplitude espaciais.

Realizada a análise FOE, obtivemos quatro modos FOE estatisticamente significativos ao nível de 95%. Os modos 3 e 4, que juntos explicaram 18% da variância total, apresentaram inequivocamente padrões semelhantes a ondas de vorticidade. O modo 1, que explicou 50% da variância, também pode estar associado a um padrão ondulatório de maior comprimento. Já o modo 2 (17% da variância) teve escala horizontal ainda maior e a interpretação como uma onda mais longa foi examinada com cautela. Para aproximar os modos FOE a forma senoidais, efetuamos um ajuste de mínimos quadrados recursivamente. Os modos 3 e 4 seriam essencialmente ondas de 266 km e 338 km, respectivamente. Já o modo 1, conteria sinal de onda de comprimento de cerca 520 km, e o modo 2, de 685 km. Coeficientes de correlação, o CC, para os modos 3 e 4 foram caracteristicamente de 0,8. Para o modo 1, o CC foi apenas marginalmente significativo ao nível de 95%. Para o modo 2, o CC foi 0,73, mas a extensão da área investigada (cerca de 800 km) cobriu apenas 1,2 comprimentos da suposta onda. Os modos 3 e 4 poderiam representar ondas de instabilidade, visto que o sítio de observação de crescimento dos meandros coincide com os extremos de fase apresentados por estes modos nas imediações dos Cabo de São Tomé e Cabo Frio.

Visando elucidar os mecanismos de crescimento dos meandros, adaptamos o modelo quase-geostrófico de *Johns* [1988] ao jato CB-CCI médio. Os resultados indicaram que o Sistema CB é baroclinicamente instável e que as ondas associadas aos modos 3 e 4 das frentes termais têm taxas de crescimento de cerca de 0,06 e 0,05 dias⁻¹. Adicionalmente, as velocidades de fase destas ondas são muito baixas se comparadas às da CB em superfície. Tal resultado explica as citações na literatura de que os meandros instáveis da CB seriam quase-estacionários. A baixa velocidade de fase foi consequência do nível de acoplamento entre onda e jato básico ocorrer nas proximidades da inversão de sentido entre CB e CCI. Tanto assim, que as velocidades de fase das ondas de 266 km e 338 km modeladas foram 0,02 m s⁻¹ e 0,04 m s⁻¹, respectivamente.

Ou seja, o nível de acoplamento se deu no domínio da CCI. A onda de 520 km (supostamente vinculada ao modo FOE 1) apresentou taxas de crescimento em torno de $0,01 \text{ dias}^{-1}$ e velocidade de fase de $0,08 \text{ m s}^{-1}$. A onda de 685 km (modo FOE 2) seria praticamente estável e sua velocidade de fase ultrapassou $0,12 \text{ m s}^{-1}$. Os resultados obtidos pelo modelo de instabilidade para ondas mais longas (maiores que 400 km) se contrapõem àqueles das simulações numéricas de *Fernandes* [2001] e *Calado* [2001]. Nestes trabalhos, as ondas estáveis ou fracamente estáveis se propagavam para sudoeste com velocidades de cerca de $0,2 \text{ m s}^{-1}$. O mesmo é sugerido pela análise de mapas de vorticidade potencial de *Mattos* [2006]. *Garfield* [1990] também encontrou evidências de propagação dos meandros para sudoeste em sua análise de imagens AVHRR, mas não comentou sobre os possíveis comprimentos de ondas associados. Acreditamos que confirmação observacional adicional é necessária para esclarecer e validar os resultados do modelo aqui apresentado.

No entanto, se existem diferenças entre os resultados aqui obtidos e os da literatura para as ondas longas e fracamente instáveis, o uso do modelo de *Johns* [1988] esclareceu detalhes da dinâmica das ondas mais instáveis do Sistema CB. As taxas de crescimento modeladas são compatíveis com as que estimamos por imagens AVHRR de $0,05 \text{ dias}^{-1}$ para o meandro de Cabo Frio. Adicionalmente, estrutura vertical do modo teórico para onda de 266 km foi muito semelhante à do modo FOE da série correntográfica. O modo teórico também apresentou importante componente barotrópica, forte decaimento com a profundidade e estrutura dinâmica mais rica que a do jato básico.

Finalizando, acreditamos ter mostrado que combinando conjuntos de observações limitados e um modelo analítico extremamente simples, conseguimos apresentar robustas evidências de que o Sistema CB é baroclinicamente instável.

6.2 Sugestões para Trabalhos Futuros

Dentre os estudos a serem conduzidos, visando a sequência da investigação aqui apresentada, sugerimos:

- Efetuar perfilagens de velocidade no Sistema CB na Baía de Campos com intento de obter mais e melhores estimativas acerca da componente barotrópica e estrutura

baroclínica das correntes na presença e na ausência de meandros frontais. O uso de perfilador tipo *Lowered-ADCP* produz medições de velocidade absolutamente simultâneas com aquelas de estrutura de temperatura e salinidade pelo CTD;

- Estender a área de estudo para o norte do *Setor Cabo São Tomé – Cabo Frio* da Bacia de Campos de forma a englobar o Embaiamento do Espírito Santo e examinar o sítio de formação do Vórtice de Vitória. Medições sinóticas, como as descritas no item anterior, e estudos de processos numéricos devem ser realizados com o intuito de entender a gênese do processo de meandramento da CB. Como mencionado no Capítulo 1, este processo parece ter início logo abaixo da latitude da Cadeia Vitória-Trindade;
- Avançar na pesquisa teórica do processo de instabilidade do Sistema CB, perseguindo o uso de modelos seccionais que permitam tanto relaxar a hipótese quase-geostrófica como incluir o efeito da instabilidade barotrópica (ou de cisalhamento horizontal). Tais modelos devem seguir os preceitos apresentados por *Xue & Mellor [1993]* para a Corrente do Golfo e *James et al. [1999]* para a Corrente de Kuroshio.
- Ampliar o conjunto de dados das frentes termais em extensão temporal das séries de imagens, assim como analisá-las numa faixa de latitude mais ampla que a realizada no presente estudo. Auxiliariamente, usar dados de imagens de cor do mar que podem também servir ao fim de investigar os movimentos frontais. Em particular, o uso de índice para matéria orgânica dissolvida colorida (MODC) [*Ciotti et al., 2003*]. O contraste de MODC entre águas sobre a plataforma continental e a AT é tão demarcado quanto o contraste de temperatura observados nas imagens AVHRR.

Referências Bibliográficas

- Allen, J. S., P. A. Newberger, & J. Frederiuk, 1995: Upwelling circulation on the Oregon continental shelf. Part I: Response to idealized forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 1843–1866.
- Blumberg, A. F. & G. L. Mellor, 1987: A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In Three-dimensional coastal ocean models, N. S. Heaps (editor). American Geophysical Union, Washington, 1–16.
- Böebel, O., R. E. Davis, M. Ollitraut, R. G. Peterson, P. L. Richard, C. Schmid, & W. Zenk, 1999: The intermediate depth circulation of the Western South Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 26(21), 3329–3332.
- Böebel, O., C. Schmid, & W. Zenk, 1997: Flow and recirculation of Antarctic Intermediate Water across the Rio Grande Rise. *J. Geophys. Res.*, 102(C9), 20.967–20.986.
- Boyer, T., S. Levitus, H. Garcia, R. A. Locarnini, C. Stephens, & J. Antonov, 2005: Objective analyses of annual, seasonal, and monthly temperature and salinity for the world ocean on a 0.25 degrees grid. *Int. J. Climatology*, 25(7), 931–945.
- Calado, L., 2001: Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 95 pp.
- Calado, L., 2006: Dinâmica da Interação da atividade de meso-escala da Corrente do Brasil com o fenômeno de ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, RJ. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 159 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, LI2602.
- 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.
- Carter, E. F. & A. R. Robinson, 1987: Analysis models for the estimation of oceanic fields. *J. Atmos. Oc. Tech.*, 4(1), 49–74.
- Ceccopieri, W., I. C. A. Silveira, A. C. K. Schmidt, J. M. L. Lima, & R. C. Fontes, 2006: Mesoscale Variability of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current System at 22° S. *Ocean Sciences Meeting 2006, AGU/ASLO/IAPSO/TOS, Honolulu*, OS45N–12.
- Charney, J., 1954: The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *JM*, 4, 135–163.
- Charney, J. & M. Stern, 1962: On the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere. *JAS*, 19, 159–172.
- Ciotti, A. M., L. Calado, R. A. Mattos, & I. C. A. Gaeta, S. A. abd Silveira, 2003: Eddy activity off Southeast Brazilian coast and its relation to phytoplankton abundance. *Workshop on Realtime Observing for Ecosystem Dynamics and Harmful Algal Blooms, Ni-ece*.
- Defant, A., 1936: Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans: Die Troposphäre. *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition "Meteor" 1925-1927*, VI(1), 289–411.
- Denbo, D. W. & J. S. Allen, 1984: Rotary empirical orthogonal functions analysis of currents near the Oregon coast. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 35–46.
- Eady, E. T., 1949: Long waves and cyclone waves. *TL*, 1, 33–52.
- Emery, W. J. & R. E. Thomson, 1998: *Data analysis methods in physical oceanography*. Pergamon, Great Britain, 634 pp.

- Emilson, I., 1961: The shelf and coastal waters off Southern Brazil. *Bolm. Inst. Oceanogr.*, 17(2), 101–112.
- Evans, D. & S. R. Signorini, 1985: Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, 315, 48–50.
- Evans, D., S. R. Signorini, & L. Miranda, 1983: A note on the transport of the Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1732–1738.
- Ezer, T. & G. L. Mellor, 1994: Diagnostic and prognostic calculations for the North Atlantic circulation and sea level using a sigma coordinate model. *J. Geophys. Res.*, 99(14), 14.159–14.171.
- Fernandes, A. M., 2001: Dinâmica baroclínica da Corrente do Brasil na região sudeste. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 108 pp.
- Fisher, A., 1964: The circulation and stratification of the Brazil Current. Dissertação de Mestrado, New York University, New York, 86 pp.
- Flierl, G. R., 1978: Models of vertical structure and the calibration of two-layer models. *Dynam. Atmos. Oceans*, 2(4), 341–381.
- Fu, L., 1981: The general circulation and meridional heat transport of the subtropical South Atlantic determined by inverse method. *JPO*, 11, 1171–1193.
- Garfield, N., 1990: The Brazil Current at subtropical latitudes. Tese de Doutorado, University of Rhode Island, Rhode Island, 121 pp.
- Godoi, S. S., 2005: Dinâmica quase-geostrófica do sistema Corrente do Brasil no embaçamento de São Paulo (23,5°-27°S). Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 133 pp.
- Gordon, A. & C. H. Greengrove, 1986: Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland confluence. *Deep-Sea Res.*, 33(5), 573–585.
- Houry, S., E. Dombrowsky, P. De Mey, & J.-F. Minster, 1987: Brunt-Väisälä frequency and rossby radii in the South Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 17(10), 1619–1626.

- James, C., M. Wimbush, & H. Ichikawa, 1999: Kuroshio meanders in the East China Sea. *JPO*, 29, 259–272.
- Johns, W. E., 1988: One-dimensional baroclinically unstable wavvwa on the Gulf Stream Potencial Vorticity Gradient near Cape Hatteras. *DAO*, 11, 323–350.
- Kampel, M., 2003: Estimativa da produção primária e biomassa fitoplanctônica através do sensoriamento remoto da cor do oceano e de dados in situ na costa sudeste brasileiro. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 286 pp.
- Kundu, J. S., P.K. and Allen & R. Smith, 1976: Modal decomposition of the velocity near the Oregon coast. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 683–704.
- Larqué, L., K. Maamaatauahutapu, & V. Garçon, 1997: On the intermediate and deep water flows in the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 102(12), 12.425–12.440.
- Lima, J. A. M., 1997: Oceanic circulation on the Brazil Current shelf break and slope at 22°S. Tese de Doutorado, University of New South Wales, New South Wales, 144 pp.
- Lippert, A. & M. G. Briscoe, 1990: Observations and EOF analysis of low frequency variability in the western part of the Gulf Stream recirculation. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 646–656.
- Mahiques, M. M., M. C. Bicego, I. C. A. Silveira, S. H. M. Sousa, R. Lourenço, & M. M. Fukamoto, 2005: Modern sedimentation in the Cabo Frio upwelling system, Southeastern Brazilian shelf. *Anais Acad. Bras. de Ciências*, 73(3), 535–548.
- Mahiques, M. M., M. G. Tessler, A. M. Ciotti, I. C. A. Silveira, S. H. M. Sousa, T. C. C. G. Figureira, R. L., V. V. Furtado, & R. F. Passos, 2004: Hydrodynamically driven patterns of modern sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil. 24, 1685–1697.
- Mamayev, O. I., 1975: *Temperature-salinity analysis of world ocean waters*. Elsevier Scientific Publ., Amsterdam, 374 pp.
- Mariano, A. J., 1989: Estimation of mesoscale vertical derivatives of potential temperature and density from hydrographic data. *J. Atmos. Oc. Tech.*, 6(6), 1013–1023.

- Mariano, A. J. & O. B. Brown, 1992: Efficient objective analysis of dynamically heterogeneous and nonstationary fields via the parameter matrix. *Deep-Sea Res.*, 39(7/8), 1255–1271.
- Mascarenhas, A. S., L. B. Miranda, & N. J. Rock, 1971: A study of oceanographic conditions in the region of Cabo Frio. *Costlow J. D.*, 1, 285:308.
- 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.
- Mattos, R. A., L. Calado, & I. C. Silveira, 2003: Estrutura vertical do Sistema Corrente do Brasil ao largo de Cabo Frio (23°S). *11° Simpósio Internacional de Iniciação Científica da Universidade de São Paulo*, Universidade de São Paulo, São Carlos.
- Meacham, S. P., 1991: Meander evolution on piecewise-uniform, quasi-geostrophic jets. *J. Phys. Oceanogr.*, 21(8), 1139–1170.
- Mello, G. A., R. D. Flood, T. H. Orsi, & A. Lowrie, 1992: Southern Brazil basin: sedimentary processes and features and implications for continental-rise evolution. In *Geologic evolution of Atlantic continental rises*, C. W. Poag and P. C. Graciansky (editors). Van Nostrand Reinhold, New York, 189–213.
- Mellor, G. L., T. Ezer, & L.-Y. Oey, 1994: The pressure gradient contribution of sigma coordinate ocean models. *J. Atmos. Oc. Tech.*, 11.
- Mellor, G. L. & T. Yamada, 1992: Development of turbulent closure model for geophysical fluid dynamics problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851–875.
- Miranda, L. & B. M. Castro Filho, 1979: Condições do movimento geostrófico das águas adjacentes a Cabo Frio (RJ). *Bolm. Inst. Oceanogr.*, 28(2), 79–83.
- Miranda, L. B., 1985: Forma da correlação T-S de massas de água das regiões costeira e oceânica entre o Cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP). *Bolm. Inst. Oceanogr.*, 33(2), 105–119.

- Müller, J. M., Y. Ikeda, N. Zangenberg, & L. V. Nonato, 1998: Direct measurements of western boundary currents off Brazil between 20° S and 28° S. *J. Geophys. Res.*, 103(C3), 5429–5437.
- Mémery, L., M. Arhan, X. A. Alvarez-Salgado, M.-J. Messia, H. Mercier, C. G. Castro, & A. F. Rios, 2000: The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. *Prog. Oceanogr.*, 47, 69–98.
- Olson, D. B., O. B. Brown, & S. R. Emmerson, 1983: Gulf Stream frontal statistics from Florida straits to Cape Hatteras derived from satellite and historical data. *J. Geophys. Res.*, 88, 4569–4577.
- Pedlosky, J., 1987: *Geophysical fluid dynamics*. Springer, New York, 728 pp.
- Pinardi, N. & A. R. Robinson, 1987: Dynamics of deep thermocline jets in the POLY-MODE region. *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 1163–1188.
- Poole, R. & M. Tomczak, 1999: Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline. *Deep-Sea Res.*, 46(11), 1895–1921.
- Preisendorfer, R. W., 1988: *Principal component analysis in Meteorology and Oceanography*. Elsevier, Amsterdam, 126 pp.
- Provost, C., s. Gana, V. Garçon, K. Maamaatauihutupu, & M. England, 1995: Hydrographic conditions in the Brazil-Malvinas confluence during austral summer 1990. *J. Geophys. Res.*, 100, 10.665–10.678.
- Reid, J. L., 1989: On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: flow patterns, tracers and transports. *Prog. Oceanogr.*, 23(3), 149–244.
- Reid, J. L. & A. W. Mantyla, 1978: On the mid-depth circulation of the North Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 8(6), 946–951.
- Reid, J. L., W. D. Nowlin, & W. C. Patzert, 1977: On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 7(1), 62–91.
- Sandström, J. W. & B. Helland-Hansen, 1903: Übbet die Berechnung von Meereströmungen. *Rept. Norwegian Fishery and Marine Investigations*, 2(4), 72–233.

- Sartori-Neto, A., 2004: Análise de imagens termais AVHRR utilizando transformada de Fourier e ondaletas para determinação de padrões em vórtices e meandros. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 212 pp.
- Schmid, C., G. Siedler, & W. Zenk, 2000: Dynamics of the Intermediate Water in the Subtropical South Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 3191–3211.
- Schmid, C. H., H. Schafer, G. Podesta, & W. Zenk, 1995: The Vitória Eddy and its relation to the Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 25(11), 2532–2546.
- Schmidt, A. C. K., I. C. A. Silveira, W. Ceccopieri, A. Sartori-Neto, & J. M. L. Lima, 2006: Thermal Front Patterns of the Brazil Current between 20.5° and 25.5° S. *Ocean Sciences Meeting 2006*, AGU/ASLO/IAPSO/TOS, Honolulu, OS25O–13.
- Shtokman, V. B., 1943: Geometrical proprieties of θ –S curves in the mixing of three water masses in a infinite sea. *Problems of Artic*, 1, 32–71.
- Siedler, G., T. J. Müller, m. Onken, M. Arhan, H. Mercier, B. A. King, & P. M. Saunders, 1996: The zonal woce sections in the south atlantic. In *The South Atlantic Circulation: Present and Past Circulation*, Wefer et al. (editors). Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 161–210.
- Signorini, S. R., 1978: On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Res.*, 25(5), 481–490.
- Silveira, I. C. A., W. S. Brown, & G. R. Flierl, 2000a: Dynamics of the North Brazil Current retroflection from the WESTRAX observations. *J. Geophys. Res.*, 105(C12), 28.559–28.583.
- Silveira, I. C. A., L. Calado, B. M. Castro, M. Cirano, J. A. M. Lima, & A. S. Mascarenhas, 2004: On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current System. *Geophys. Res. Lett.*, 31(14), L14.308.
- Silveira, I. C. A., L. Calado, & C. P. F. Francisco, 2003: Instabilidade linear de cisalhamento vertical em jatos geofísicos meridionais. *Rev. Bras. Geofis.*, 21(2), 133–145.
- Silveira, I. C. A., G. R. Flierl, & W. S. Brown, 1999: Dynamics of separating western boundary currents. *J. Phys. Oceanogr.*, 29(2), 119–144.

- Silveira, I. C. A., J. A. Lima, A. C. K. Schmidt, W. Ceccopieri, A. Sartori, & R. F. C. Fontes, 2006: Is the meander growth in the Brazil current system due to baroclinic stability? *Dynam. Atmos. Oceans*, [submetido].
- Silveira, I. C. A., E. O. Ribeiro, J. M. L. Lima, R. A. Mattos, R. G. Soutelino, & C. A. Leal, 2005: Caracterização oceanográfica da Bacia do Espírito Santo e da Região de Abrolhos. *Anais do II Congresso Brasileiro de Oceanografia*, Universidade Federal do Espírito Santos, Vitória, 1–3.
- Silveira, I. C. A., A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. S. Godoi, & Y. Ikeda, 2000b: A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *R. bras. Oceanogr.*, 48(2), 171–183.
- Stommel, H., 1958: The abyssal circulation. *Deep-Sea Res.*, 5, 80–82.
- Stramma, L., 1989: The Brazil Current transport south of 23°S. *Deep-Sea Res.*, 36, 639–646.
- Stramma, L. & M. England, 1999: On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 104(C9), 20.863–20.883.
- Stramma, L. & R. G. Peterson, 1990: The South Atlantic Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 846–859.
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson, & R. H. Fleming, 1942: *The Oceans, their physics, chemistry, and general biology*. Prentice-Hall Inc., New Jersey, 1087 pp.
- Tomczak, M., 1981: A multiparameter extension of temperatura/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing. *Prog. Oceanogr.*, 10(3), 147–171.
- Tomczak, M. & J. S. Godfrey, 1994: *Regional oceanography: an introduction*. Pergamon, Great Britain, 422 pp.
- Tomczak, M., P. Otto, J. Church, & F. Boland, 1996: Transport estimates for the East Australian Current from PCM3 mooring array. 23, 29–30.
- Tsuchiya, M., L. D. Talley, & M. S. McCartney, 1994: Circulation of the Antarctic Intermediate Water in the North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 47, 747–755.

- Urbano, D. F. & I. C. A. Silveira, 2003: Estrutura dinâmica das contra-correntes equatoriais do Oceano Atlântico ao longo de 44° W. *Rev. Bras. Geofis.*, 21(2), 145–162.
- Viana, A. R., J. C. Faugères, R. O. Kowsmann, J. A. M. Lima, L. F. G. Caddah, & J. G. Rizzo, 1998: Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. *Sement. Geol.*, 115, 133–157.
- Weatherly, G., 1993: On deep-current and hydrographic observations from a mudwave region and elsewhere in the Argentine basin. *Deep-Sea Res.*, 40(4/5), 939–961.
- Wüst, G., 1936: Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans: Das Bodenwasser und die gliederung der Atlantischen Tiefsee. *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition "Meteor" 1925-1927*, VI(1), 3–107.
- Xue, H. J. & G. Mellor, 1993: Instability of the Gulf-Stream Front in the South-Atlantic Bight. *J. Phys. Oceanogr.*, 23(11), 2326–2350.
- Zemba, J. C., 1991: The structure and transport of the Brazil Current between 27° and 36° South. Tese de Doutorado, Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, Massachusetts, 160 pp.
- Zembruski, S., 1979: Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In PROJETO REMAC. geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. PETROBRAS. CENPES. DINTEP (Série REMAC no. 7), Rio de Janeiro, 129–177.