

Sueli Susana de Godoi

**Dinâmica Quase-Geostrófica do Sistema Corrente
do Brasil no Embaiamento de São Paulo
(23,5° - 27° S)**

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

Orientador:

Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira

São Paulo

2005

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO**

**Dinâmica Quase-Geostrófica do Sistema Corrente
do Brasil no Embaiamento de São Paulo
(23,5° - 27° S)**

Sueli Susana de Godoi

Tese de doutorado apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo,
como parte dos requisitos para obtenção do Título de Doutor em Ciências, área de
Oceanografia Física.

APROVADA EM 02/*setembro*/2005 POR:

Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira
Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Yoshimine Ikeda
Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Paulo Simionatto Polito
Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo

Dra. Adriene Ferreira Pereira
Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Mauro Cirano
Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia

*A busca do entendimento de pequenas
essências pode por si só despertar a dignidade
e o amor próprio em um sêr humano ...
Melhor que tudo, será ... então .. conservá-los
e assim ... novos valores e virtudes ...
poderão ser edificados ...*

*Aos meus Amigos do
Laboratório de Dinâmica Oceânica e
à todos que navegam num Mar sem Fim ...
procurando conhecê-lo melhor ...
dedico esta pesquisa.*

Sumário

Agradecimentos	vi
Resumo	viii
Abstract	x
Lista de Siglas	xi
Lista de Símbolos	xiii
Lista de Figuras	xx
Lista de Tabelas	xxii
1 Introdução	1
1.1 Preâmbulo	1
1.2 Componentes do Sistema Corrente do Brasil	1
1.3 A Atividade de Meandramento e Vórtices ao longo do Sistema CB	3
1.4 A Baroclinicidade do Sistema CB	11
1.5 Objetivos	18
2 Conjunto de Dados - Projeto COROAS - Meso-escala	20
2.1 O Projeto COROAS	20
2.1.1 A Área de Estudo	20
2.1.2 O Sub-projeto Hidrografia de Meso-escala	22
2.2 Tratamento Básico de Dados Hidrográficos	24
2.3 Gradeamento dos Campos Termohalinos	25

3	A Interface CB-CCI	29
3.1	Preâmbulo	29
3.2	Motivação	30
3.3	Estimativa da Interface CB-CCI	35
3.3.1	O Critério Termodinâmico	36
3.3.2	O Critério Dinâmico	41
3.4	Resultados	45
3.4.1	O Critério Termodinâmico	45
3.4.2	O Critério Dinâmico	57
3.5	Estabelecimento do Nível de Referência	67
4	Campos de Função de Corrente Geostrófica	68
4.1	Preâmbulo	68
4.2	O Cálculo da Anomalia do Geopotencial	70
4.3	A Estrutura Vertical da Velocidade Geostrófica	71
4.4	Elaboração dos Campos de Função de Corrente	76
4.5	Distribuições Horizontais de Função de Corrente	79
4.6	Síntese dos Resultados	92
5	O Modelo Quase-Geostrófico de Duas Camadas	94
5.1	Preâmbulo	94
5.2	Formulação do Modelo Quase-Geostrófico de Duas Camadas	96
5.2.1	A Estrutura Dinâmica do Modelo	96
5.2.2	Parâmetros de Estrutura Vertical	99
5.2.3	Elaboração dos Mapas de Função de Corrente nas Camadas	100
5.2.4	Análise da Vorticidade Potencial	100
5.3	Resultados	102
5.3.1	Parâmetros de Estrutura Vertical	102
5.3.2	Campos de Função de Corrente	106
5.3.3	Análise de Vorticidade Potencial	109
5.4	Síntese dos Resultados: Relação de Dispersão	116

6	Considerações Finais	118
6.1	Sumário e Conclusões	118
6.2	Sugestões para Futuros Trabalhos	123
	Referências Bibliográficas	126

Agradecimentos

Gostaria de expressar aqui um sentimento sincero e de profundo respeito, admiração e gratidão pelo meu orientador e amigo de longo tempo - *Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira*. Ao longo dessa jornada o apoio que tenho recebido do Prof. Ilson como cientista, no sentido de transmitir seus ensinamentos e idéias com notável dedicação e esmero em concretizar a pesquisa deste trabalho tem sido inigualável.

Agradeço especialmente ao *Prof. Dr. Yoshimine Ikeda*, professor que tenho grande apreço e admiração, pelos sábios conselhos e inúmeras oportunidades concedidas durante o período de trabalho conjunto. Particularmente, fico grata ao *Prof. Ikeda* pelo convívio e interação com as atividades de pesquisa do projeto COROAS, onde atuou como Coordenador geral.

Um sincero agradecimento ao *Prof. Dr. Edmo José Dias Campos*, Coordenador do sub-projeto Hidrografia de Meso-escala - projeto COROAS, pela valiosa colaboração ao ceder os dados hidrográficos, utilizados na pesquisa deste trabalho.

O trabalho de pesquisa, aqui, desenvolvido é parte integrante do projeto DINBRAS, financiado pela FAPESP: processo 1998/00572-2. Agradeço, portanto, esta renomada Fundação pelos recursos computacionais cedidos à este projeto.

Agradeço o incentivo, sugestões e contribuições dados pelos estimados professores e colaboradores do Instituto Oceanográfico. Especialmente, fico grata ao *Prof. Dr. Luiz Bruner de Miranda*, *Prof. Dr. Paulo Simionatto Polito* e *Dra. Olga Tiemi Sato*. Ainda, agradeço ao *Prof. Dr. Belmiro Mendes de Castro Filho* - Diretor do Instituto Oceanográfico, *Prof. Dr. Michel Michaelovitch de Mahiques* - Presidente da Comissão de Pós-Graduação, *Prof. Dr. Valdenir Veronese Furtado* - Chefe do Departamento de Oceanografia Física, Química e Geológica e *Prof. Dr. Salvador Airton Gaeta* - Chefe do Departamento de Oceanografia Biológica. Destaco, também, os meus amigos *Prof. Dr. Moysés Gonzalez Tessler*, *Profa.*

Dra. Márcia Caruso Bícigo, Profa. Dra. Rosane Gonçalves Ito, Profa. Dra. Ilana Elazari Klein Coaracy Wainer, Profa. Dra. Silvia Helena de Mello e Sousa, Dr. Luiz Vianna Nonnato e Eng. Francisco Luiz Vicentini Neto.

Um especial reconhecimento com muito carinho aos meus amigos *André, Cayo, Diogo, Leandro, Paulo e Rafael* pelas discussões científicas de grande valia e pelos momentos de intensa dedicação na finalização desta pesquisa.

Gostaria de lembrar e agradecer o eficiente apoio prestado pelo *Serviço de Biblioteca, Serviço de Pós-Graduação, Serviço de Editoração e Divulgação Científica e Serviço de Comunicações* do Instituto Oceanográfico.

Ainda, demais amigos, colegas, funcionários e alunos se empenharam de alguma forma para que essa jornada se concretizasse e, assim, aconteceu desde uma simples assistência, pequenos gestos de amizade, incentivo, compreensão, carinho até lágrimas ... e por fim ... risos. Aqui e para sempre ficam sinceros agradecimentos com o mais profundo respeito e consideração por essa *Gente Querida* ... presente ou não nesta *Grande Nau...*

Aos meus pais, *Iracema e Honorato*, e irmãos, *Ewerson e Akcel*, que com sua força e simplicidade me deram coragem e dignidade para saber viver com sabedoria momentos alegres e tristes...

Antônio, amigo e esposo, agradeço-lhe com carinho pela dedicação em cuidar de mim aqui na Terra ... e à todas as *Crianças* que olham o *Mar* por mim ...

Resumo

Denomina-se Sistema Corrente do Brasil (CB) ao sistema de correntes de contorno oeste formados pela CB, fluindo para sul-sudoeste, e Corrente de Contorno Intermediária (CCI), fluindo para norte-nordeste, associado aos meandros e vórtices. O sistema bordejia a margem continental brasileira sudeste ao longo de 1200-1800 m.

A investigação da dinâmica das ondas baroclínicas de vorticidade superpostas ao Sistema Corrente do Brasil é conduzida através exclusivamente de análise de dados hidrográficos de dois cruzeiros de meso-escala (verão e inverno de 1993) do projeto Circulação Oceânica da Região Oeste do Atlântico Sul - COROAS, a componente brasileira do *World Ocean Circulation Experiment* - WOCE. Estes cruzeiros foram realizados na porção central do Embaiamento de São Paulo (23,5°-27°S).

Objetivando-se a aplicação do Método Dinâmico, estimativa quantitativa de um Nível de Referência (NR) é conduzida comparando-se duas metodologias diferentes e independentes. A primeira utiliza o fato de que a CB transporta Água Tropical (AT) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e de que a CCI transporta predominantemente Água Intermediária Antártica (AIA). Aplica-se então um Critério Termodinâmico, no qual a interface que separa ACAS e AIA é estimada para os dois cruzeiros via aplicação dos Teoremas de Shtokman. A outra metodologia consiste na obtenção de padrões verticais de velocidade baroclínica absoluta a partir de simulações numéricas com a versão seccional do *Princeton Ocean Model* - POM _{σ} inicializados com 14 campos termohalinos interpolados a partir dos dados - é o Critério Dinâmico. Os dois critérios apresentam resultado médio que difere apenas cerca de 7 dbar um do outro. Assim, adota-se valor de 480 dbar como NR para os cálculos geostroficados como nível isobárico que demarca a interface média entre CB e CCI.

Mapas de função de corrente geostrofica são gerados através de mapeamento objetivo. Tais mapas apresentam evidências inequívocas de que os ciclones e anticiclones, observados

nos experimentos de verão e inverno de 1993, são estruturas de vórtices associadas a meandros do Sistema CB. Estes aparecem como estruturas vorticais postadas em lados diametralmente opostos ao eixo da CB: ciclones no lado costeiro, e anticlones no lado oceânico. A variação vertical das estruturas dos meandros e a existência de uma única inversão de sentido permite comprovar e concluir que são ondas baroclínicas de primeiro modo, corroborando especulações presentes na literatura.

A construção de um modelo quase-geostrófico de duas camadas para um oceano não-viscoso no plano β e de fundo plano permite a realização de análise de vorticidade potencial. Tal análise permite concluir que o campo de vorticidade básico devido à CB suplanta o planetário e que estas ondas baroclínicas são ondas que devem sua existência ao cisalhamento vertical e horizontal da corrente. A variação frontal em vorticidade potencial baroclínica do Sistema CB é de $1,7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. A dominância do termo da vorticidade de estiramento, que responde por 60% da variação de vorticidade na frente, permite estabelecer que as ondas capturadas na malha hidrográfica são ondas longas dentro da classe de meso-escala.

O princípio de conservação de vorticidade potencial é invocado numa análise que envolve a superposição dos campos de vorticidade potencial e função de corrente para a primeira camada. Esta análise apresenta tanto evidências robustas de propagação das ondas baroclínicas quanto indícios de crescimento do meandro ciclônico, ou seja, de processo de instabilidade.

Face aos achados das análises anteriores, teoria linear e método das perturbações são utilizados para obter uma relação de dispersão para os ondas baroclínicas da CB. Esta relação é dependente da velocidade da CB e do gradiente de vorticidade potencial através da corrente.

Abstract

The Brazil Current System is formed by two western boundary currents, meanders and eddies that flow along the Southeast Brazil continental margin from surface to 1200-1800 m deep. These two currents are the southward-flowing Brazil Current (BC) and the northward-flowing Intermediate Western Boundary Current (IWBC).

The investigation of the dynamics of the baroclinic vorticity waves superimposed to the BC system is conducted in this work solely from hydrographic data analysis and manipulation from two oceanographic meso-scale surveys that were part of the COROAS Project, the Brazilian arm of the World Ocean Circulation Experiment - WOCE. These two cruises sampled the central portion of the São Paulo Bight (23.5° - 27° S) in the summer and winter seasons of 1993.

As it was intended to apply the classical Dynamic Method to the data, a quantitative estimate of the Reference Level (RL) is conducted through the comparison of two different and independent methodologies. The first uses the previous knowledge that the BC transports Tropical Water (TW) and South Atlantic Central Water (SACW) as well as that the IWBC transports mainly Antarctic Intermediate Water (AAIW). This method, referred here as the Thermodynamic Criterion applies the Shtokman theorems to estimate the interface depth between SACW and AAIW. The second methodology, designated here as the Dynamic Criterion, consists of modeling absolute baroclinic velocities for all 14 hydrographic transects using the sectional version of the Princeton Ocean Model - POM _{σ} . The results of the two methods differ only in 7 dbar and a RL of 480 dbar is adopted as to represent the average interface isobaric level between BC and IWBC in the following geostrophic calculations.

Horizontal distributions of geostrophic stream function are generated using objective mapping. These distributions present unequivocal evidences of cyclonic and anticyclonic structures in both Summer and Winter 1993 cruises. These features are associated to me-

anders of the BC System. They are depicted in opposing sides of the current core. The cyclone is seen in the BC coastal side as the anticyclone is placed in its oceanic side. The vertical variation of these patterns with a single flow direction inversion confirms that these vortex-like features are part of a first baroclinic mode wave, which corroborates previous speculations found in the literature.

In order to pursue a potential vorticity analysis, a data-derived two-layer quasi-geostrophic model is built assuming an inviscid flat-bottomed ocean in the β -plane. This analysis allowed to conclude that the basic vorticity field associated with both horizontal and vertical shear of the boundary currents are responsible for the baroclinic wave existence. The planetary vorticity gradient is one order of magnitude lower. The frontal variation in baroclinic potential vorticity is $1.7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. The dominance of the stretching vorticity, which accounts for 60% of the gradient variation, leads to classify these oscillatory motions as long meso-scale waves.

The potential vorticity conservation principle is invoked on an analysis that consists of superimposing the first layer quasi-geostrophic potential vorticity and geostrophic stream function maps. This analysis revealed that the baroclinic waves are propagating as well as evidences of meander growth, an indication of a possible geophysical instability mechanism, are seen.

Given the findings of the previous analyses, linear theory and the perturbation method are used to derive a dispersion relation for the BC System first mode baroclinic waves. The wave frequency is function of the BC velocity as well as the potential vorticity cross-stream gradient.

Lista de Siglas

AAIW	<i>Antarctic Intermediate Water</i>
AC	Água Costeira
ACAS	Água Central do Atlântico Sul
AIA	Água Intermediária Antártica
AO	Análise Objetiva
AT	Água Tropical
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
BC	<i>Brazil Current</i>
CB	Corrente do Brasil
CCI	Corrente de Contorno Intermediária
CCP	Corrente de Contorno Profunda
CFL	<i>Courant-Friedrichs-Levy</i>
CG	Corrente do Golfo
CNB	Corrente Norte do Brasil
CNPq	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
COROAS	Circulação Oceânica na Região Oeste do Atlântico Sul
CTD	<i>Conductivity, Temperature and Depth</i>
DINBRAS	Dinâmica do Meandramento e Emissão de Vórtices da Corrente do Brasil ...
FAPESP	Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo
FURG	Fundação Universidade do Rio Grande
HM	Hidrografia de Meso-escala
HM1	Cruzeiro de Hidrografia de Meso-escala - verão 1993
HM2	Cruzeiro de Hidrografia de Meso-escala - inverno 1993
HM3	Cruzeiro de Hidrografia de Meso-escala - verão 1994

INPE	Instituto de Pesquisas Espaciais
IOUSP	Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo
IWBC	<i>Intermediate Western Boundary Current</i>
LADCP	<i>Lowered Acoustic Doppler Current Profiler</i>
LaDO	Laboratório de Dinâmica Oceânica
LHICO	Laboratório de Hidrodinâmica Costeira
MICOM	<i>Miami Isopycnic Coordinate Ocean Model</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NR	Nível de Referência
POM	Princeton Ocean Model
POM _{σ}	<i>Princeton Ocean Model</i> - versão seccional
PSEB	Plataforma Continental Sudeste do Brasil
RL	<i>Reference Level</i>
SACW	<i>South Atlantic Central Water</i>
SPOC	Sistema de Previsão Oceânica e Costeira
TRANSCOBRA	Transporte da Corrente do Brasil
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
TW	<i>Tropical Water</i>
VCF	Vórtice de Cabo Frio
VCST	Vórtice Cabo de São Tomé
VV	Vórtice Vitória
WOCE	<i>World Ocean Circulation Experiment</i>

Lista de Símbolos

β	termo <i>beta</i>
δ_α	anomalia do volume específico
$\Delta\Phi$	anomalia do geopotencial
Δx	incremento espacial ao longo da seção da grade
Δz	incremento espacial vertical da grade
ϵ^2	variância do erro aleatório de amostragem
ϵ	salto de densidade normalizado
f	parâmetro de Coriolis
f_0	valor médio do parâmetro de Coriolis
F_{BC}^1	amplitude do modo baroclínico na camada superior (1)
F_{BC}^2	amplitude do modo baroclínico na camada inferior (2)
g	aceleração da gravidade
H	profundidade total de repouso
H_1	profundidade de repouso da camada superior (1)
H_2	profundidade de repouso da camada inferior (2)
k	número de onda
L	escala horizontal característica, comprimento de onda
lc	comprimento de correlação radial
lc_x	comprimento de correlação horizontal
lc_z	comprimento de correlação vertical
$N(z)$	frequência de Brunt-Väisälä
ω	frequência angular

p_0	nível isobárico de referência
ψ	função de corrente geostrófica
Ψ_{BC}	amplitude modal da função de corrente baroclínica
Ψ_{BT}	amplitude modal da função de corrente barotrópica
Q_{BC}	vorticidade potencial baroclínica
Q_{BT}	vorticidade potencial barotrópica
q_1	vorticidade potencial na camada superior (1)
q_2	vorticidade potencial na camada inferior (2)
R	raio médio
Ro	número de <i>Rossby</i>
R_{BC}	raio de deformação baroclínico
ρ_θ	densidade potencial
ρ_0	densidade de referência
ρ_1	densidade média da camada superior (1)
ρ_2	densidade média da camada inferior (2)
S	Salinidade
t	tempo
T	Temperatura
U	velocidade característica
U_R	velocidade máxima azimutal
u, v	velocidades baroclínicas
x	coordenada normal ao escoamento
y	coordenada paralela ao escoamento
z	coordenada vertical ao escoamento

Lista de Figuras

1.1	Representação esquemática do Sistema Corrente do Brasil, relacionando correntes de contorno, sua atividade de meso-escala e as massas de água transportadas por estas correntes: AT (vermelho) / ACAS (azul) / AIA (verde) / APAN (amarelo). Notar a bifurcação da ACAS em nível picnoclínico, e da AIA em nível sub-picnoclínico na região central do Embaiamento de São Paulo. Estão indicados, também, os vórtices ciclônicos e anticiclônicos: Vórtice de Cabo Frio (VCF) / Vórtice Cabo de São Tomé (VCST) / Vórtice Vitória (VV), ao largo de Cabo Frio - RJ, Cabo de São Tomé - RJ e Vitória - ES, respectivamente. [LaDO, <i>cortesia</i>]	3
1.2	Topografia dinâmica [cm din] relativamente a 500 dbar. [Signorini, 1978]	5
1.3	Interpretação gráfica da hipótese de <i>Campos et al.</i> [1995] apresentada por <i>Schmidt</i> [2004], com uma corrente de contorno oeste num oceano semi-infinito zonalmente. A corrente apresenta idealizadamente duas regiões de vorticidade potencial homogêneas: uma negativa (associada ao cisalhamento anticiclônico do jato) e outra positiva (associada ao cisalhamento ciclônico do jato): situação de costa orientada meridionalmente [painel à esquerda] e comportamento da corrente ante a mudança de inclinação de costa por um ângulo θ [painel à direita]. [Schmidt, 2004]	6
1.4	Imagem da Temperatura da Superfície do Mar - AVHRR/NOAA-11 - da área oceânica adjacente ao Sudeste Brasileiro, por <i>Schmid et al.</i> [1995]. As edições, realizadas por pesquisadores do LaDO, destacam o caráter de onda de vorticidade, com alternância de ciclones (cavados, núcleos frios) e anticiclones (cristas, núcleos quentes). [LaDO, <i>cortesia</i>]	8

1.5	Imagens da Temperatura da Superfície do Mar - AVHRR - Região Sudeste do Brasil: (a) julho de 1993;(b) setembro de 1996; (c) julho de 1997, onde as águas quentes (tons vermelhos) são características da CB e as ondulações configuram meandros (editados com o sentido de rotação).[Velhote, 1998] .	9
1.6	Vórtice ciclônico, ao largo da região do Embaiamento de São Paulo, simulado pelo MICOM. Os campos de velocidade horizontal (vetores) e vertical são apresentados, indicando que a água ressurgida na parte frontal do ciclone é advectada para águas rasas. [Velhote,1998]	10
1.7	Modos normais e raios de deformação calculados para a região de Cabo Frio [painel superior]; Perfil médio longitudinal da velocidade observada (linha vermelha delgada) e correspondente reconstituição modal envolvendo quatro modos dinâmicos (linha azul) [painel inferior]. [Fernandes, 2001]	12
1.8	Função de corrente instantânea para a camada 1 [painel superior] e camada 2 [painel inferior]. Simulações realizadas com o MICOM para configuração de duas camadas, com um oceano de 2000 m de profundidade máxima. [Fernandes, 2001]	14
1.9	Evolução temporal do campo de elevação e velocidade horizontal em superfície simulada pelo POM, considerando batimetria realística. O intervalo é de 12 dias de simulação entre cada quadro. [Calado, 2001]	15
1.10	Evolução temporal do campo de elevação de superfície e velocidade horizontal em superfície do experimento numérico de Calado [2001] com batimetria idealizada: a isóbata de 200 m divide continente e oceano de fundo plano em 2000 m. O intervalo é de 10 dias de simulação entre cada quadro.[Calado, 2001]	17
2.1	Embaiamento de São de Paulo: topografia de fundo derivada do conjunto de dados ETOPO com resolução de 2'.	21
2.2	Rede hidrográfica dos cruzeiros oceanográficos HM1 e HM2 - projeto COROAS: sub-projeto HM - Hidrografia de Meso-escala.	22
2.3	Mapa de erros horizontal: $lc = 1,5^\circ$; $\epsilon^2 = 0,012$	28

3.1	Representação esquemática do padrão de circulação no Oceano Atlântico Sudoeste associado a ACAS [painel à esquerda] / AIA [painel à direita]. [Silveira et al., 2000a]	34
3.2	Seção vertical com 65 níveis sigma destacando a região oceânica - POM _{xσ} .	44
3.3	Perfis verticais médios de salinidade e temperatura - cruzeiro HM1 - verão 1993 [painéis superiores] e cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painéis inferiores]	47
3.4	Perfis verticais médios da frequência de estratificação: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel à esquerda] e cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel à direita]. .	48
3.5	Curva T-S média e triângulo de mistura [painel superior] - Índices termohalinos estimados - <i>Critério Termodinâmico</i> - Perfil vertical médio de densidade potencial [painel inferior] - cruzeiro HM1 - verão 1993.	49
3.6	Curva T-S média e triângulo de mistura [painel superior] - <i>Índices termohalinos de acordo com Silva</i> [1995] - Perfil vertical médio de densidade potencial [painel inferior] - cruzeiro HM1 - verão 1993	52
3.7	Curva T-S média e triângulo de mistura [painel superior] - <i>Índices termohalinos estimados - Critério Termodinâmico</i> - Perfil vertical médio de densidade potencial [painel inferior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993.	53
3.8	Curva T-S média e triângulo de mistura [painel superior] - <i>Índices termohalinos de acordo com Silva</i> [1995] - Perfil vertical médio de densidade potencial [painel inferior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993	55
3.9	Seção vertical de temperatura potencial - [painel superior] - Seção vertical de salinidade - [painel inferior] - Radial 7 - cruzeiro HM1 - verão 1993. . .	59
3.10	Seção vertical de densidade potencial - Radial 7 - cruzeiro HM1 - verão 1993.	60
3.11	Evolução temporal da energia cinética média por unidade de área para os experimentos com o POM _{xσ} : para as sete radiais do cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior]; para as sete radiais do cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior]	61
3.12	Seções verticais de velocidade baroclínica modelada: Radial 5 [painel superior] e Radial 7 [painel inferior] - cruzeiro HM1 - verão 1993.	63
3.13	Seções verticais de velocidade baroclínica modelada: Radial 5 [painel superior] e Radial 7 [painel inferior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993.	64

4.1	Imagem da Temperatura da Superfície do Mar - AVHRR/NOAA-11 - 20/julho/1993 - a escala de cores (à direita) fornece níveis de temperatura. A frente termal da CB está delimitada pela linha tracejada (branco). As setas ao longo dessa frente indicam o sentido de escoamento da CB. O meandramento dessa corrente acompanhado de vórtices ciclônicos e anticiclônicos são evidentes. O retângulo (branco) indica a região investigada pelo projeto COROAS - sub-projeto HM - Meso-escala.	69
4.2	Seções verticais de velocidade geostrófica relativa ao NR de 480 dbar: Radial 5 [painel superior] e Radial 7 [painel inferior] - cruzeiro HM1 - verão 1993.	74
4.3	Seções verticais de velocidade geostrófica relativa ao NR de 480 dbar: Radial 5 [painel superior] e Radial 7 [painel inferior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993.	75
4.4	Distribuições horizontais de salinidade em 40 dbar - cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior]. A isohalina de 36 é destacada através do contorno espesso.	78
4.5	Mapas de função de corrente geostrófica em 2 dbar: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior]. . . .	80
4.6	Mapas de função de corrente geostrófica em 50 dbar: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior]. . . .	81
4.7	Mapas de função de corrente geostrófica em 100 dbar: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior]. . . .	82
4.8	Mapas de função de corrente geostrófica em 200 dbar: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior]. . . .	83
4.9	Mapas de função de corrente geostrófica em 300 dbar: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] e cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior]. . . .	84
4.10	Mapas de função de corrente geostrófica em 400 dbar: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] e cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior]. . . .	85
4.11	Mapas de função de corrente geostrófica em 600 dbar: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior]. . . .	88
4.12	Mapas de função de corrente geostrófica em 700 dbar: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior]. . . .	89

4.13	Mapas de função de corrente geostrófica em 1000 dbar: HM1 - verão 1993 [painel superior] e HM2 - inverno 1993 [painel inferior].	90
4.14	Mapas de função de corrente geostrófica em 1200 dbar: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior].	91
4.15	Interpretação conjunta de imagem da Temperatura da Superfície do Mar - AVHRR/NOAA-11 - 20/julho/1993 [painel superior] e do mapa da função de corrente geostrófica para 2 dbar - cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior] como onda de vorticidade baroclínica.	93
5.1	Cálculo do raio de deformação baroclínico do oceano continuamente estratificado: perfil de N^2 alisado (curva azul) e aproximado por série polinomial (curva vermelha) [painel superior]; estrutura vertical do primeiro modo baroclínico [painel inferior].	104
5.2	Perfil vertical médio de densidade potencial observada (curva azul) e estrutura vertical de densidade discretizada para o modelo quase-geostrófico de duas camadas (curva vermelha) [painel superior] - Estrutura vertical do modo baroclínico discreto correspondente [painel inferior].	105
5.3	Distribuições horizontais de função de corrente da camada 1 [painel superior à esquerda], da camada 2 [painel superior à direita] e baroclínica [painel inferior] - cruzeiro HM1 - verão 1993.	107
5.4	Distribuições horizontais de função de corrente da camada 1 [painel superior à esquerda], da camada 2 [painel superior à direita] e baroclínica [painel inferior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993.	108
5.5	Distribuições horizontais de vorticidade relativa [painel superior à esquerda], variação de vorticidade planetária [painel superior à direita] vorticidade de estiramento [painel inferior à esquerda] e vorticidade potencial baroclínica [painel inferior à direita] - cruzeiro HM1 - verão 1993.	110
5.6	Distribuições horizontais de vorticidade relativa [painel superior à esquerda], variação de vorticidade planetária [painel superior à direita], vorticidade de estiramento [painel inferior à esquerda] e vorticidade potencial baroclínica [painel inferior à direita] - cruzeiro HM2 - inverno 1993.	111

- 5.7 Perfis de vorticidade normais à Corrente do Brasil ao longo da Radial 5 -
cruzeiro HM1 [painel superior] e cruzeiro HM2 [painel inferior]. 114
- 5.8 Superposição dos campos de vorticidade potencial (curvas azuis) e de função
de corrente da camada 1 (curvas vermelhas) - cruzeiro HM1 [painel superior]
e cruzeiro HM2 [painel inferior]. As setas indicam tendências de advecção
das isolinhas de vorticidade pelo campo de correntes na primeira camada. . . 115

Lista de Tabelas

3.1	Índices termohalinos - cruzeiros HM1 - HM2 [<i>Silva</i> ,1995]	37
3.2	Índices termohalinos [<i>Mamayev</i> , 1975]	37
3.3	Índices termohalinos estimados - cruzeiro HM1 - verão 1993	50
3.4	Níveis isobáricos das interfaces e superfícies isopicnais correspondente - cruzeiro HM1 - verão 1993	50
3.5	Níveis isobáricos das interfaces e superfícies isopicnais correspondentes - cruzeiro HM1 - verão 1993 - [<i>Silva</i> ,1995].	51
3.6	Índices termohalinos estimados - cruzeiro HM2 - inverno 1993	54
3.7	Níveis isobáricos das interfaces e superfícies isopicnais correspondentes - cruzeiro HM2 - inverno 1993	54
3.8	Níveis isobáricos das interfaces e superfícies isopicnais correspondentes - cruzeiro HM2 - inverno 1993 - baseado nos índices termohalinos reportados por <i>Silva</i> [1995].	56
3.9	Cruzeiro HM1 - verão 1993 - experimentos com o $POM_{x\sigma}$: níveis de refer- ência, transportes de volume e velocidades máximas estimados	65
3.10	Cruzeiro HM2- inverno 1993 - experimentos com o $POM_{x\sigma}$: níveis de refer- ência, transportes de volume e velocidades máximas estimados	65
4.1	Cruzeiro HM1- verão 1993 - experimentos com o Método Dinâmico Clás- sico: transportes de volume e velocidades máximas absolutas estimados . .	72
4.2	Cruzeiro HM2- inverno 1993 - experimentos com o Método Dinâmico Clás- sico: transportes de volume e velocidades máximas absolutas estimados . .	72

5.1	Parâmetros de estrutura vertical do modelo quase-geostrófico de duas camadas para o Sistema CB na região central do Embaiamento de São Paulo. .	103
5.2	Valor absoluto dos saltos de vorticidade baroclínica ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) entre os extremos da Radial 5 - cruzeiros HM1 e HM2	112

Capítulo 1

Introdução

1.1 Preâmbulo

O presente trabalho visa o estudo da dinâmica do Sistema Corrente do Brasil no Embaio de São Paulo, especificamente na sua região central ($23,5^{\circ}$ - 27° S e 43° - 47° W). A região investigada, localizada no Oceano Atlântico Sudoeste, está compreendida ao longo da costa entre as cidades de Ubatuba - SP e Iguape - SP.

Propõe-se aqui denominar de *Sistema Corrente do Brasil* as feições oceanográficas formadas pela própria Corrente do Brasil (CB), seus meandros e vórtices e pela subjacente Corrente de Contorno Intermediária (CCI).

Esta tese foi desenvolvida dentro do escopo do Projeto “Dinâmica do Meandramento e Emissão de Vórtices da Corrente do Brasil entre os Cabo de São Tomé (22° S) e Cabo de Santa Marta Grande (28° S) - DINBRAS”. Em particular, deseja-se avançar no estudo da dinâmica do sistema hidrodinâmico supra-citado utilizando-se apenas de observações hidrográficas, isto é, perfilagens de temperatura e salinidade do oceano na região de estudo.

1.2 Componentes do Sistema Corrente do Brasil

No decorrer das últimas décadas tem aumentado o interesse por diversos pesquisadores no estudo das características físicas das componentes que formam o Sistema CB. Motivados por esta idéia *Silveira et al.* [2000a] compilaram e interpretaram um série de informações,

provenientes de pesquisas realizadas ao largo da Costa Leste Brasileira sobre este sistema.

Partindo do referido artigo de revisão, pode-se delinear, inicialmente, a estrutura de massas de água que compõe o Sistema CB e feições relacionadas com sua atividade de meso-escala. A Figura 1.1, elaborada pelo grupo de pesquisa do *Laboratório de Dinâmica Oceânica* - LaDO, esboça os componentes deste Sistema.

Observações e experimentos numéricos revelam que a CB, fluindo ao largo do Sudeste Brasileiro, transporta Água Tropical (AT) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS) entre a superfície e níveis picnoclínicos. Subjacente a CB, a CCI transporta, em níveis sub-picnoclínicos da coluna de água, predominantemente Água Intermediária Antártica (AIA). A CCI flui para norte como uma corrente de contorno de nível intermediário, que é uma feição singular em termos do oceano mundial [Böebel *et al.*, 1999]. Neste contexto, nota-se, portanto, uma relação entre as referidas correntes de contorno oeste e correspondente estratificação de massas de água: o Sistema CB está associado com a estrutura das massas de água AT/ACAS-AIA.

Continuando, em seu percurso para sul-sudoeste, a CB desenvolve largos meandros de amplitude finita. Estes meandros não são observados somente ao sul de Cabo Frio - RJ (23°S), como se pensava inicialmente, mas sim ao norte do Cabo de São Tomé - RJ (22°S), ou mais especificamente, dentro da Bacia do Espírito Santo. Esta atividade de meandramento da CB é caracterizada por notória formação de estruturas ciclônicas e anti-ciclônicas [Mascarenhas *et al.*, 1971; Signorini, 1978; Garfield, 1990; Campos *et al.*, 1995, 1996 e 2000; Cirano, 1995; Calado, 2001; Fernandes, 2001]. Observações mostram que, ocasionalmente, estas estruturas se fecham em vórtices. Estes podem se destacar da CB e rumar para porções interiores do Giro Subtropical ou simplesmente serem reabsorvidos por esta corrente.

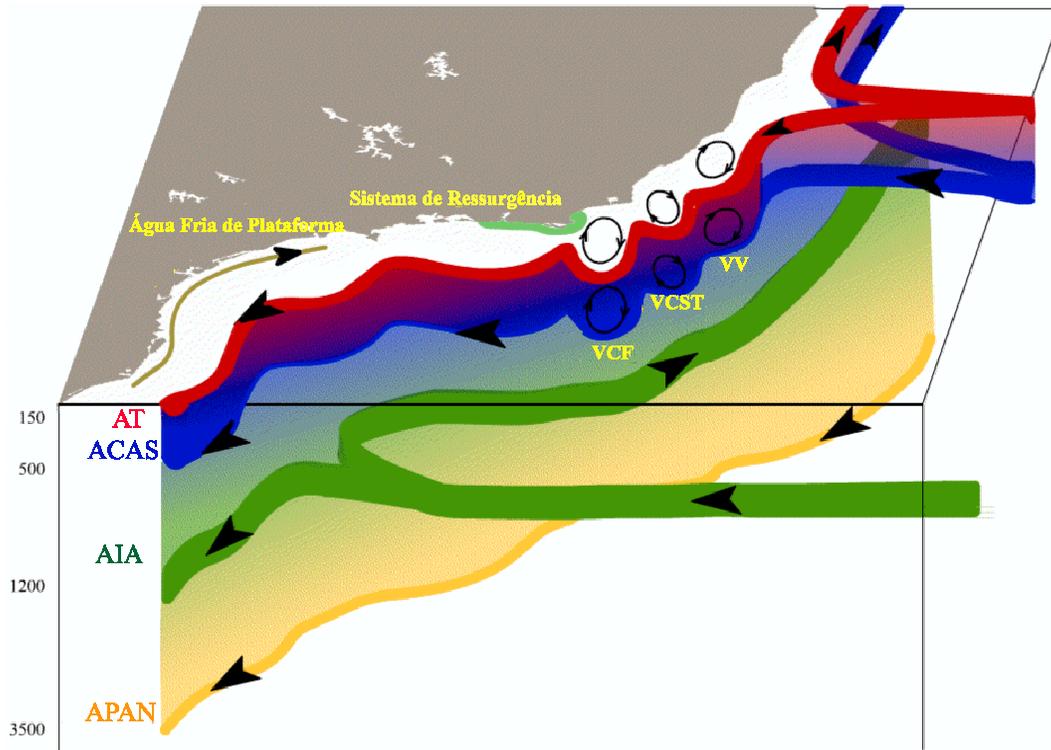


Figura 1.1: Representação esquemática do Sistema Corrente do Brasil, relacionando correntes de contorno, sua atividade de meso-escala e as massas de água transportadas por estas correntes: AT (vermelho) / ACAS (azul) / AIA (verde) / APAN (amarelo). Notar a bifurcação da ACAS em nível picnoclínico, e da AIA em nível sub-picnoclínico na região central do Embaiamento de São Paulo. Estão indicados, também, os vórtices ciclônicos e anticiclônicos: Vórtice de Cabo Frio (VCF) / Vórtice Cabo de São Tomé (VCST) / Vórtice Vitória (VV), ao largo de Cabo Frio - RJ, Cabo de São Tomé - RJ e Vitória - ES, respectivamente. [LaDO, *cortesia*]

1.3 A Atividade de Meandramento e Vórtices ao longo do Sistema CB

As correntes oceânicas, com seus campos de pressão, temperatura e densidade, variam tanto no espaço quanto no tempo. Algumas dessas variabilidades possuem escalas espaciais de dezenas a centenas de quilômetros e escalas temporais de semanas a meses. Isto é, essas possuem escalas da ordem do raio interno de deformação de *Rossby*, escala na qual a energia cinética é comparável com a energia potencial disponível [Gill, 1982]. São comumente

referidas na literatura como feições de meso-escalas oceânicas. Tipos de variabilidade que têm sido identificados e estudados incluem, por exemplo, o meandramento e filamentação de correntes, vórtices isolados ou em pares (isto é, dipolos de vórtices) etc.

Vale aqui discorrer sobre a atividade de meso-escala do Sistema CB. A primeira descrição do meandramento da CB e os vórtices associados ao largo da região Sudeste Brasileira foi realizada por *Mascarenhas et al.* [1971]. Os pesquisadores observaram a presença de estruturas de vórtice, tanto ciclônicas como anticiclônicas, na região ao largo do Cabo Frio a partir de mapas de topografia dinâmica. Algumas das distribuições apresentadas revelam um padrão tal como uma onda de vorticidade, composta de anticiclones sucedendo ciclones. Essa onda recebe essa denominação, pois tem como mecanismo restaurador o gradiente de vorticidade potencial. As ondulações superpostas ao escoamento básico, ou seja às correntes oceânicas, possuem frequências sub-inerciais. Estes 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 analisados por este autor detectou um vórtice anticiclônico, ligeiramente ao norte de Cabo Frio (Figura 1.2). O vórtice localizava-se em águas profundas, com profundidade maior que 1000 metros, e caracterizado por uma extensão vertical de aproximadamente 500 metros e 100 km de raio.

Campos et al. [1995] e *Cirano* [1995] especularam sobre os fatores dinâmicos que causariam o meandramento da CB. *Campos et al.* [1995] atribuiu a ocorrência de meandros e vórtices às mudanças de orientação da costa e do gradiente da topografia de fundo: plataforma estreita e abrupta ao norte de Cabo Frio, mais extensa e suave ao largo do Embaiamento de São Paulo. Os citados autores explicam que, ao norte de Cabo Frio, a CB flui praticamente na direção norte-sul, isto é acompanhando a orientação da batimetria. Mas, ao sul desta localização, quando esta orientação muda para leste-oeste, o escoamento da CB tende a continuar, por inércia, para sul e atinge regiões mais profundas, conduzindo à um estiramento da coluna de água. Se vorticidade potencial necessita ser conservada, a CB deve, então, adquirir vorticidade relativa negativa, ou seja ciclônica, o que a faz defletir para regiões mais rasas, isto é, em direção ao talude continental. Espalhando-se por regiões sobre

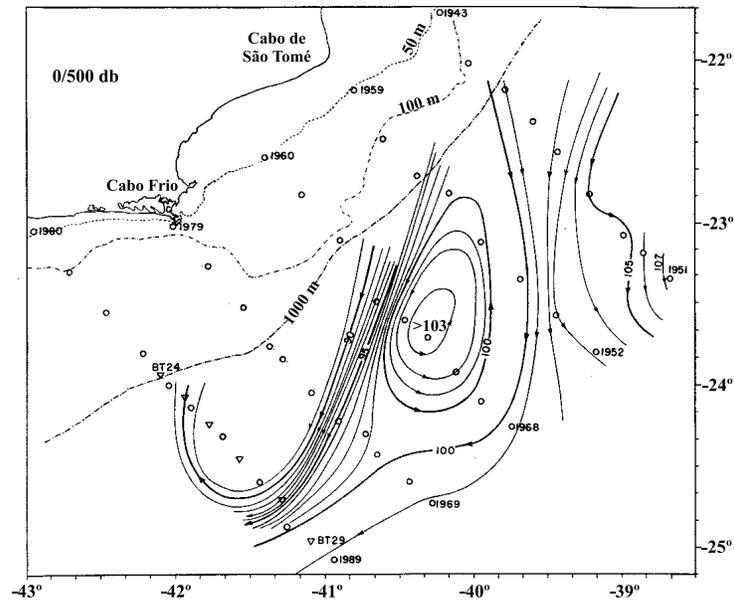


Figura 1.2: Topografia dinâmica [cm din] relativamente a 500 dbar. [Signorini, 1978]

a plataforma continental, devido à própria inércia, a CB necessita agora adquirir vorticidade relativa positiva, isto é anticiclônica. A combinação desses efeitos, ou seja, a sucessão de núcleos de vorticidade positiva (anticiclones) e vorticidade negativa (ciclones) representa a manifestação de uma onda de *Rossby* (Figura 1.3).

O que faz com que a parcela de água volte à sua posição original é a conservação de vorticidade potencial, o mecanismo restaurador da onda de *Rossby*. Este processo permitirá, portanto, que o escoamento da frente térmica da CB se ajuste em torno da quebra da plataforma continental e talude continental superior, ao longo de seu percurso para sul-sudoeste.

Almejando avaliar a hipótese formulada acima por modelagem numérica, *Gonçalves* [2000] utilizou o *Princeton Ocean Model* - POM - versão tridimensional [*Blumberg & Mellor*, 1987]. A finalidade foi analisar qual é o efeito que a mudança na direção da linha da costa, observada ao redor de Cabo Frio, causa na propagação do escoamento de uma CB idealizada, ao longo da região da Baía de Santos, também, idealizada. As simulações numéricas, de caráter idealizado, realizadas entre 20° - 30° S, indicaram que essa mudança desempenha um papel fundamental na geração de meandros de amplitude finita e vórtices

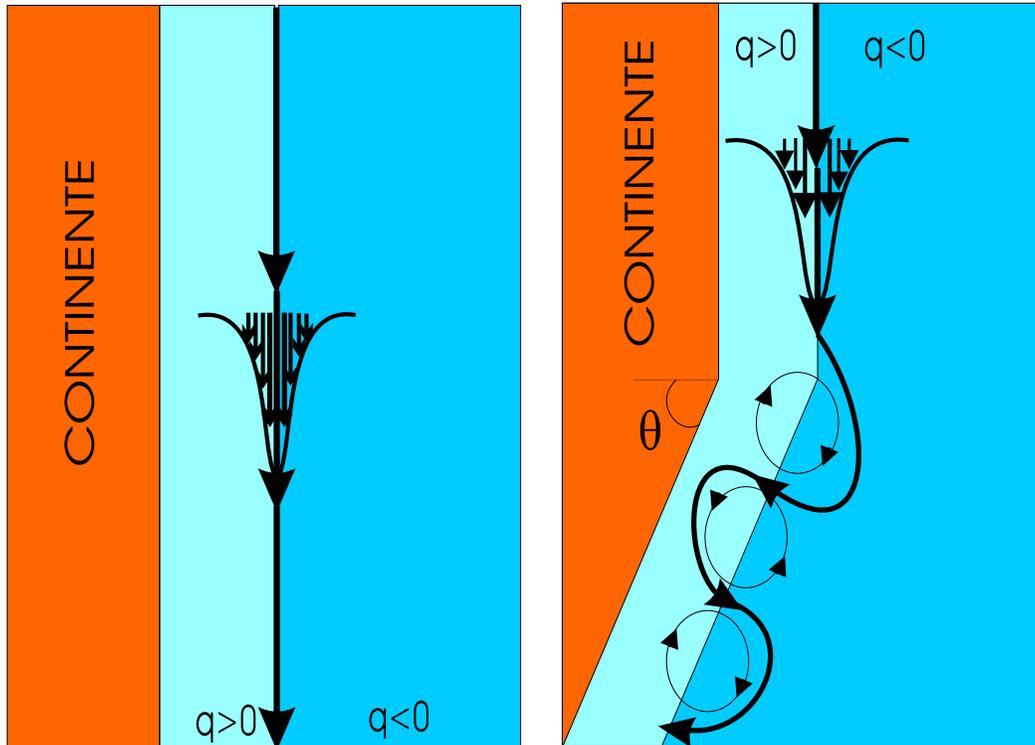


Figura 1.3: Interpretação gráfica da hipótese de *Campos et al.* [1995] apresentada por *Schmidt* [2004], com uma corrente de contorno oeste num oceano semi-infinito zonalmente. A corrente apresenta idealizadamente duas regiões de vorticidade potencial homogêneas: uma negativa (associada ao cisalhamento anticiclônico do jato) e outra positiva (associada ao cisalhamento ciclônico do jato): situação de costa orientada meridionalmente [painel à esquerda] e comportamento da corrente ante a mudança de inclinação de costa por um ângulo θ [painel à direita]. [*Schmidt*, 2004]

isolados, perturbando esse escoamento de forma a induzir a ocorrência tanto de instabilidades barotrópicas quanto baroclínicas. Avaliações semelhantes foram elaboradas teoricamente por *Schmidt* [2004] considerando um oceano de 1,5-camadas e conduziram a resultados qualitativamente semelhantes.

O referido padrão meandrante da CB composto de meandros ciclônicos e anticiclônicos fica evidente pela observação do mapeamento da Temperatura da Superfície do Mar (TSM), através da inspeção de imagens obtidas na faixa do infravermelho termal (Figura 1.4) do sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR), instalado a bordo do Satélite *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA-11). Pode-se avaliar que a geração de vórtices ao norte e no interior do Embaiamento de São Paulo estão certamente relacionados, o que já foi verificado por outros pesquisadores: *Garfield* [1990], *Campos et al.* [1995], *Campos et al.* [1996] e *Silveira et al.* [2004].

Na região do Embaiamento de São Paulo, ao largo de Santos, é evidente a formação de pares de vórtices ciclones e anticiclones em lados opostos ao eixo da CB (Figura 1.5). Estes apresentam estruturas menores em tamanho, comparadas com as de Cabo Frio e, aparentemente, não se desprendem do eixo principal da CB.

Uma importante hipótese ligada à atividade de meso-escala da CB é que os vórtices ciclônicos podem induzir uma “ressurgência de quebra de plataforma”. Estes trariam ACAS para regiões rasas e com prováveis e importantes conseqüências na produtividade primária da região [*Campos et al.*, 2000].

Os experimentos numéricos de *Velhote* [1998], através do Modelo Oceânico de Coordenadas Isopicnais da Universidade de Miami (*Miami Isopycnic Coordinate Ocean Model - MICOM*), evidenciaram as especulações sobre a participação de vórtices ciclônicos no suprimento de ACAS para a região da plataforma (Figura 1.6). Essa autora sugeriu um possível aprisionamento do vórtice ciclônico advectado pela CB pela topografia com conseqüente fortalecimento desta estrutura.

Embora os padrões meandranes estejam sempre presentes em imagens da TSM, obtidas pelo sensor AVHRR, assim como o ocasional destacamento de vórtices nas vizinhanças de Cabo de São Tomé e Cabo Frio, não há praticamente informação na literatura a cerca de propagação dessas estruturas nem dos comprimentos de onda associados. A inspeção regular de séries de imagens da TSM - AVHRR - é constante de apenas uma referência na literatura:

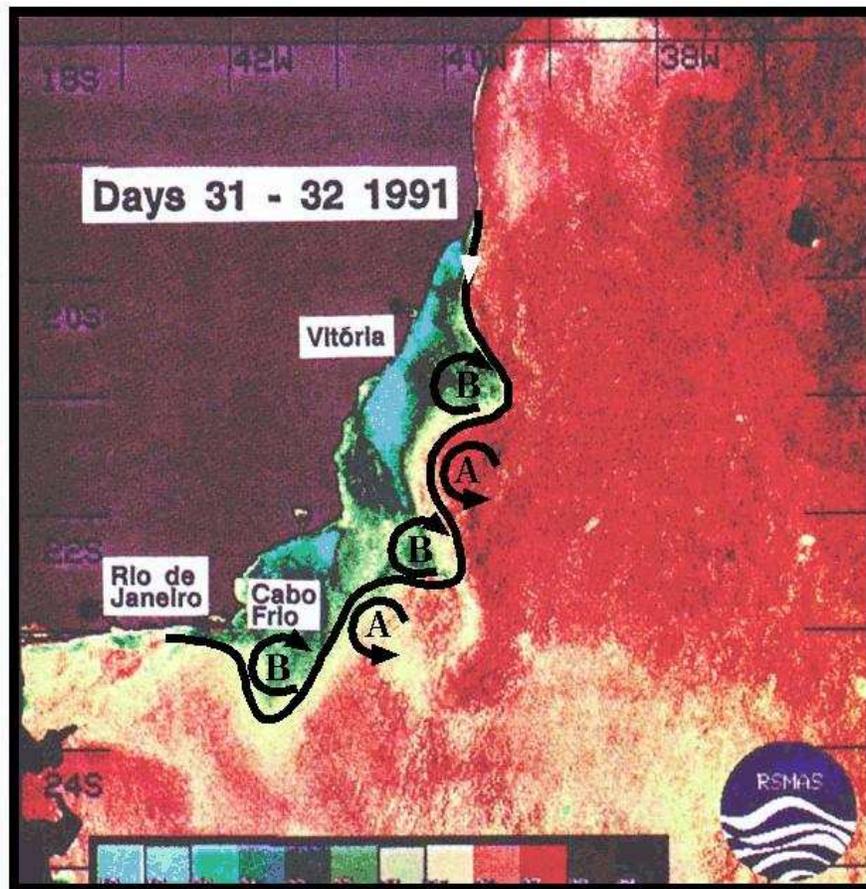


Figura 1.4: Imagem da Temperatura da Superfície do Mar - AVHRR/NOAA-11 - da área oceânica adjacente ao Sudeste Brasileiro, por *Schmid et al.* [1995]. As edições, realizadas por pesquisadores do LaDO, destacam o caráter de onda de vorticidade, com alternância de ciclones (cavados, núcleos frios) e anticiclones (cristas, núcleos quentes). [LaDO, *cortesia*]

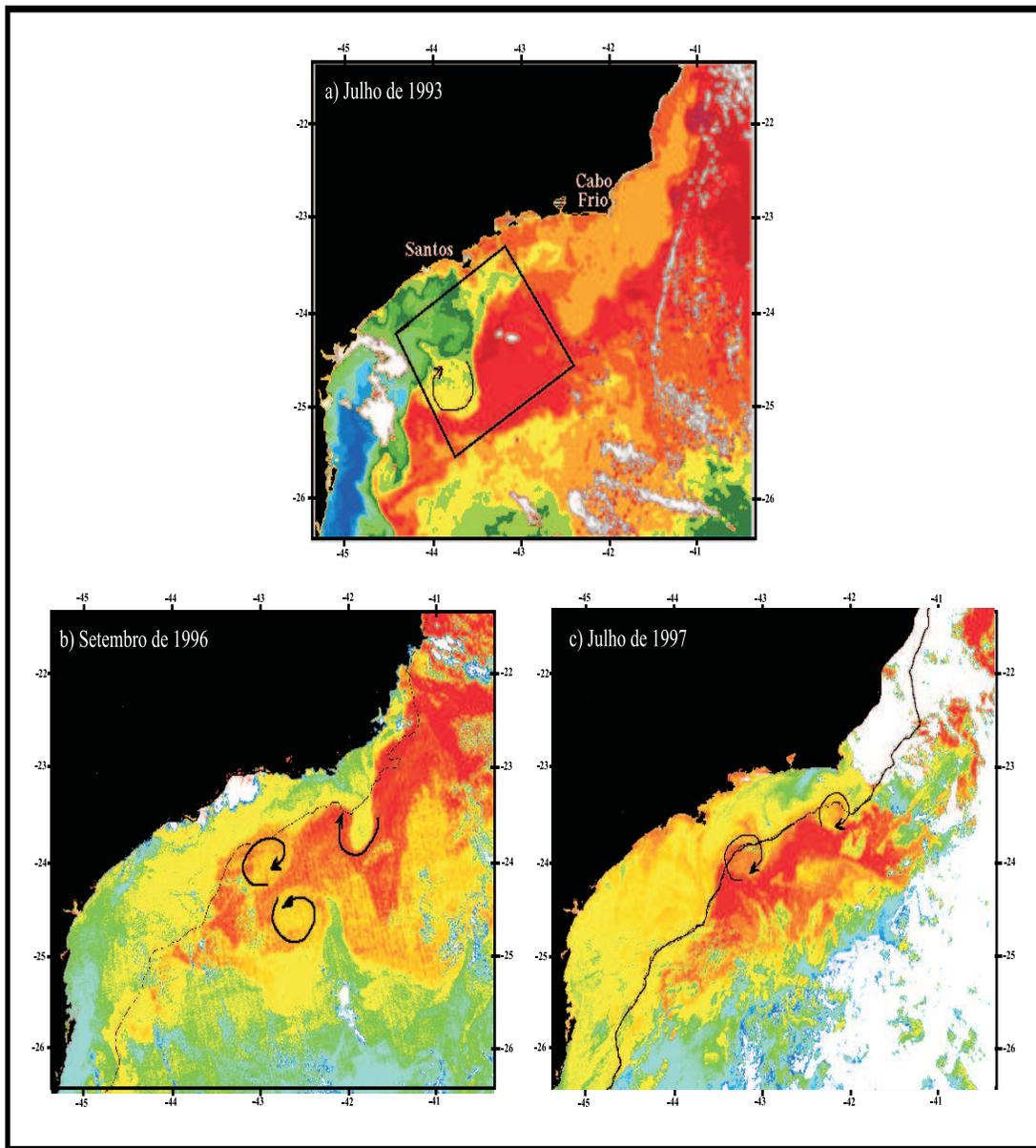


Figura 1.5: Imagens da Temperatura da Superfície do Mar - AVHRR - Região Sudeste do Brasil: (a) julho de 1993;(b) setembro de 1996; (c) julho de 1997, onde as águas quentes (tons vermelhos) são características da CB e as ondulações configuram meandros (editados com o sentido de rotação).[Velhote, 1998]

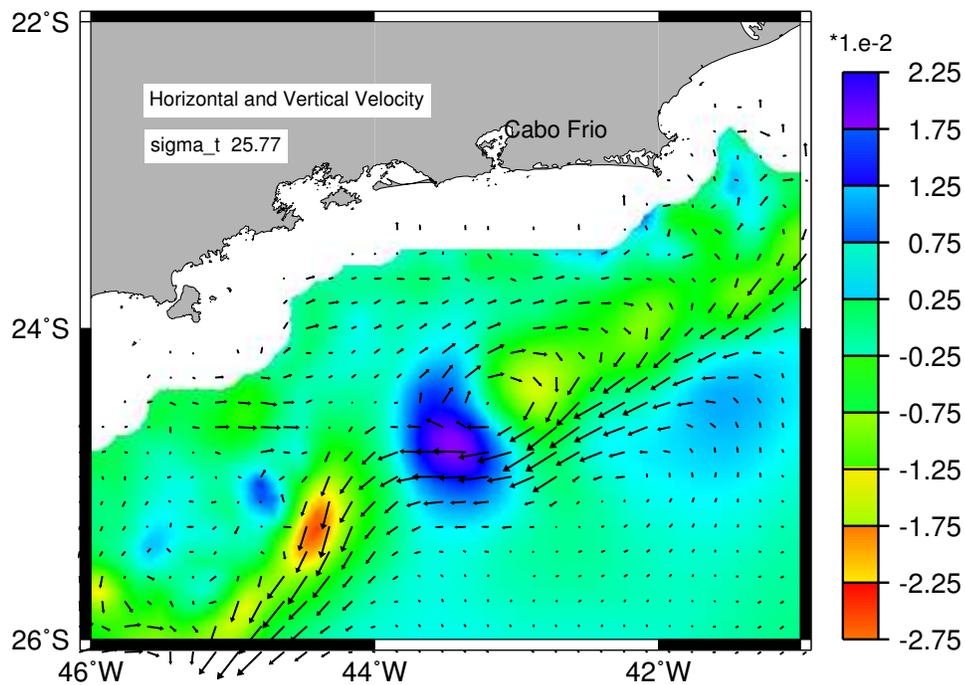


Figura 1.6: Vórtice ciclônico, ao largo da região do Embaiamento de São Paulo, simulado pelo MICOM. Os campos de velocidade horizontal (vetores) e vertical são apresentados, indicando que a água ressurgida na parte frontal do ciclone é advectada para águas rasas. [Velhote,1998]

Garfield [1990]. Este autor analisou cinco anos de imagens (1982-1987) entre 19° - 31° S. Dentre seus principais resultados, 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 do Cabo São Tomé e Cabo Frio. A ocorrência dos máximos tão próximos entre si levaram o autor a caracterizar uma estrutura bimodal, que considerou parte de um sistema de dois cavados de onda de Rossby, e essencialmente não-propagantes. O autor ainda descreveu que a estrutura bimodal é aparentemente estável em São Tomé, e bastante mais instável em Cabo Frio. Sua série temporal de imagens permitiu a identificação de vórtices, ou anéis de vórtices, sempre de núcleos frios, sendo emitidos do eixo da CB em Cabo Frio. Estes, no entanto, provaram ser de difícil rastreamento pela perda do sinal térmico de superfície. 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 $2-3,5 \text{ cm s}^{-1}$.

Os resultados de *Garfield* [1990] permitem a montagem de um cenário da CB observada onde apenas as ondas de amplitudes finitas, ou seja de grandes amplitudes, são notadamente identificadas nas imagens de satélites. Estas apresentam velocidades de fase relativamente baixas, e a propagação dos meandros é ocasional e provavelmente associada a processos de instabilidade. Aliás, parece ser o desenvolvimento de meandros instáveis e sua interação com a CB que dispararam pulsos irregulares ao longo do Embaiamento de São Paulo.

1.4 A Baroclinicidade do Sistema CB

Na seção anterior, descreveram-se os relatos observacionais a cerca da atividade de meso-escala da CB e alguns poucos estudos dinâmicos. Estes focaram o desenvolvimento dos meandros em termos de argumentos que se aproximam de uma onda de *Rossby* topográfica, onde os efeitos da estratificação e cisalhamento vertical de velocidade são pouco importantes.

Estudos que coadunaram análise de observações e modelagem enfatizando a natureza baroclínica do Sistema CB precisam ser apresentados para que se complete a descrição a cerca do estado da arte da dinâmica deste sistema hidrodinâmico.

Fernandes [2001], por exemplo, investigou a dinâmica baroclínica do Sistema CB ao largo da região Sudeste. O trabalho apresenta uma análise de dados de velocidade observada e hidrografia amostrados durante o experimento “*Transporte da Corrente do Brasil - TRANSCOBRA*” [Evans & Signorini, 1985]. A pesquisa permitiu quantificar a importância dos modos baroclínicos, no processo de meandramento, e destaca a soberania do primeiro modo baroclínico na estrutura vertical do Sistema CB (Figura 1.7). Este responde por aproximadamente 40 % em reger as atividades de meso-escala do Sistema CB. Pelo menos 60% da variabilidade dinâmica do Sistema é explicada pelos modos barotrópico e baroclínico.

Diante dos resultados da composição modal do Sistema CB, o autor se utiliza de um modelo numérico para estudar sua dinâmica. O modelo contém duas camadas, cuja estrutura dinâmica é truncada ao modo barotrópico e a um único modo baroclínico. Usando o código numérico MICOM, após ser implementado para a região investigada e calibrado dinamicamente,

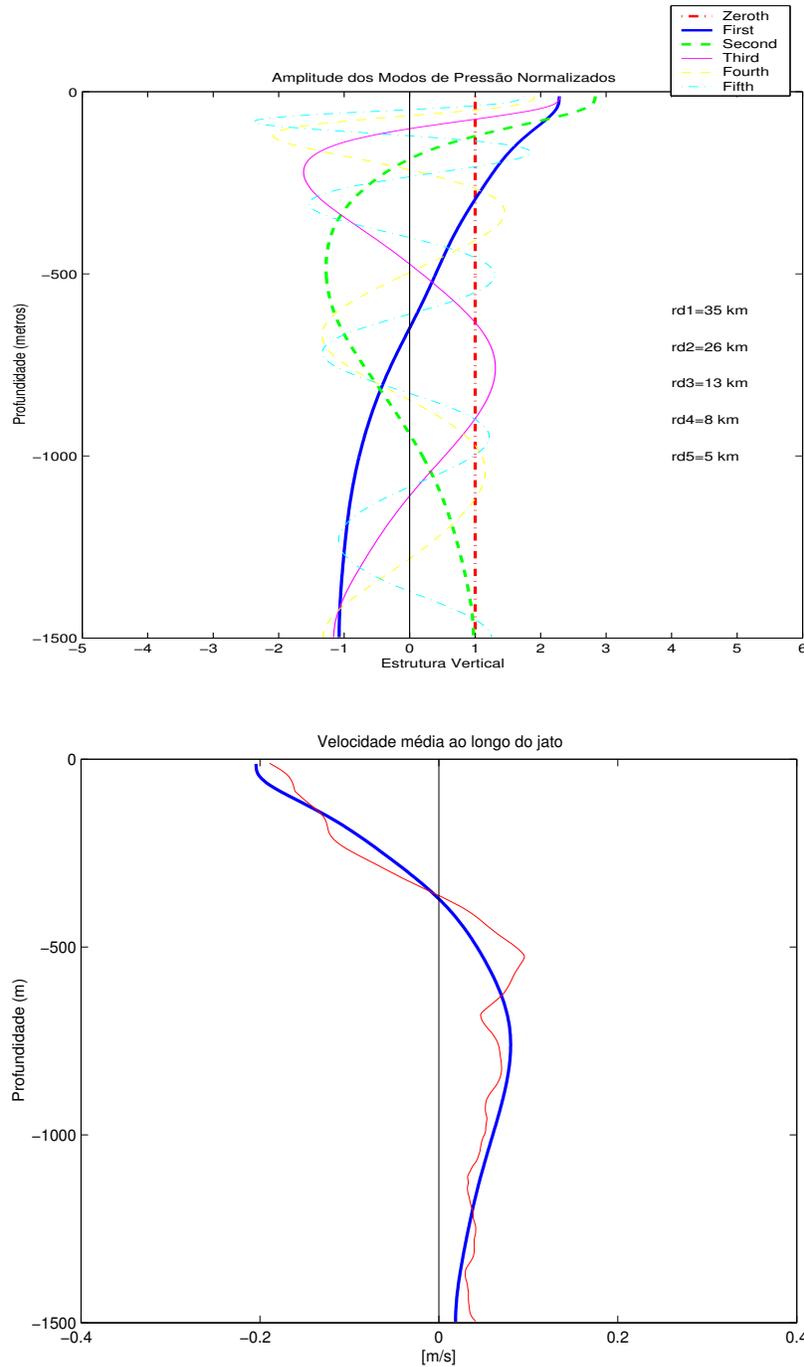


Figura 1.7: Modos normais e raios de deformação calculados para a região de Cabo Frio [painel superior]; Perfil médio longitudinal da velocidade observada (linha vermelha delgada) e correspondente reconstituição modal envolvendo quatro modos dinâmicos (linha azul) [painel inferior]. [Fernandes, 2001]

mente, a pesquisa de *Fernandes* [2001] esclareceu algumas das perguntas levantadas pelo projeto DINBRAS. Por exemplo, sobre a importância da variação na orientação da linha de costa, como mecanismo principal na formação dos meandros da CB, semelhante ao abordado por *Calado* [2001]. Com experimentos numéricos semelhantes aqueles simulados por este último autor, *Fernandes* [2001] coloca que, tanto para uma topografia de fundo realística quanto idealizada: a isóbata de 50 m separa oceano de continente e o talude equivale a uma parede vertical; o padrão obtido é vigorosamente meandrante (Figura 1.8).

Os meandros se propagam para sudoeste com velocidade de fase ao redor de $-0,20 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,23 \text{ m.s}^{-1}$, isto é da ordem da velocidade da corrente, e comprimento de onda de aproximadamente 450 km. O padrão ondulatório é notoriamente baroclínico, o qual caracteriza ondas de *Rossby* superpostas ao Sistema CB, com comprimento de onda da ordem de 430 km e período característico de 25 dias.

Concluindo, *Fernandes* [2001] revela, também, que a variação da inclinação da linha de costa, na região das vizinhanças de 20° S , pode ser aparentemente o "berçário" das estruturas ciclônicas observadas ao longo da CB. Além disso, os meandros apresentam um crescimento temporal, o qual, segundo a análise de dados, pode estar relacionado à instabilidade geofísica. Segundo o autor, resta esclarecer se é um processo de instabilidade mista, barotrópica ou baroclínica, e qual é o mecanismo primário.

O trabalho de *Calado* [2001] buscou fundamentalmente avaliar o papel dinâmico da CCI no fenômeno de meandramento da CB ao largo do Sudeste Brasileiro. Para tanto, realizou simulações numéricas prognósticas, utilizando-se do POM - versão tridimensional com a imposição do fluxo associado à CCI, a partir de um campo termohalino imposto nas bordas geostroficamente e considerando uma batimetria real. Assim, os experimentos de *Calado* [2001] permitiram uma estrutura baroclínica baseada em modos dinâmicos de um oceano continuamente estratificado. Seus experimentos numéricos revelaram que a CB meandra vigorosamente, emitindo vórtices, principalmente aos largos de Cabo Frio e Cabo de São Tomé (Figura 1.9).

A estrutura vertical do padrão de escoamento, considerando cálculos dos transportes barotrópico e baroclínico entre $20^\circ - 23^\circ \text{ S}$, configura que o transporte baroclínico médio responde por 64 % do transporte total. Indicando, assim, o caráter predominantemente baroclínico da CB. O Sistema CB se apresentou como ondas de *Rossby* superpostas e se propagando para

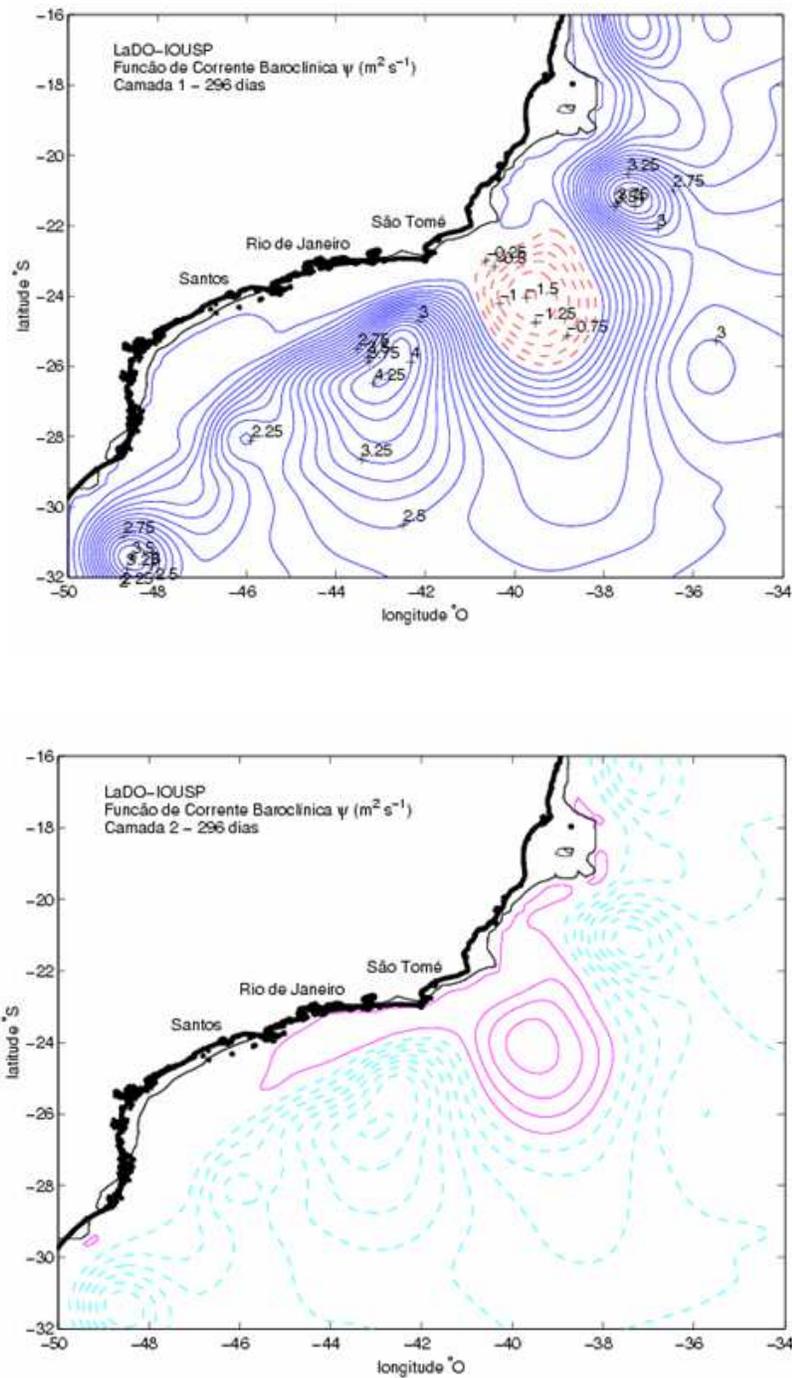


Figura 1.8: Função de corrente instantânea para a camada 1 [painel superior] e camada 2 [painel inferior]. Simulações realizadas com o MICOM para configuração de duas camadas, com um oceano de 2000 m de profundidade máxima. [Fernandes, 2001]

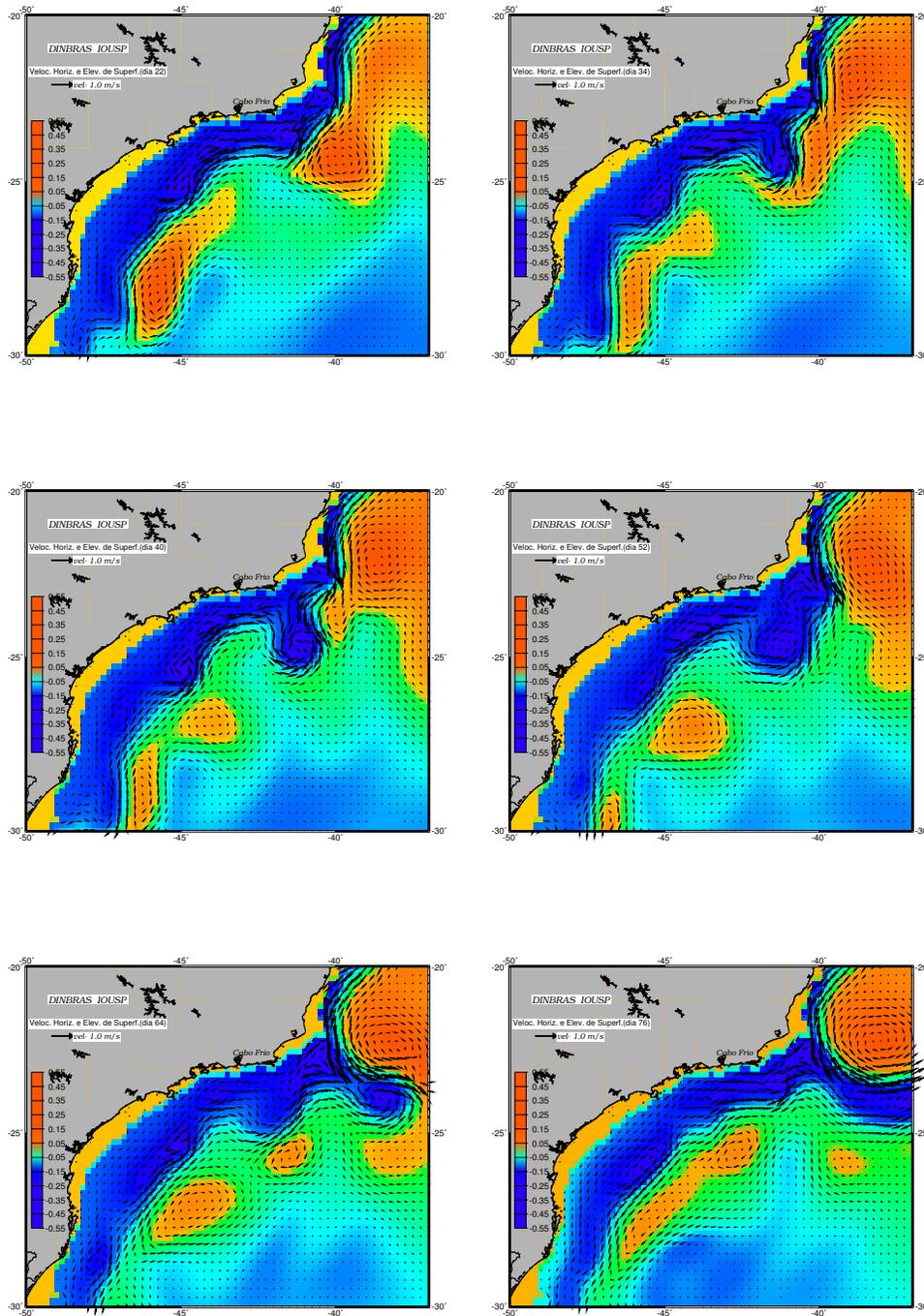


Figura 1.9: Evolução temporal do campo de elevação e velocidade horizontal em superfície simulada pelo POM, considerando batimetria realística. O intervalo é de 12 dias de simulação entre cada quadro. [Calado, 2001]

sudoeste. O comprimento de onda foi estimado em 390 km e as ondas se caracterizam como dispersivas, ou seja, a velocidade de fase se mostrou visivelmente diferente da velocidade de grupo.

Calado [2001] simula, também, um experimento numérico, agora, sem batimetria, onde considera somente a linha da costa a partir da isóbata de 50 m, no meandramento da CB. O experimento mostra que apesar da falta de batimetria, a CB, ainda, meandra formando o vórtice ao largo do Cabo de São Tomé (Figura 1.10). Entretanto, o amplo meandro ao largo de Cabo Frio não foi detectado, bem como, o padrão de ondas de *Rossby*. A estrutura vertical de velocidade mostra um sistema de correntes visivelmente baroclínico. O autor conclui que a influência da topografia de fundo, em particular, da largura de plataforma e do talude são fatores importantes no processo de meandramento. Os experimentos revelam que a influência da orientação de costa e batimetria fornecem o primeiro gatilho para o começo do processo de meandramento. A instabilidade baroclínica, ligada ao escoamento da CCI, parece ser responsável pelo crescimento primário dos meandros ao longo do tempo, no Sudeste Brasileiro.

A comparação entre os experimentos de Fernandes [2001] e Calado [2001] são amplamente favoráveis, indicando a robustez da baroclinicidade do Sistema CB e sua relevância no desenvolvimento, propagação e crescimento dos meandros e formação de vórtices. A dominância do primeiro modo baroclínico também ressalta a importância do nível de inversão de velocidades entre CB e CCI na vertical.

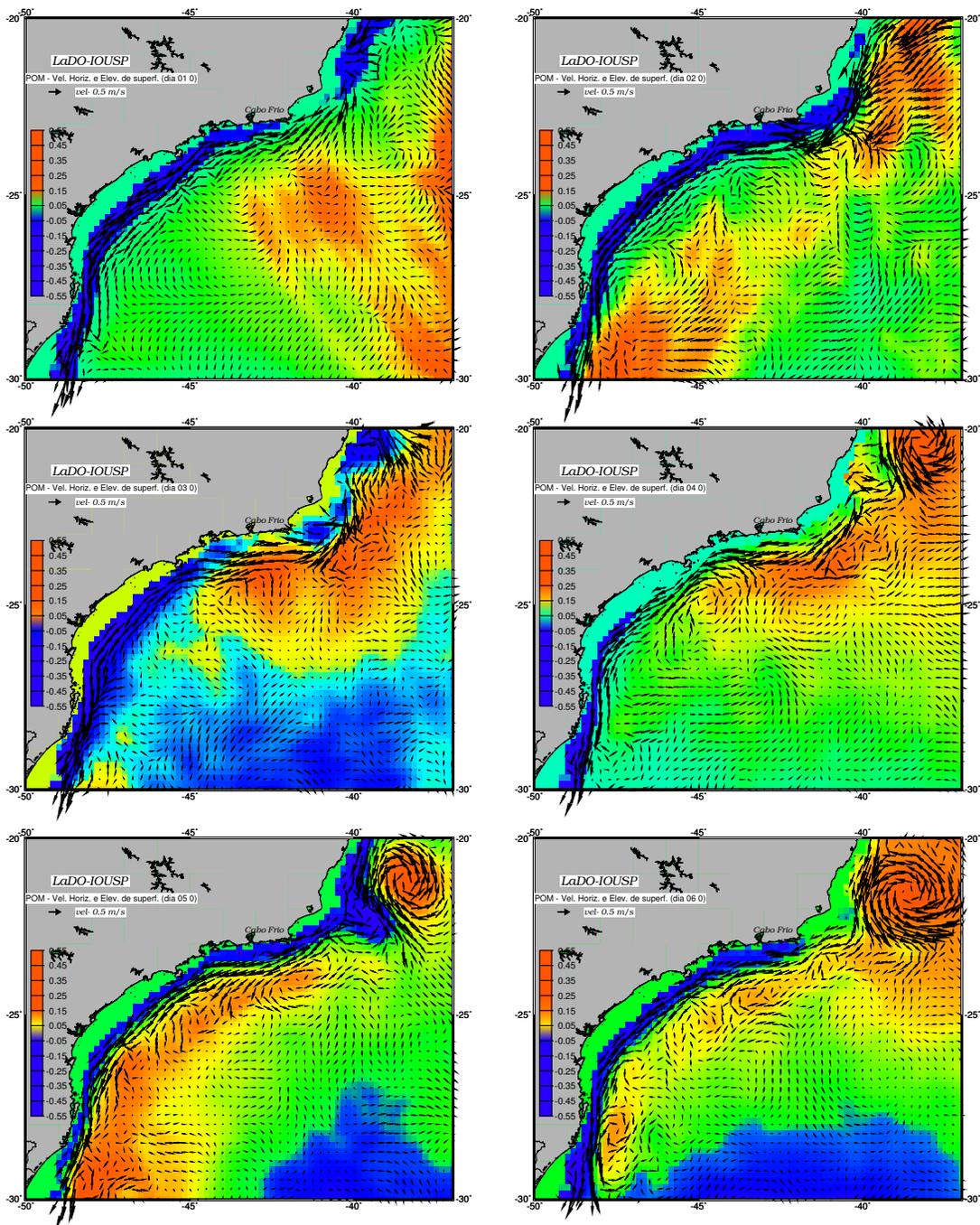


Figura 1.10: Evolução temporal do campo de elevação de superfície e velocidade horizontal em superfície do experimento numérico de *Calado* [2001] com batimetria idealizada: a isóbata de 200 m divide continente e oceano de fundo plano em 2000 m. O intervalo é de 10 dias de simulação entre cada quadro. [Calado, 2001]

1.5 Objetivos

Considerando a revisão da literatura apresentada, o objetivo central desta tese é a investigação da dinâmica do Sistema CB a partir do uso de observações hidrográficas coletadas quase-sinoticamente na porção central do Embaiamento de São Paulo. Em termos de objetivos específicos, visa-se:

- Estimar quantitativamente o nível de inversão do Sistema CB, ou seja, a profundidade média característica que separa as estruturas da CB e da CCI a partir de manipulação de perfis T-S;
- Descrever os padrões geostróficos das correntes e mapear função de corrente a fim de identificar ciclones e anticiclones presentes nas observações;
- Caracterizar as ondas baroclínicas de primeiro modo através de análise de vorticidade potencial, classificando-as como ondas curtas, médias ou longas;
- Avaliar a importância da vorticidade planetária na estrutura dinâmica das ondas baroclínicas e
- Verificar a propagação e possível formação de vórtices isolados a partir das distribuições de vorticidade potencial e função de corrente.

A base de dados consiste no conjunto de observações hidrográficas amostradas pelo sub-projeto Hidrografia de Meso-escala, denominado por HM, o qual compôs o projeto “Circulação Oceânica na Região Oeste do Atlântico Sul - COROAS”. Especificamente, são utilizados os dados referentes aos cruzeiros oceanográficos HM1 (verão 1993) e HM2 (inverno 1993).

Para atingir os objetivos específicos propostos, partindo apenas de perfilagens de temperatura e salinidade, será considerado um arcabouço teórico quase-geostrófico linear.

A estrutura deste documento se divide da seguinte forma. No Capítulo 2 é apresentada uma breve descrição do conjunto de dados bem como da região onde estes foram coletados. No Capítulo 3 busca-se estabelecer quantitativamente o nível de referência para o cálculo geostrófico. Este nível desempenhará o papel de nível de inversão do primeiro modo baroclínico, ou seja, a interface entre CB e CCI. Este será estimado através da comparação entre

análise clássica de massas de água e cálculo numérico do gradiente de pressão baroclínico pelo POM - versão seccional. No Capítulo 4, o nível de referência é usado para gerar velocidades geostróficas pelo método dinâmico clássico e mapear função de corrente. Estruturas de vórtices presentes são descritas, analisadas e comparadas à literatura. No Capítulo 5, um modelo linear quase-geostrófico de duas camadas é desenvolvido; vorticidade potencial é mapeada. Com base na confrontação e análise entre os termos que compõem a vorticidade potencial (relativa, planetária e de estiramento), as ondas de *Rossby* são classificadas quanto ao tamanho. O Capítulo se encerra com a proposição de uma relação de dispersão analítica para as ondas de vorticidade presentes no Embaiamento de São Paulo. O Capítulo 6 resume os principais resultados e apresenta as conclusões do trabalho.

Capítulo 2

Conjunto de Dados - Projeto COROAS - Meso-escala

2.1 O Projeto COROAS

O projeto COROAS, iniciado em abril de 1992, foi um projeto de natureza temática e composto de sub-projetos integrados. Em linhas gerais, seu enfoque envolveu o estudo de aspectos físicos relacionados com a circulação oceânica associados aos processos químicos e biológicos, na região oceânica adjacente ao Embaiamento de São de Paulo. Além de contribuir em muito para um estudo intensivo de processos oceânicos, entre instituições nacionais de pesquisa, tais como, o Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo - IOUSP, o Instituto de Pesquisas Espaciais - INPE e a Fundação Universidade do Rio Grande - FURG, o projeto COROAS se constituiu na participação brasileira dentro do *World Ocean Circulation Experiment* - WOCE.

2.1.1 A Área de Estudo

Breves comentários sobre a área em que o projeto COROAS foi realizado podem ser tecidos para contextualizar a fisiografia e permitir possível inferência da influência da topografia no escoamento, ao longo da atual pesquisa. De acordo com *Castro* [1985], a parte sul-sudeste da costa Brasileira localiza-se entre as latitudes de 19°S e 34°S. A região de estudo encontra-se inserida nestes contornos, ou seja, entre 23,5°S e 27°S. Sua orientação é

nordeste-sudoeste, com exceção das regiões localizadas imediatamente ao sul de Cabo Frio (23°S), onde a orientação é leste-oeste, e ao norte do Cabo de Santa Marta (28° 40'S), onde a orientação é norte-sul (Figura 2.1). Cabo Frio e Cabo de Santa Marta delimitam uma das principais feições geomorfológicas da Plataforma Continental Brasileira: a Plataforma Continental Sudeste do Brasil (PSEB).

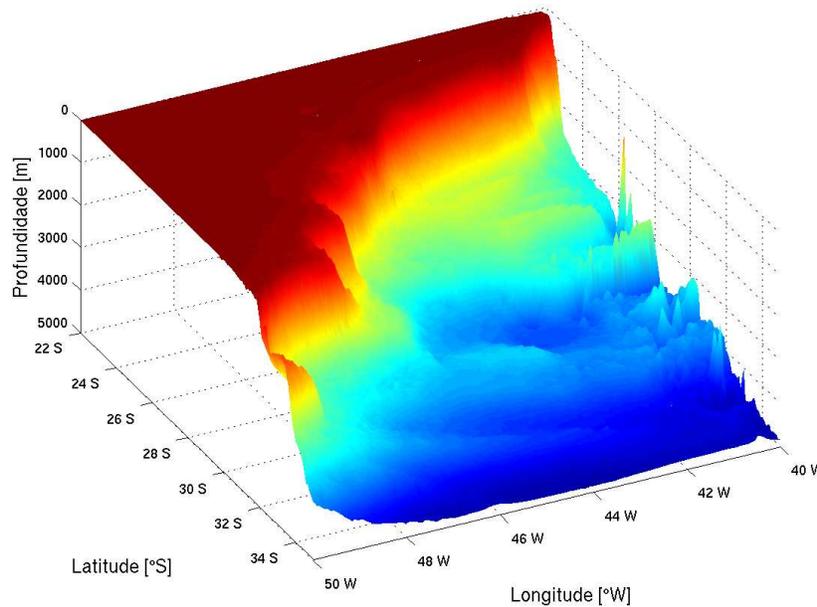


Figura 2.1: Embaiamento de São de Paulo: topografia de fundo derivada do conjunto de dados ETOPO com resolução de 2'.

O embaçamento, denominado de Embaiamento de São Paulo [Zembruski,1979], tem a forma de uma lua crescente. Segundo Castro [1985], sua parte mais larga, com 230 km, está localizada em frente à Santos, e sua parte mais estreita nas proximidades de Cabo Frio, com 50 km, e Cabo de Santa Marta, com 70 km. O comprimento total da PSEB é aproximadamente 1000 km. Com a exceção de algumas ilhas relativamente grandes próximo à costa, como Ilha Grande, Ilha de São Sebastião, Ilha de São Francisco e Ilha de Santa Catarina e muitas pequenas ilhas geralmente localizadas no interior de baías, a topografia da PSEB é suave, com isóbatas paralelas à linha da costa. A profundidade da quebra da plataforma varia entre 120 m e 180 m e a área total da PSEB é aproximadamente 150.000 km². Considerando uma profundidade média de 70 m, uma estimativa grosseira para o correspondente volume

de água é de 10.000 km³.

2.1.2 O Sub-projeto Hidrografia de Meso-escala

O sub-projeto Hidrografia de Meso-escala - HM, inserido no projeto COROAS (Figura 2.2), foi realizado através de três cruzeiros oceanográficos, a bordo do N/Oc. *Prof. Wladimir Besnard* - Universidade de São Paulo: HM1 (20/janeiro – 03/fevereiro/1993) - verão 1993; HM2 (17 – 29/julho/1993) - inverno 1993 e HM3 (20 – 29/janeiro/1994) - verão 1994. Em cada cruzeiro oceanográfico, um total de sete radiais compõem a rede de estações oceanográficas. Foram realizadas 104, 97 e 94 estações correspondentes aos cruzeiros HM1, HM2 e HM3.

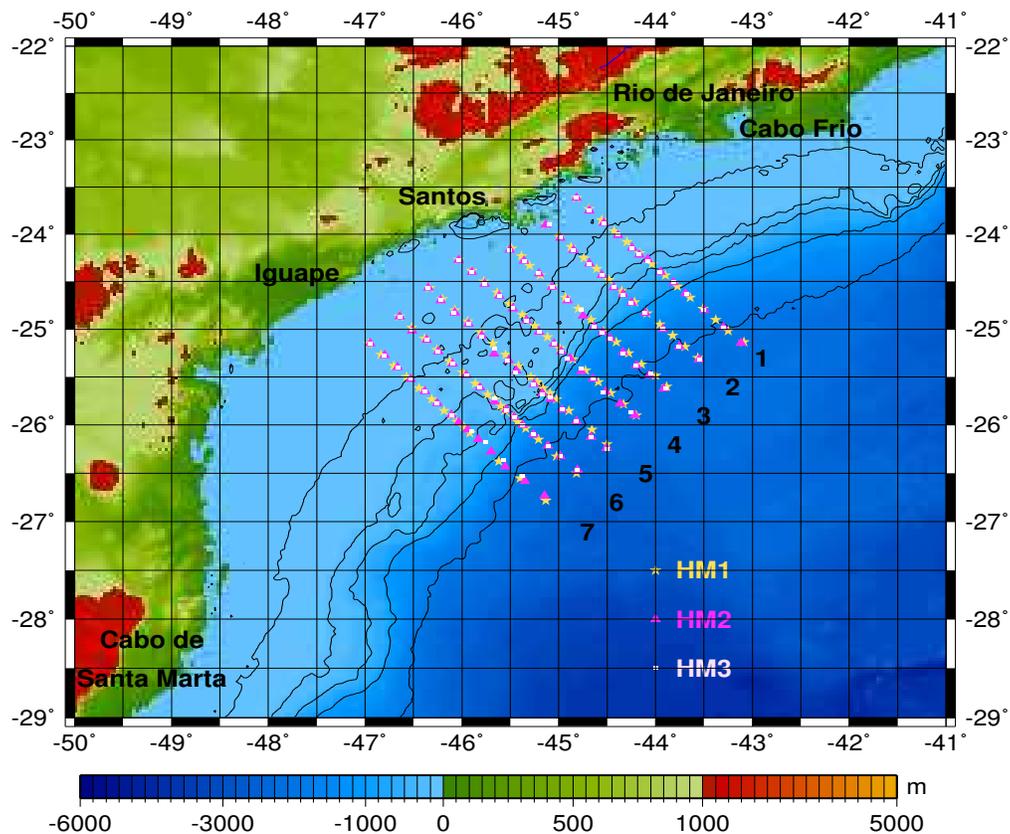


Figura 2.2: Rede hidrográfica dos cruzeiros oceanográficos HM1 e HM2 - projeto COROAS: sub-projeto HM - Hidrografia de Meso-escala.

O conjunto de dados hidrográficos, constituídos de perfilagens de salinidade, temperatura

e pressão na malha apresentada na Figura 2.2 foi obtido através da utilização de CTD (*Conductivity, Temperature and Depth*), marca Sea-Bird - modelo SBE-9. Estes dados foram gentilmente disponibilizados pelos Coordenadores do projeto COROAS - Meso-escala e Larga-escala: *Prof. Dr. Edmo José Dias Campos e Prof. Dr. Yoshimine Ikeda*.

Diversos pesquisadores, tais como, *Gonçalves* [1993 e 2000]; *Cirano* [1995]; *Silva* [1995]; *Velhote* [1998]; *Campos et al.* [1995 e 2000]; *Godoi et al.*, [2001, 2002, 2003 e 2004a, b] têm utilizado este conjunto de dados hidrográficos. *Gonçalves* [1993] iniciou a análise dos dados referentes ao cruzeiro HM1. Esta análise esteve direcionada, particularmente, ao estudo da estrutura termohalina das massas de água. Segundo esse autor, essa estrutura envolve a AT nos primeiros 200 m da coluna de água, a ACAS entre 200 e 750 m e a AIA entre 750 e 1500 m de profundidade. Ainda, a CB esteve localizada, primariamente, na região oceânica e próximo à quebra de plataforma.

Silva [1995], baseado na análise do conjunto de dados dos cruzeiros HM1 e HM2, publicou resultados sobre a caracterização físico-química das massas de água na Bacia de Santos. A autora procede uma classificação das massas de água e infere os respectivos índices termohalinos para a Água Costeira (AC), AT, ACAS, AIA e APAN. Esses resultados são utilizados aqui como referência no estudo da interface entre ACAS e AIA, conforme abordado no Capítulo 3.

Cirano [1995] publicou os resultados de experimentos numéricos, decorrentes do estudo diagnóstico da circulação oceânica na Bacia de Santos, usando dados obtidos durante os cruzeiros HM1 e HM2. No caso, o trabalho esteve centrado na adaptação do POM - versão tridimensional para a área em estudo. A adaptação consistiu, principalmente, na inclusão da batimetria de fundo, das estruturas termohalinas e das condições de contorno nos limites abertos. Na época, o esforço de implementação do POM foi alcançado com sucesso. A feição geral obtida para a CB, durante o período amostrado, revela aspectos similares: a forma de um meandro com crista localizada sobre a plataforma, em frente a Ubatuba, e com um vale no domínio sul da área investigada, entre Santos e Iguape. O limite ocidental da frente oceânica, que define a CB, encontrava-se bem avançado sobre a plataforma nas duas estações de verão e inverno 1993.

As observações feitas por *Campos et al.* [2000], usando os dados dos cruzeiros HM1, HM2 e HM3, a partir da estrutura termohalina, especificamente, das radiais 2 e 5, revelaram

a combinação de ressurgência costeira e de quebra de plataforma continental, principalmente no verão, bombeando água desde regiões do talude, abaixo de 200 m de profundidade, até a superfície. Outra feição mapeada no verão 1994, tal como colocado, também, por Campos [1995], foi um vórtice ciclônico, associado ao meandramento da CB, no domínio norte da área investigada.

Gonçalves [2000] apresentou uma seqüência de estudos com o objetivo de caracterizar a circulação da CB, considerando, também, a base de dados dos cruzeiros HM1, HM2 e HM3. Esta seqüência consistiu em aplicar: a análise de massas de água, o método dinâmico e o método inverso do *vetor-P* [Chu, 1995]. Segundo este autor, o nível de movimento nulo, para a região investigada, foi de 700 m. Considerando este nível o transporte de volume para a CB foi, em média, 5,5 Sv em 24°S e 16,0 Sv em 27°S. O padrão de meandramento da CB e a ocorrência de vórtices ciclônicos e anticiclônicos foram identificados tanto nas distribuições de temperatura e salinidade, bem como nos campos de velocidade geostrófica absoluta, decorrentes da aplicação do método *vetor-P*. Os resultados desse último método revelaram, também, a ocorrência do escoamento da AIA para nordeste, estendendo-se entre 650 m e 1000 m, em toda a região.

O presente trabalho pretende seqüenciar e avançar na análise desse conjunto de dados, restringindo-se às amostragens hidrográficas referentes aos cruzeiros HM1 e HM2 (Figura 2.2). Como mencionado na Seção 1.5, o objetivo central deste trabalho é a extração de informações a cerca da estrutura dinâmica do Sistema CB, através da redução consistente das observações a um modelo quase-geostrófico que enfoque a dinâmica associada ao primeiro modo baroclínico. Assim, confere-se e destaca-se a importância da CCI na evolução do sistema hidrodinâmico, ainda não explorada através deste conjunto de dados.

2.2 Tratamento Básico de Dados Hidrográficos

Os dados hidrográficos foram previamente tratados, usando técnicas de filtragem, visando um controle de qualidade dos mesmos, prosseguindo com método de gradeamento. Para tal e demais processamentos dos dados são usados os recursos computacionais disponíveis no ambiente *Mathworks' MATLAB*.

O objetivo do procedimento de alisamento dos dados hidrográficos, aplicados às perfila-

gens de CTD, visa a obtenção de perfis suaves e fornecidos em intervalos regulares de pressão ou profundidade. Entende-se por *suave*, na presente análise, aquele perfil cuja variação vertical de temperatura e salinidade é aproximadamente contínua, e também caracterizada por variação vertical de densidade potencial gravitacionalmente estável.

O processo de alisamento consiste, no caso, na aplicação de uma janela móvel para uma suavização considerada adequada do perfil vertical da propriedade hidrográfica, visando essencialmente a continuidade da quantidade. No atual tratamento aplica-se uma janela móvel tipo *Hanning* nos perfis de temperatura e salinidade. Este tipo de janela prioriza a medida central, no qual o peso atribuído à observação na profundidade de interesse é maior que aquele referente às observações em profundidades circunvizinhas. No caso da janela tipo *Hanning*, esta variação é dada por uma função suave que se assemelha a uma distribuição gaussiana unidimensional.

A largura da janela, ou seja, o número de pontos ou intervalos de profundidade, deve ser variada em função da profundidade local, de forma a suavizar mas não alterar os gradientes verticais básicos do perfil. Assim, após alguns testes foi adotada uma largura de 21 dbar, para estações hidrográficas em níveis isobáricos maiores ou iguais a 500 dbar, 11 dbar, para estações amostradas entre 100 e 500 dbar, e 5 dbar, para aquelas amostradas em níveis menores que 100 dbar.

2.3 Gradeamento dos Campos Termohalinos

Apresenta-se aqui uma descrição sumarizada da técnica utilizada para gradeamento das observações hidrográficas, tanto na vertical como na horizontal, a ser utilizada de diversas formas e em diversas aplicações ao longo deste trabalho. Tal técnica é comumente referida na literatura oceanográfica como Análise Objetiva (AO).

De acordo com *Bretherton et al.* [1976], a AO é baseada num resultado estatístico padrão - o *Teorema de Gauss-Markov*. Este teorema fornece uma expressão para a estimativa de erros mínimos quadráticos de variáveis físicas tanto escalares (temperatura, salinidade, função de corrente, vorticidade potencial, etc) como vetoriais (velocidade); sendo a estatística do campo estimada na forma de espectro espaço temporal e a medida de erros. Mapas de erros associados ao processo de interpolação são obtidos através de estimativas de erro médio

quadrático.

Carter & Robinson [1987] mostram que a análise objetiva de dados oceânicos se trata de um ajuste linear por mínimos quadrados, onde as funções-peso dependem da correlação entre os dados e entre os dados e os pontos da grade desejados. Assim, torna-se necessário estimar a função de correlação entre os dados. Quando existem dados suficientes, as correlações são calculadas através de quantidades observadas no domínio do espaço e tempo. Entretanto, se estes são esparsos, modelos analíticos são ajustados ou idealizados. Neste trabalho, assume-se uma função de correlação gaussiana bi-dimensional. No caso da interpolação de uma seção vertical de uma quantidade escalar, segue-se *Silveira et al.* [2004] e a forma da função de correlação é dada por:

$$C(\Delta x, \Delta z) = (1 - \epsilon^2) e^{-\left(\frac{\Delta x^2}{lc_x^2} + \frac{\Delta z^2}{lc_z^2}\right)}, \quad (2.1)$$

onde Δx e Δz representam os incrementos espaciais ao longo da seção e vertical da grade; lc_x e lc_z são os comprimentos de correlação horizontal e vertical, respectivamente; ϵ^2 é a variância do erro aleatório de amostragem.

Em se tratando de mapeamento horizontal, apenas o domínio em z é substituído por um sistema de coordenadas horizontais que podem ser a zonal x e a meridional y . Neste caso, as diferenças entre os comprimentos de correlação lc_x e lc_y costumam ser bem mais sutis que entre lc_x e lc_z , consequência da forte anisotropia vertical dos escoamentos geofísicos oceânicos. Assim, em muitos casos, e principalmente aqueles envolvendo mapeamento de quantidades com estruturas de simetria radial como vórtices, é comum a simplificação da Equação 2.1 para a forma isotrópica:

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

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

O uso da AO possibilita controlar parâmetros, tais como os comprimentos de correlação e a variância do erro amostral. Tais parâmetros permitem que a AO funcione como um filtro espaço-temporal onde, no caso de gradeamento de dados de cruzeiros hidrográficos, o efeito da quase-sinopticidade é minorado [*Carter & Robinson*, 1987]. Estes parâmetros podem ser obtidos a partir de ajuste não-linear da função de correlação amostral à forma teórica ou através do conhecimento prévio da estrutura do campo investigado e das principais feições

que se quer realçar. Nesta última forma de escolha, os parâmetros são portanto impostos e o método é usualmente referido como “Análise Objetiva *a priori*”. Esta será a forma com que AO será empregada neste trabalho.

Na prática, no mapeamento vertical, os parâmetros normalizados e testados estiveram compreendidos entre: $0,27 \leq lc_x \leq 0,7$ e $0,22 \leq lc_z \leq 0,35$; $0,01 \leq \epsilon^2 \leq 0,15$.

Os parâmetros adotados no mapeamento horizontal correspondem a:

$lc = 1,5^\circ$; $0,01 \leq \epsilon^2 \leq 0,014$. A Figura 2.3 exemplifica um campo de erros de interpolação percentual para os campos de funções escalares aqui obtidos.

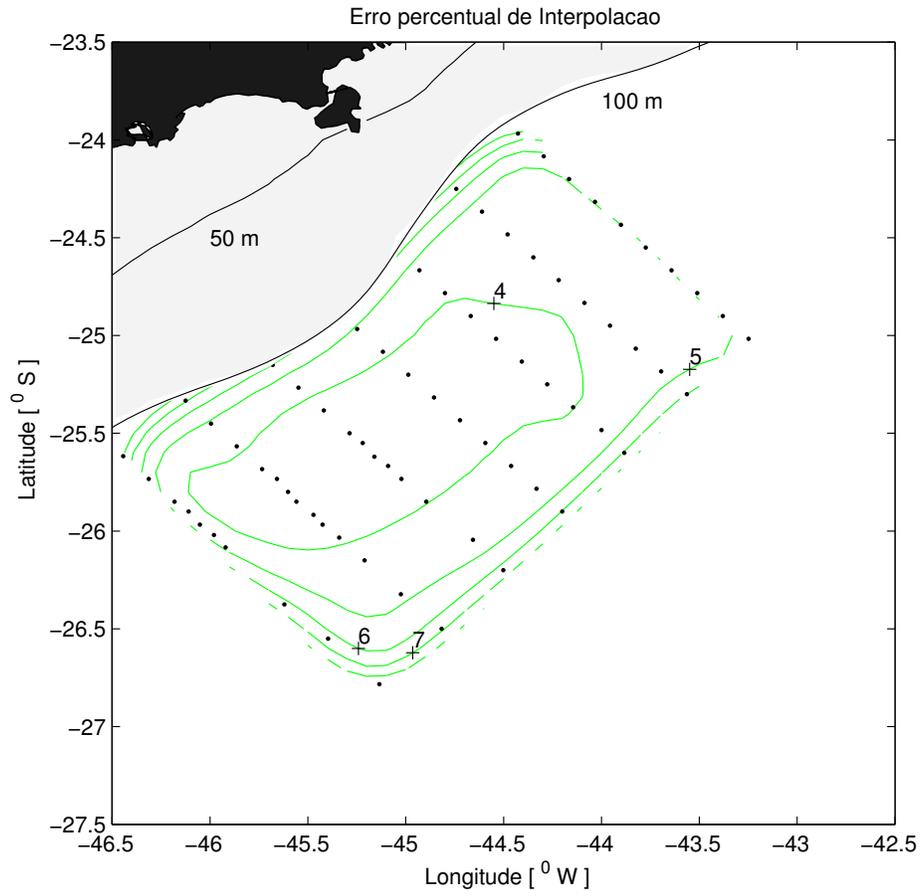


Figura 2.3: Mapa de erros horizontais: $l_c = 1,5^\circ$; $\epsilon^2 = 0,012$.

Capítulo 3

A Interface CB-CCI

3.1 Preâmbulo

O estudo do Sistema CB a partir unicamente de dados hidrográficos, e em particular, pelo emprego do método dinâmico clássico, requer a otimização na escolha de um Nível de Referência (NR). Este deve contemplar o transporte das AT e ACAS pela CB e da AIA pela CCI. No entanto, deve razoavelmente, no âmbito dos cálculos relativos do método, satisfazer a condição de transporte (integrado superfície-fundo) baroclínico nulo envolvendo os dois escoamentos.

Certamente a escolha de um NR para o Sistema CB ao largo do Sudeste Brasileiro já foi tratada por vários autores anteriormente a este presente trabalho. Por exemplo, *Signorini* [1978] utilizou arbitrariamente a superfície de 500 dbar para sua análise. Já *Gonçalves* [1993] e [2000] utilizaram as profundidades de 750 dbar e 700 dbar baseando-se na reprodução de valores de transporte de volume da literatura envolvendo a AIA.

Neste capítulo, o referido tema é revisado, seguindo duas premissas básicas: (i) a relação entre os escoamentos das CB e CCI e as massas de água por estas transportadas, e (ii) a condição de transporte (por unidade de comprimento) baroclínico nulo. Far-se-á, então, uma comparação entre duas formas de avaliar **quantitativamente** as duas premissas mencionadas acima. Assim, a primeira forma ou abordagem é a inferência da interface CB-CCI pelo método clássico de análise de massas de água, via *Teoremas de Shtokman* [Shtokman, 1944]. Esta abordagem será denominada aqui como *Critério Termodinâmico*, visto que é

calcada em princípios termodinâmicos da água do mar. A segunda abordagem consiste na aplicação de um *Critério Dinâmico*, através do uso do código numérico - POM - versão seccional, denominado aqui por $POM_{x\sigma}$ que visa obter simulações da estrutura vertical de velocidade baroclínica. Este modelo de equações primitivas requer a determinação do gradiente baroclínico de pressão, e portanto, do nível de inversão de velocidades entre CB e CCI. Conforme colocado anteriormente, na presente pesquisa, são utilizados dados hidrográficos do projeto COROAS - sub-projeto HM - Meso-escala, obtidos durante o cruzeiro HM1 - verão 1993 e cruzeiro HM2 - inverno 1993.

3.2 Motivação

De forma simplificada, o sistema de circulação gerado pelo vento e a circulação termohalina, na região oceânica do Sudeste Brasileiro, é caracterizado pela CB, fluindo em direção à sul-sudoeste, pela CCI, fluindo em direção à norte-nordeste, e Corrente de Contorno Oeste Profunda (CCP), fluindo para sul [Silveira *et al.*, 2000a].

Ao longo de várias décadas as características térmicas e salinas da CB e sua extensão vertical vêm sendo estudadas por diversos pesquisadores. Inicialmente, a questão que se coloca é : como definir a extensão vertical da CB? Um primeiro aspecto a observar é que, a estrutura termohalina ao longo do percurso, onde flui a CB, a CCI e CCP, é composta pelo empilhamento de uma série de massas de água características do Atlântico Sul. Nos primeiros três quilômetros da coluna de água, a estratificação vertical envolve as camadas da AT, ACAS, AIA, e APAN.

Comentando um pouco sobre o processo de formação de massas de água e, em particular, da ACAS, a qual se espalha na camada da piconclina, e da AIA, a qual escoia em níveis sub-piconclínicos. De acordo com Tomczak & Godfrey [1994] a dinâmica da camada de mistura é deveras complexa. O ponto de interesse aqui é que, os níveis de energia turbulenta na camada de mistura no inverno decaem drasticamente, por um fator de 1000 ou mais, após esta ser coberta por água mais leve durante a primavera. Assim, a mistura torna-se pouco importante, com relação às características das águas estabelecidas antes da turbulência decair. Estas camadas de "mistura fossilizada", as quais retêm suas assinaturas por longos períodos de tempo, são as camadas fontes da maioria das massas de água, e sua geração é a essência da

formação da massa de água.

As regiões dos subtropicais são caracterizadas pelo rotacional da tensão de cisalhamento do vento negativo, o que significa que a água é bombeada para baixo. Como essa água não é mais densa que a água subjacente, esta é então injetada nas camadas intermediárias, seguindo a superfície isopicnal de sua própria densidade. Este processo, o qual é conhecido como subducção, é responsável pela formação de massas de água na termoclina permanente. Sua intensidade varia com as estações do ano, parcialmente em resposta às variações na intensidade do bombeamento de Ekman e, principalmente, devido ao desenvolvimento sazonal da termoclina sazonal: a profundidade da camada de mistura no verão é, geralmente, mais rasa que a profundidade da camada de mistura no inverno; a água aprisionada entre estas, a região de "mistura fossilizada", encontra-se disponível para subducção.

Prosseguindo com os comentários tecidos por *Tomczak & Godfrey* [1994]. Se, por exemplo, no final do outono e inverno a base da camada de mistura progride, para camadas inferiores, mais rapidamente que a subsidência da água de superfície, como um resultado do bombeamento de Ekman, a água bombeada desde a superfície, durante o verão, é aprisionada por uma expansão da camada de mistura na superfície antes de escapar para o interior da termoclina permanente. Assim, as propriedades da água que penetram na termoclina permanente, por subducção, são determinadas pelas propriedades da água de superfície durante, somente, o final do inverno. Em outras palavras, embora a subducção seja um processo permanente, a formação de massas de água ocorre somente no final do outono e inverno.

Massas de água fluindo para o interior da termoclina, por processo de subducção, são comumente conhecidas como Água Central. O termo foi introduzido aproximadamente há 70 anos para diferenciar entre água da termoclina da Água Central do Atlântico Norte, conhecida atualmente como ACAN, e água proveniente da área de plataforma fluindo para oeste. Atualmente, esta é usada para identificar massas de água em todos os três oceanos. De acordo com a literatura, a combinação da formação de massas de água e bombeamento de Ekman são os principais fatores que explicam a manutenção da termoclina e evitam sua erosão proveniente da mistura com águas abaixo e acima desta.

Continuando, ainda, com *Tomczak & Godfrey* [1994]. Estudos de diagramas de temperatura e salinidade e distribuições de propriedades sobre superfícies isopicnais conduzem à conclusão de que a mistura, através de superfícies isopicnais, é geralmente muito mais

fraca que a mistura ao longo das superfícies isopicnais. O princípio não se aplica universalmente; Correntes de Contorno Oeste, a Sub-corrente Equatorial e regiões frontais estão entre as regiões onde a mistura através das superfícies de densidade, ou *mistura diapicnal*, contribui significativamente para a troca de propriedades. Mas em geral, e sobre vastas regiões oceânicas, é seguro ignorar *mistura diapicnal* como um primeiro indicativo para a circulação oceânica.

A AIA, a qual se espalha imediatamente abaixo da picnoclina permanente, é também produzida por subducção. Embora o agente de deriva não seja bombeamento de Ekman, mas mistura e convecção, o mecanismo é o mesmo, movimentos ao longo das superfícies isopicnais em direção ao equador.

Voltando à questão formulada inicialmente, após os breves comentários sobre formação de massas de água Central e Intermediária. Em meados da década de 30 e início da década de 40, pesquisadores pioneiros, como *Wüst* [1935] e *Defant* [1941], e alguns das décadas mais recentes como *Silveira et al.* [2000a] têm considerado a CB com uma espessura de 400 - 700 m, ao largo do Sudeste - Sul Brasileiro. Segundo trabalhos de revisão sobre as características da CB, abordadas por diversos cientistas, esta Corrente seria formada pela AT, a qual é característica das águas de superfície na região de sua origem, ou seja nos Trópicos, e pela ACAS, formada na região da Convergência Subtropical.

Sob o ponto de vista dinâmico e baseado em fundamentos teóricos, a CB é uma Corrente de Contorno Oeste requerida pelo *transporte de Sverdrup* para “fechar” a circulação gerada pelo vento no Giro Subtropical. De acordo com a coleção de estudos teóricos sobre a circulação gerada pelo vento, editada por *Robinson* [1963], a contribuição de *Sverdrup* [1947] constitui no desenvolvimento de um modelo para um oceano baroclínico caracterizado pelo balanço entre advecção meridional de vorticidade planetária pelo campo de massa e a vorticidade transferida ao oceano pela tensão de cisalhamento do vento. Em termos dinâmicos, corresponde ao balanço entre as forças devidas ao gradiente de pressão, à tensão de cisalhamento do vento e ao efeito de Coriolis numa Terra esférica.

Uma outra questão que pode ser, aqui, levantada é: como se comporta o padrão de circulação no Oceano Atlântico Sudoeste, nas camadas picnoclínica e sub-picnoclínica. Já foi introduzido que, nas imediações da região central do Embaiamento de São Paulo, área em estudo do presente trabalho, ocorre uma inversão dos escoamentos, entre níveis picnoclínicos

e sub-picnoclínico, ou seja, na camada superior a CB escoia para sul-sudoeste, transportando AT e ACAS, e na camada inferior a CCI escoia para norte-nordeste, transportando a AIA [Böebel *et al.*, 1997 e 1999; Silveira *et al.*, 2000a]. Este padrão de escoamento / bifurcação das massas de água pode ser visualizado na Figura 3.1. Esta configuração conduz a escolher um NR para a interface CB-CCI, para fins de cálculo dinâmico e aplicação de modelos analíticos de camadas, a superfície isopicnal entre ACAS e AIA, tal como reportado por contribuições recentes de Godoi *et al.* [2000, 2001, 2002, 2003 e 2004a,b] e Freitas [2003].

Uma pergunta levantada nos anos 60 e cuja resposta é fornecida pela inspeção da Figura 3.1 foi: se a ACAS é formada na região da Convergência Subtropical, como esta poderia ser transportada para sul-sudoeste pela CB ? Trabalhos da época atual têm indicado que o padrão de circulação da ACAS não consiste em um simples escoamento em direção às baixas latitudes, em nível picnoclínico, em toda a Bacia do Atlântico Sul. A compilação de informações feita de diversos estudos [Silveira *et al.*, 2000a] revela que parece existir um consenso na literatura de que, ao sul do Cabo de São Tomé (22° S), a ACAS flui para sul ao largo do Sudeste Brasileiro (Figura 3.1 - painel à esquerda). Uma explicação plausível para esta configuração é que, na sua região de formação, a ACAS entra como parte do Giro Subtropical, circula com as Correntes do Atlântico Sul e Benguela, e atinge a costa da América do Sul transportada pela Corrente Sul Equatorial. Similar às correntes em superfície, há bifurcação e um ramo da ACAS flui rumo ao equador, enquanto outro ramo escoia em direção ao sul. A localização exata da separação do fluxo da ACAS ainda é incerta.

O padrão de circulação no Oceano Atlântico Sudoeste, na camada sub-picnoclínica, pode ser caracterizado pelo escoamento da AIA, a qual é formada na Convergência Antártica. Atualmente, o padrão sugerido, após a compilação de vários estudos oriundos de diversos pesquisadores [Silveira *et al.*, 2000a], revela que a maior parte da AIA escoia para Leste na Confluência Brasil-Malvinas (38° S), como parte de uma recirculação mais profunda associada ao Giro Subtropical. Então, um ramo dessa água fluindo anticiclonicamente irá se unir novamente ao contorno oeste, nas proximidades de Cabo Frio (23°S), em um padrão semelhante ao da ACAS. O escoamento associado a AIA, junto a borda oeste, se faz pela CCI [Böebel *et al.*, 1997 e 1999]. Os resultados evidenciam que a bifurcação da AIA ocorreria ao largo de Santos, mas com o eixo da divergência localizado praticamente paralelo ao talude, ao redor de 28 °S. Assim, um de seus ramos fluiria para norte, transportado pela CCI,

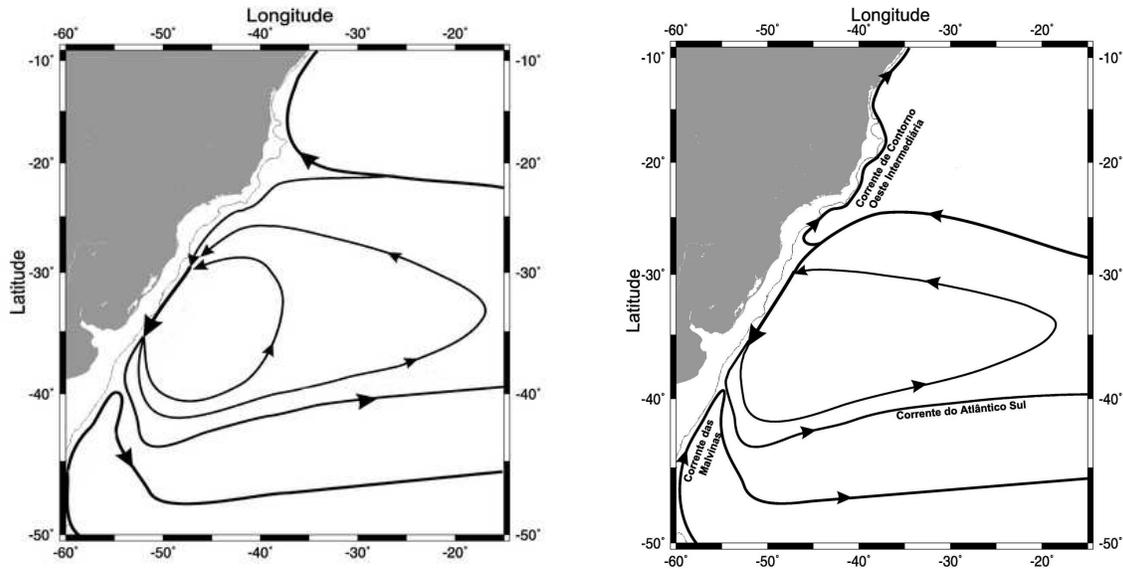


Figura 3.1: Representação esquemática do padrão de circulação no Oceano Atlântico Sudoeste associado a ACAS [painel à esquerda] / AIA [painel à direita]. [Silveira *et al.*, 2000a]

enquanto o outro fluiria para sul, ambos paralelos às isóbatas (Figura 3.1 - painel à direita).

Considerando, ainda, a estrutura vertical do Sistema CB, pode-se retomar os resultados de trabalhos anteriores sumariados no Capítulo 1, perguntando-se o quão baroclínico é o Sistema CB. Silveira *et al.* [2004] investigaram este tema para a faixa de latitude entre 22° - 23°S. Estes autores fizeram uma re-análise das medidas pioneiras de perfis de velocidade, amostrados durante o experimento TRANSCOBRA. Esta re-análise revelou que este sistema é aproximadamente 75-80% baroclínico. A estrutura de velocidade mapeada mostra uma inversão de escoamento em aproximadamente 450 m, uma espessura para a CCI de 1200 m e núcleos de velocidade excedendo a $0,30 \text{ m s}^{-1}$. O transporte total (baroclínico) para a CB, fluindo para sudoeste, e para a CCI, fluindo para nordeste, foi de 5,6 (4,2) Sv e 3,6 (4,1) Sv, respectivamente.

A forte natureza baroclínica, para o Sistema CB, e a ausência de observações na área conduziram os autores a propor, também como Godoi *et al.* [2003 e 2004a,b], o uso do $POM_{x\sigma}$ para gerar velocidades baroclínicas absolutas através de dados hidrográficos. Essas velocidades apresentam uma profundidade de inversão similar, e os transportes de aproximadamente 6-7 Sv para ambas CB e CCI, os quais são comparáveis aos valores reportados

na literatura.

3.3 Estimativa da Interface CB-CCI

Após o tratamento dos dados, o passo seguinte consiste em proceder a estimativa de um NR para o Sistema CB, associado, naturalmente, à interface entre ACAS-AIA. Conforme discutido na Seção 3.1, a busca deste NR deve obedecer argumentos relacionados às massas de água transportadas por CB e CCI e se ater a uma configuração de escoamento que seja essencialmente baroclínica de primeiro modo, ou seja, com um único nível de inversão entre a superfície e o fundo. Lembre-se ao leitor que a segunda inversão de velocidade, pela presença do Platô de São Paulo, é deslocada em direção ao oceano, desacoplando dinamicamente CB e CCI da CCP.

Assim, para uma avaliação quantitativa é necessário: (i) conhecer e determinar índices termohalinos e interfaces das massas de água da região, e (ii) conhecer a estrutura de correntes baroclínicas absolutas na região.

De acordo com a literatura, a primeira abordagem colocada deve considerar critérios clássicos de classificação de massas de água. A inferência da profundidade da interface entre ACAS-AIA, especificamente ao largo da região Central do Embaiamento de São Paulo, se inicia com o método clássico da análise de massas de água, aqui denominado de *Critério Termodinâmico*. Este é corroborado pela análise dos resultados obtidos pelo *Critério Dinâmico*, via simulação numérica da estrutura vertical de velocidades baroclínicas absolutas pelo $POM_{x\sigma}$ e estimativa da profundidade (ou nível isobárico) de separação entre CB e CCI a partir dos padrões modelados.

Conforme colocado, no primeiro caso, faz-se uso dos *Teoremas de Shtokman* [Shtokman, 1946], os quais são formulados a partir da teoria analítica das curvas T-S. O NR foi estimado baseado no estudo de uma superfície isopicnal, selecionada para delimitar a interface entre ACAS e AIA, semelhante ao proposto por *Stramma & England.*, [1999]; *Zemba* [1991] e aplicado, também, por *Godoi et al.*, [2000, 2001, 2002, 2003 e 2004a,b]. A seleção dessa isopicnal, e a correspondente isóbara média, se justifica pelo fato de que a circulação geostrófica tende a ocorrer ao longo dessas superfícies. Já no segundo caso, é empregada a técnica de modelagem numérica, pelo uso do $POM_{x\sigma}$, conforme contribuições iniciais de *Godoi et*

al. [2003; 2004a,b]. A versão do código numérico é baseada em *Silveira et al.* [2004].

3.3.1 O Critério Termodinâmico

De acordo com *Mamayev* [1975] e *Miranda* [1998] o caso mais comum da mistura de massas de água, sob as condições reais, dos Oceanos Mundiais é a mistura de duas, três e quatro massas de água superpostas. A base para o estudo da mistura vertical das águas sobre o diagrama Temperatura (T) - Salinidade (S) é a Teoria Analítica das curvas T-S para um oceano de profundidade infinita. Estes autores indicam, também, que as teorias para curvas T-S considerando um mar semi-infinito e finito introduzem correções substanciais na análise das curvas T-S reais; entretanto, a teoria para um mar de profundidade infinita continua a sustentar a base da análise dessas curvas, enquanto os resultados das duas últimas teorias precisam ser traçadas para elucidar a visão da interação e transformação das massas de água, obtidas pela aplicação da teoria para um mar infinito como uma primeira e favorável aproximação.

A Teoria Analítica envolve, basicamente, a solução geral, via integral de *Poisson*, da equação de conservação de calor na sua forma simplificada, bem como a correspondente equação de conservação de sal. Esta teoria exclui a camada de mistura, portanto não considera fontes ou sorvedouros. Os coeficientes cinemáticos turbulentos de condutividade térmica e de difusão de sal são mantidos constantes e iguais. Conseqüentemente, é de se esperar que a curva T-S experimental tenha pequenos desvios com relação a curva T-S teórica.

Na prática, a modelagem analítica da curva T-S toma como ponto de partida o diagrama T-S. Os *Teoremas de Shtokman* estabelecem como evoluem geometricamente os pares (S,T) da curva T-S, sob a ação dos processos de mistura vertical de duas, três ou quatro massas de água. No caso, encontram-se presentes a AT, ACAS, AIA e APAN. Esta última, formada no Mar do Labrador - Atlântico Norte, flui em direção ao Atlântico Sul escoando subjacente à AIA. As profundidades de interface e correspondentes superfícies isopicnais entre as massas de água amostradas podem ser estimadas através de alguns critérios descritos a seguir, bem como pela “geometria do triângulo de mistura”. Esse triângulo pode ser traçado considerando índices termohalinos disponíveis em trabalhos clássicos [*Mamayev*, 1975; *Reid*, 1989], estimados para uma região oceânica do Oceano Atlântico.

É oportuno colocar que índices termohalinos específicos para uma dada região podem ser inferidos pelo traçado do triângulo de mistura. *Miranda* [1985], estudando as massas de água das regiões costeira e oceânica entre Cabo de São Tomé e Ilha de São Sebastião, sugere 20°C e 36,36 como índice termohalino da ACAS. Segundo este autor, esse valor de salinidade é relativamente maior que aquele (36,20) reportado por *Mamayev* [1975], para a ACAS no Atlântico Sul. Esse último pesquisador, define $T = 20^{\circ}\text{C}$ e $S = 36,20$ como índice termohalino *modificado* para a ACAS.

Silva [1995] analisando as massas de água, na região oceânica mapeada pelos cruzeiros HM1 e HM2, estima os índices termohalinos apresentados na Tabela 3.1.

Tabela 3.1: Índices termohalinos - cruzeiros HM1 - HM2 [*Silva*,1995]

ACAS	AIA	APAN
20,0 °C - 36,41	2,50 °C - 33,57	4,0 °C - 35,0

Considerando, agora, os trabalhos clássicos de *Mamayev* [1975] e *Reid* [1989], com especial atenção ao Oceano Atlântico Sul. *Mamayev* [1975] apresenta uma classificação de massas de água e correspondentes índices termohalinos, pela aplicação dos *Teoremas de Shtokman* na geometria da curva T-S, referente a estação oceanográfica número 4, realizada no Atlântico Sul, durante a Expedição Oceanográfica a bordo do *Research Vessel Meteor*. Esta estação foi realizada entre 7 e 8 de junho de 1925, localizada em 41° 27,0'S e 52° 47,0'W, isto é, na região sudoeste do Atlântico Sul. Os índices reportados são apresentados na Tabela 3.2

Tabela 3.2: Índices termohalinos [*Mamayev*, 1975]

ACAS	AIA	APAN
18,0 °C - 35,9	2,2 °C - 33,8	2,5 °C - 34,9

Os índices termohalinos indicados por *Mamayev* [1975], para ACAS e AIA, corroboram aqueles estimados por *Sverdrup et al.* [1942] e *Wüst* [1935]. Entretanto, quando aplicados

ao presente conjunto de dados, não há um ajuste adequado entre a geometria do triângulo de mistura e as curvas T-S amostradas.

As diferenças entre os índices termohalinos referentes a uma mesma massa de água podem decorrer dos efeitos de processos de mistura no interior no oceano, isto é, excluindo a camada de mistura, à medida em que esta se afasta de sua região de formação. Desta forma, é mais conveniente inferir índices especificamente para a região em estudo. Assim, é feito um estudo das interfaces entre as massas de água AT/ACAS/AIA/APAN, considerando estes aspectos.

O critério do gradiente de $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ é uma das formas de estimar a profundidade da camada de mistura. De acordo com *Miranda* [1985] e *Tomczak & Godfrey* [1994] esse critério estima a profundidade em que o gradiente de temperatura excede em $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ o seu valor de superfície. Esta é representativa da profundidade da termoclina sazonal. O par S-T correspondente a essa interface pode ser considerado o índice termohalino da ACAS na base da camada de mistura. Portanto, este índice pode variar de acordo com a espessura da camada de mistura.

Um critério a se considerar, com a finalidade de determinar a interface entre AT e ACAS, é proceder uma análise do perfil vertical médio da frequência de estratificação, denominada por $N(z)$, conhecida, também, como frequência de Brunt-Väisälä ou frequência natural de oscilação. A profundidade central da picnoclina é normalmente definida como a região de máximo gradiente de densidade potencial. Mais especificamente, em Oceanografia Física, utiliza-se para inferir tal profundidade o conceito de frequência de estratificação. Este parâmetro está relacionado tanto com a estabilidade da coluna de água quanto ao gradiente vertical de densidade.

Assim, perfis verticais da frequência de estratificação podem fornecer importantes informações sobre o centro da picnoclina, a interface entre massas de água, por exemplo, AT-ACAS, e sobre a migração vertical de organismos planctônicos. Quanto maior o valor de $N(z)$, maior a barreira de densidade, maior o empuxo e maior a dificuldade de migração vertical. Vários modelos de natureza bio-física para os oceanos incluem formas paramétricas de $N(z)$ em sua formulação. O quadrado de $N(z)$ é definido por [*Pond & Pickard*, 1991],

$$N^2(z) = \frac{-g}{\rho_0} \frac{\partial \rho_{\theta}}{\partial z},$$

onde g é a aceleração da gravidade, ρ_{θ} é a densidade potencial e ρ_0 é a densidade de referên-

cia, por exemplo, 1025 kg m^{-3} .

Os resultados oriundos do cálculo da frequência de estratificação ao quadrado são, no entanto, muito ruidosos pois as variações de densidade se tornam muito pequenas na camada de mistura e nas águas profundas. Desta forma, para minimizar o erro amostral é usual o cálculo da frequência de estratificação para regiões, e não para perfis individuais. Assim mesmo, é necessário aplicar técnicas adequadas de alisamento, seja por ajuste polinomial, seja por janela móvel. No caso, aplica-se esta última opção.

Mamayev [1975] e *Miranda [1998]* colocam que na prática, a teoria analítica das curvas T-S toma a forma de sete Teoremas fundamentais, os quais se baseiam na “geometria das curvas T-S”. Visto que, como parte dos teoremas não se referem a curvas estacionárias, com as quais usualmente se trata, mas curvas T-S que mudam com o tempo sobre uma mesma vertical, isto faz com que na análise prática seja mais conveniente usar regras que foram propostas por *Shtokman [1944]*. Alguns desses teoremas são enunciados no decorrer do texto.

Portanto, identificada a interface entre AT e ACAS, o passo seguinte consiste em traçar o triângulo de mistura, estimando assim os índices termohalinos que permitam caracterizar as demais massas de água. Para isto, utiliza-se do quarto *Teorema de Shtokman* que diz:

“A estimativa dos índices termohalinos é feita traçando tangentes aos trechos da curva T-S. A intersecção dessas tangentes na região dos pontos de extremo determina os índices termohalinos da Massa (Tipo) de Água Intermediária .”

A vantagem desse teorema é que este estima o índice termohalino da massa de água na sua região de formação. As interfaces entre as massas de água ACAS-AIA e AIA-APAN são inferidas considerando o quinto, sexto e sétimo *Teoremas de Shtokman*:

“ Para a determinação das fronteiras e porcentagens de mistura das massas de água em diferentes profundidades, triângulos de mistura são traçados tendo os índices T-S como vértices. ”

“A mediana principal do triângulo de mistura traçada desde aquele vértice, o qual corresponde a massa de água intermediária, até a metade do lado oposto, a base do triângulo de mistura, intercepta a curva T-S naquele ponto onde o parâmetro z caracteriza a posição

do núcleo da massa de água intermediária. Os pares S-T correspondentes ao núcleo da água intermediária evoluem ao longo da mediana principal do triângulo de mistura. ”

”As medianas secundárias do triângulo de mistura, traçadas desde a metade da base do triângulo de mistura até os outros dois lados, interceptam a curva T-S naqueles pontos onde o parâmetro z corresponde a fronteira da massa de água intermediária. A parte da curva T-S contida entre as medianas secundárias do triângulo de mistura corresponde à massa de água intermediária. Todos os pares S-T sobre as interfaces de separação da água intermediária evoluem ao longo das medianas secundárias do triângulo de mistura. Esses segmentos de reta interceptam, sobre a curva T-S, arcos que caracterizam a Água Intermediária. ”

Basicamente, o procedimento adotado para estimar a interface entre as Massas de Água, usando o *Critério Termodinâmico*, envolve primeiramente o tratamento dos dados hidrográficos, com as técnicas de filtragem mencionadas. Feições notáveis nos perfis verticais médios de temperatura, salinidade e frequência de estratificação, tais como a camada de mistura e centros da piconclina, são então identificadas. Esta última etapa permite, portanto, estimar a interface entre AT-ACAS. Diagramas T-S espalhados são elaborados, os quais possibilitam diagnosticar as principais massas de água presentes na região investigada.

Na análise de massas de água, o procedimento mais simples consiste em considerar seus índices termohalinos, reportados na literatura, e localizá-los nas curvas T-S obtidas através dos cruzeiros oceanográficos HM1 e HM2. No entanto, estes índices não representam, necessariamente, os índices característicos da região em estudo, visto que, de forma geral, foram definidos para regiões relativamente amplas que a investigada. Ainda, a maioria trata de trabalhos clássicos [Mamayev, 1975; Miranda, 1985 e Reid, 1989], que se utilizam de amostragens discretas com garrafas de *Nansen*, mas que sem dúvida são de grande valia para fins comparativos. Como exceção, pode-se citar o trabalho de Silva [1995]. Esta autora, analisando os referidos dados dos cruzeiros HM1 e HM2, inferiu, conforme comentado, os índices termohalinos correspondentes à AC, AT, ACAS, AIA e APAN, utilizando os *Teoremas de Shtokman*.

Assim, a aplicação dos *Teoremas de Shtokman* para estimar as profundidades das interfaces entre as massas de água é feita considerando duas etapas. Primeiro, estes índices são estimados através dos *Teoremas* citados anteriormente, especificamente para a região em estudo e usados para inferir as interfaces. Segundo, utiliza-se os índices termohalinos propostos

na literatura por *Silva* [1995], *Miranda* [1985], *Mamayev* [1975] e *Reid* [1989]. Assim, dentro das hipóteses que regem a teoria analítica das curvas T-S e baseado nos critérios adotados são estimados os níveis de profundidades entre AT-ACAS, ACAS-AIA e AIA-APAN.

3.3.2 O Critério Dinâmico

Certamente parte das razões de haver raras informações na literatura sobre a estrutura dinâmica do Sistema CB é a escassez de observações diretas, principalmente de perfis quase-sinóticos de velocidade. A obtenção de velocidades baroclínicas absolutas para o Sistema CB a partir de dados hidrográficos são originalmente atribuídas a *Lima* [1997]. Esse autor se utilizou do código POM _{$x\sigma$} , onde o campo de velocidades foi numericamente gerado, a partir da entrada de campos de temperatura e salinidade interpolados de perfilagens de CTD à grade do modelo. Estas velocidades são absolutas visto que o gradiente absoluto de pressão é calculado pelo modelo. Adicionalmente, sendo os campos termohalinos a única forçante, a componente barotrópica obtida tem magnitude de erro numérico e a velocidade simulada é essencialmente baroclínica. *Silveira et al.* [2004] validou a utilização desta metodologia para o Sistema CB a partir de comparação com seção de velocidade perfilada: a componente barotrópica é menos de 10% do sinal observado.

Uma primeira descrição do código numérico POM é dada por *Blumberg & Mellor* [1987] e a do POM _{$x\sigma$} por *Mellor & Wang* [1996]. Basicamente, esse último se caracteriza como um modelo bidimensional, ou seccional, e não-linear, o qual integra as equações primitivas do movimento por esquemas de diferenças finitas. O conjunto de equações diferenciais parciais envolve: as equações de conservação de momentum linear para ambas componentes de velocidades horizontais, u e v , e as equações de conservação de calor, sal e massa. As equações são formuladas na forma de fluxo. As aproximações assumidas são a hidrostática e a de *Boussinesq*. O código numérico tem feições que são apropriadas para regiões de plataforma continental e talude. Destacam-se o sistema de coordenada sigma, o qual acompanha a topografia de fundo com melhor resolução comparada com modelos de nível de profundidade z , e o modelo de fechamento turbulento de segundo momento, desenvolvido por *Mellor & Yamada* [1982], destinado a simular as feições das camadas de mistura e de fundo. Este esquema atua para ajustar o coeficiente cinemático vertical de viscosidade turbulenta à es-

trutura de escoamento em ambas as camadas de contorno: superfície e de fundo.

A versão POM_{xσ} tem sido usada com êxito por pesquisadores para experimentos numéricos de circulação transversal à costa. Pode-se citar, estudos, tais como, o da circulação média transversal à plataforma na costa da Califórnia [Mellor, 1986] e na costa Sudeste do Brasil [Lima, 1997; Silveira et al., 2004]. Ainda, simulações da ressurgência na costa de Oregon [Allen et al., 1995; Federiuk & Allen, 1995] têm sido realizadas usando este tipo de versão.

De acordo com Lima [1997] um modelo numérico bidimensional é uma etapa natural para estudar feições transversais à costa, tais como ressurgência ou subsidência. Este permite usar uma grade de resolução muito fina em ambas direções horizontal e vertical, não envolvendo custo significativo extra computacional. Também, não trata com condições de contorno aberta, ao longo da costa, que podem introduzir problemas extras e feições não realistas, tal como, em modelos completamente tridimensionais.

Entretanto, o uso de modelos bidimensionais ou seccionais tem também suas limitações, como comentado por Lima [1997]. Pode-se citar que esses não tem habilidade em reproduzir a dinâmica de ondas costeiras aprisionadas se propagando ao longo da costa, as quais desempenham um importante papel na dinâmica de plataforma em determinadas regiões. Por outro lado, modelos seccionais podem se constituir uma ferramenta muito útil para analisar a resposta à forçante do vento na direção transversal à costa, estudar o estabelecimento de frentes de quebra de plataforma e outras importantes feições de circulação transversal à plataforma. Dentro do atual contexto do trabalho, o POM_{xσ} tem permitido simular a estrutura vertical da circulação transversal à costa, desde a PSEB até a região oceânica, que compreende o Embaiamento de São Paulo.

Em termos da escolha e implementação, a grade do modelo é elaborada para fornecer uma resolução adequada em ambas as camadas de: mistura e fundo. A fina discretização na dimensão vertical e transversal à costa pode ser tida como uma das vantagens de modelos bidimensionais.

O contorno oeste é fechado devido a presença da linha de costa e, o contorno leste é aberto. Nesse último contorno, considera-se condição de contorno não-gradiente para a elevação de superfície e para as velocidades barotrópicas. A condição radiacional é empregada para as velocidades baroclínicas, temperatura e salinidade. Essa última condição tem por finalidade excluir eventuais ruídos para o domínio externo da área de interesse modelada.

Ainda, no contorno leste foi implementado uma zona de “buffer”. A finalidade dessa consiste em filtrar eventuais ondas, que ainda possam ser refletidas nesta borda. Esta região é imposta considerando, basicamente, os dados de temperatura e de salinidade, da última estação oceanográfica amostrada em cada radial, repetindo-os em até 50 % da extensão total de cada radial. Neste domínio prevalece, portanto, a condição de contorno não gradiente.

Baseado nas considerações feitas quanto a resolução horizontal e vertical da grade do modelo, no presente trabalho esta foi delineada para representar adequadamente os processos oceânicos em estudo do Sistema CB. Assim, na horizontal, o número de pontos de grade varia com a distância máxima das seções verticais amostradas, entre 200 e 300 pontos, com espaçamento horizontal de 1 km. A quebra da plataforma continental encontra-se ao redor da isóbata de 180 - 200 m. As simulações adotam inclinação real da topografia até a isóbata de 1400 m.

O compromisso aqui foi buscar, através de experimentos com diferentes tamanhos de grade, uma configuração que resolvesse as referidas camadas, associado a um tempo razoável de processamento computacional. Após uma série de testes, realizados em estudos semelhantes pelo grupo de pesquisa do LaDO, optou-se por considerar 65 níveis sigma, normalizados entre 0 e 1. A resolução espacial na vertical, ou seja, a espessura de cada camada, é estimada fazendo o produto da profundidade local pelo nível sigma. Por exemplo, se um nível sigma é 0,001, correspondendo a 0,1% da coluna de água, e supondo que a profundidade total local seja de 500 m, tem-se uma camada com espessura de 0,5 m. Assim, estima-se, sucessivamente, a espessura das demais camadas que compõem a estratificação vertical da coluna de água. A Figura 3.2 esboça um destaque para a região oceânica de uma seção vertical com 65 níveis sigma, utilizada pelo POM_{x σ} . O exemplo refere-se a Radial 5 do cruzeiro HM1, considerando 322 pontos de grade na direção x incluindo a região de “buffer”.

Baseado em Mellor [1993] e Lima [1997], o intervalo de tempo do modo externo, barotrópico, é considerado igual a 2 s, configurando 90% do intervalo de tempo máximo permitido pela condição de estabilidade computacional *Courant-Friedrichs-Levy* (CFL). O modo externo trata com os movimentos das ondas de gravidade e requer um intervalo de tempo muito menor que o modo interno, o qual resolve ondas de gravidade internas que se deslocam lentamente. O intervalo de tempo no modo interno adotado é de 100 s. O coeficiente

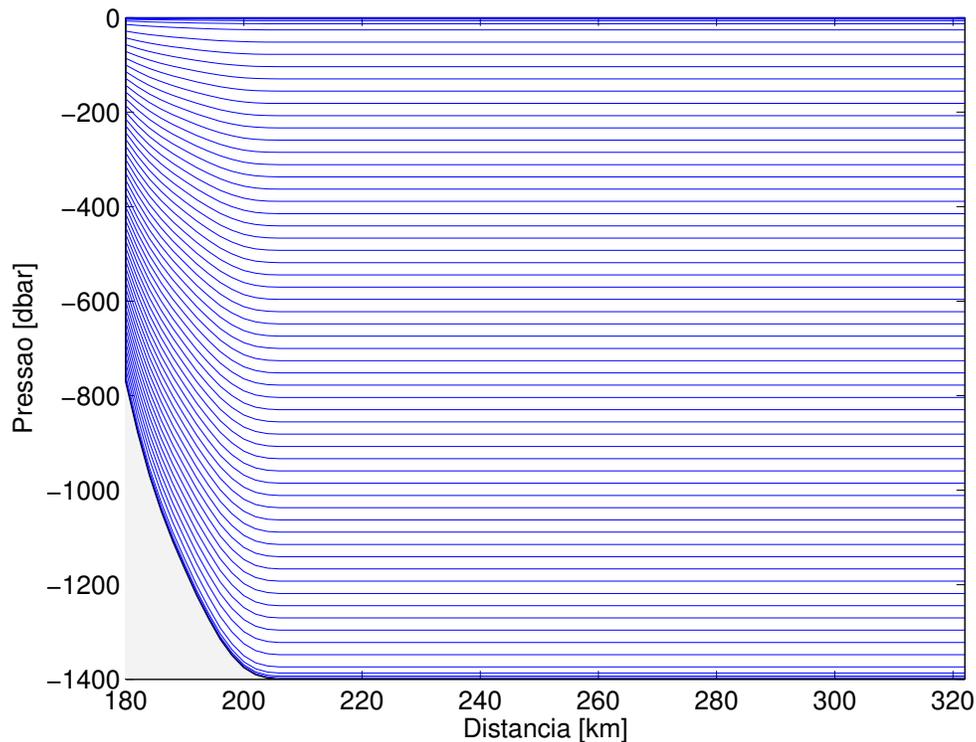


Figura 3.2: Seção vertical com 65 níveis sigma destacando a região oceânica - $POM_{x\sigma}$.

cinemático horizontal de viscosidade turbulenta é considerado constante e igual a $60 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ [O'Connor, 1991].

As simulações numéricas são inicializadas com campos de temperatura potencial e salinidade, devidamente interpolados via análise objetiva anisotrópica [Carter & Robinson, 1987], para o conjunto de dados. Esta implementação visa aferir, somente, a contribuição do campo de massa na obtenção das velocidades baroclínicas absolutas.

Testes foram feitos usando simulações no modo diagnóstico, onde não há evolução temporal dos campos termohalinos, seguido do modo prognóstico. Neste último modo, os campos de temperatura e salinidade podem evoluir simultaneamente ao de velocidade. A simulação no modo prognóstico visa, somente, filtrar eventuais ruídos de alta frequência, no campo de massa implementado, geralmente artefatos do processo de interpolação e ajustamento à topografia.

Ezer & Mellor [1994] aplicaram com êxito este procedimento nos cálculos diagnóstico e prognóstico da circulação e nível do mar, usando o POM tridimensional. O fato é que o escoamento é menos ruidoso após um período de simulação prognóstica fazendo com

que ruídos, devido aos erros nos dados hidrográficos ou inconsistências entre os dados e à topografia de fundo, como sugerido por *Sarmiento & Bryan* [1982], sejam removidos pela advecção e difusão. *Mattos* [2003]; *Silveira et al.* [2004] e *Godoi et al.* [2004a,b] motivados com a forma de conduzir as simulações numéricas, segundo *Ezer & Mellor* [1994], utilizaram o mesmo procedimento para o estudo da estrutura de velocidade baroclínica do Sistema CB, ao largo de Cabo Frio e região central do Embaiamento de São Paulo.

Na prática, não há métodos adequados para determinar quantitativamente o tempo exato de simulação no modo prognóstico. Basicamente, se não há forçante o modo prognóstico permite a estrutura de massa evoluir no tempo, suavizando os campos de temperatura e de salinidade. Uma forma de avaliar a estabilidade dos resultados do modelo é acompanhar a evolução temporal da energia cinética média por unidade de área. No caso, a avaliação dessa evolução mostra que, após simulações somente no modo diagnóstico por 5 a 10 dias, a energia cinética média estabiliza em aproximadamente 3 dias. Assim, após uma série de testes, optou-se por simular 3 dias no modo diagnóstico e 5 dias no modo prognóstico.

A metodologia apresentada tem por finalidade estimar uma interface adequada para a CB-CCI, baseado em *Crítérios Termodinâmico e Dinâmico*. Conforme colocado, a profundidade desta interface é um dado primordial para o mapeamento da estrutura vertical de velocidade geostrófica, do qual é inferido o mapeamento horizontal de função de corrente geostrófica.

3.4 Resultados

3.4.1 O Critério Termodinâmico

De acordo com a literatura, é conhecido que quatro massas de água oceânicas, AT, ACAS, AIA e APAN, constituem a coluna de água da região em estudo. Dadas as suas características distintas, a identificação das interfaces e núcleos das referidas massas é de primordial importância para a caracterização da área em estudo e prosseguimento dos tópicos propostos nos próximos capítulos deste trabalho.

Utilizando o conjunto de dados hidrográficos, tratados de acordo com a metodologia proposta, as condições amostradas no verão 1993 e inverno 1993 foram avaliadas, considerando as características da estratificação vertical que compõe o Sistema CB. Assim, foram sele-

cionadas amostragens que pudessem representar as massas de água da região oceânica, isto é, estações oceanográficas abrangendo níveis isobáricos iguais ou superiores a 200 dbar.

Na prática, perfis hidrográficos permitem identificar algumas feições notáveis. Feições estas que podem evidenciar a profundidade da camada de mistura ou topo da termoclina/picnoclina e centro da picnoclina. Assim, utilizando o critério do $0,5^{\circ}\text{C}$, os níveis médios da camada isotérmica, observados nos cruzeiros HM1 e HM2 foram estimados respectivamente em 18,3 dbar e 87,4 dbar.

Os perfis verticais médios de salinidade e temperatura apresentam estruturas semelhantes. Estes estão esboçados na Figura 3.3, referente ao HM1 [painel superior] e HM2 [painel inferior]. Uma feição notável nos perfis verticais de salinidade é o máximo (36,8 - 36,9) em sub-superfície, associado naturalmente à AT transportada pela CB.

No traçado do triângulo de mistura, via *Teoremas de Shtokman*, um ponto importante é estimar, inicialmente, a interface entre AT-ACAS e correspondente índice termohalino. Conforme colocado, as interfaces envolvendo massas de água da camada de mistura são estimadas por outros métodos, que não sejam esses *Teoremas*. A razão é que os fundamentos teóricos para sua aplicação se baseiam na hipótese de que a temperatura e a salinidade sejam propriedades conservativas, no interior do oceano. Portanto, trocas de calor e sal com a atmosfera não podem ser incluídas. Seguindo *Miranda* [1985], o método dos máximos gradientes de densidade potencial é usado para estimar estas interfaces.

Assim, considere os perfis verticais médios da frequência de estratificação em ciclos por hora - $N(z)$, referentes às condições de verão 1993 (Figura 3.4 - painel à esquerda) e inverno 1993 (Figura 3.4 - painel à direita), previamente suavizados usando o método de alisamento por janela móvel.

O perfil de $N(z)$ mostra, para as condições de verão 1993 (Figura 3.4 - painel à esquerda), dois máximos. O primeiro e mais intenso reportando maiores valores de $N(z)$, aproximadamente 9 cph, encontra-se centrado em aproximadamente 30 dbar. Dentro das considerações feitas, esse está associado à profundidade do máximo em sub-superfície de salinidade do núcleo da AT. O segundo máximo, pouco acentuado, 4 cph e ao redor de 179 dbar, está associado à interface entre AT e ACAS.

Por outro lado, as condições de inverno 1993 (Figura 3.4 - painel à direita) indicam a presença de um mínimo acentuado, entre 2 - 2,5 cph, em 30 dbar, uma feição característica

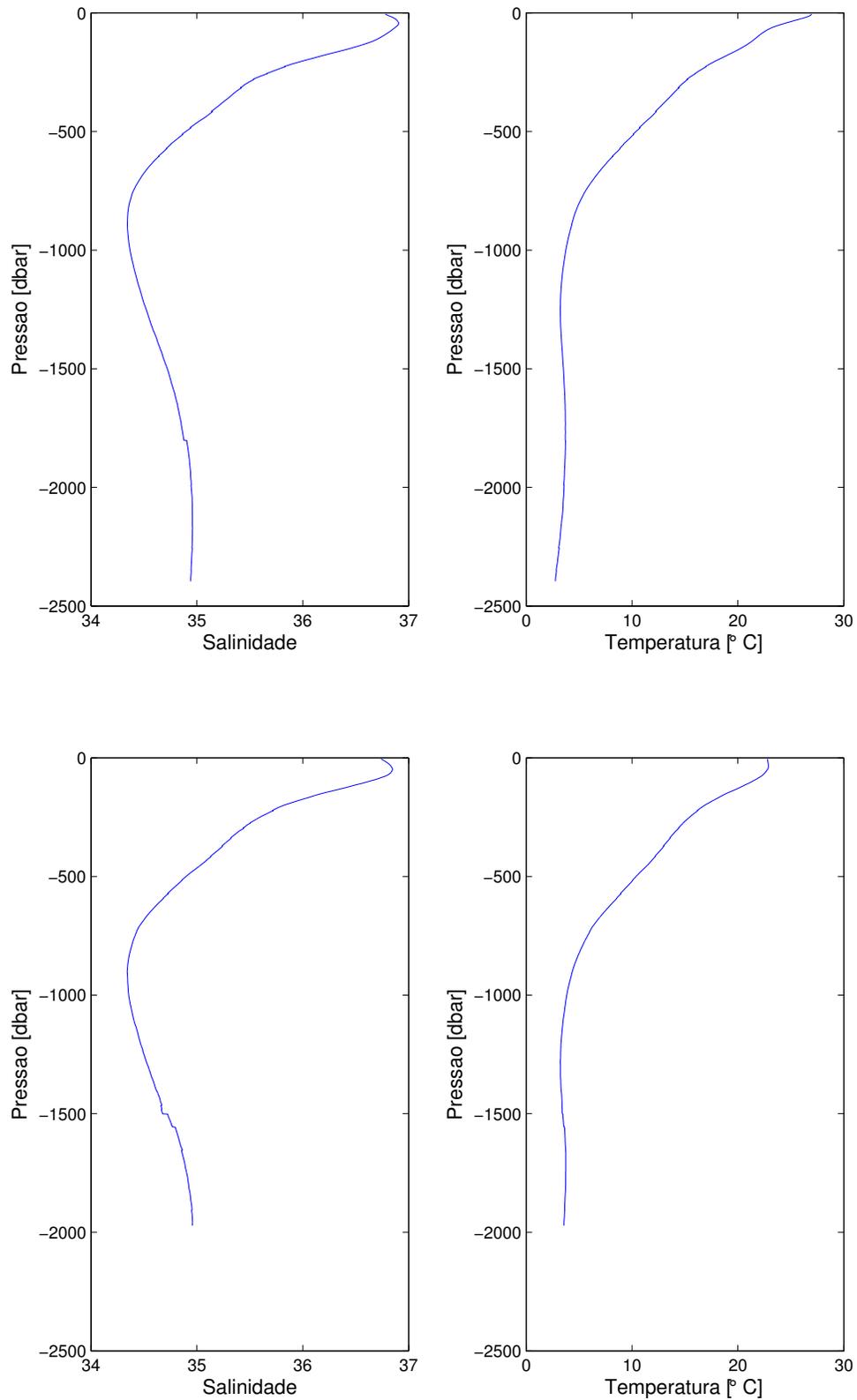


Figura 3.3: Perfis verticais médios de salinidade e temperatura - cruzeiro HM1 - verão 1993 [painéis superiores] e cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painéis inferiores]

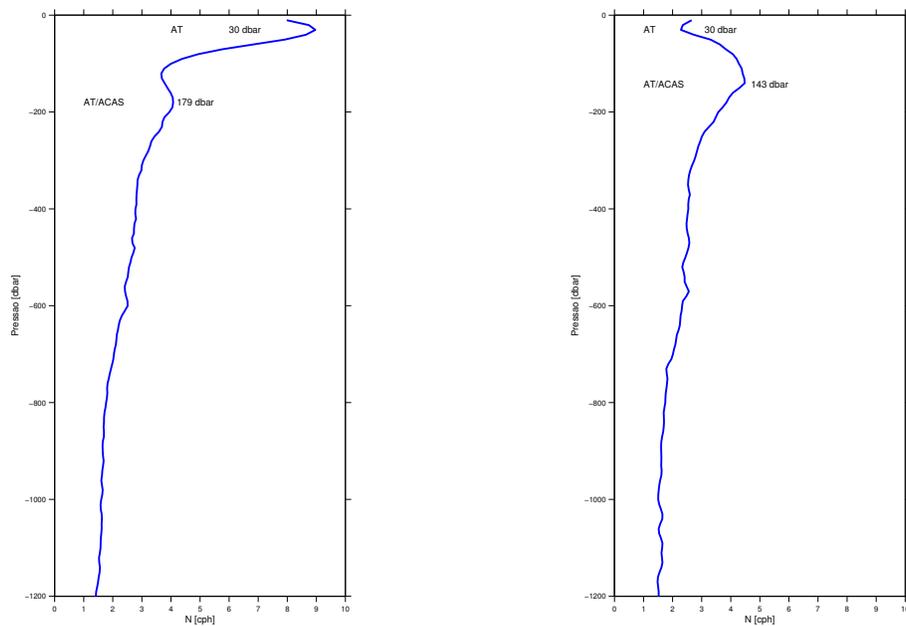


Figura 3.4: Perfis verticais médios da frequência de estratificação: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel à esquerda] e cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel à direita].

da fraca estratificação predominante no inverno. Em 143 dbar verifica-se um máximo ao redor de 4 - 4,5 cph, configurando assim a interface entre AT e ACAS.

Tendo, então, observado algumas feições peculiares e considerando as profundidades das interfaces entre AT-ACAS, o passo seguinte consiste em estimar as profundidades das interfaces entre ACAS-AIA e AIA-APAN. Primeiramente, é apresentada uma estimativa inferida através da aplicação dos *Teoremas de Shtokman*. Em seguida, repete-se essa análise mas com os resultados decorrentes do uso de índices termohalinos citados por *Silva* [1995].

A aplicação dos *Teoremas de Shtokman* é feita através da plotagem das curvas médias T-S no diagrama de estado, apresentadas na Figura 3.5 - painel superior. No caso das condições do verão 1993, a interface entre AT-ACAS ao redor de 179 dbar equivale ao par S-T: 36,20 - 18,99 °C. Esse é considerado, aqui, o índice termohalino para a ACAS. Procedendo a análise das massas de água através da geometria triângulo de mistura, traçado considerando a curva T-S média, os correspondentes índices termohalinos para AIA e APAN são inferidos.

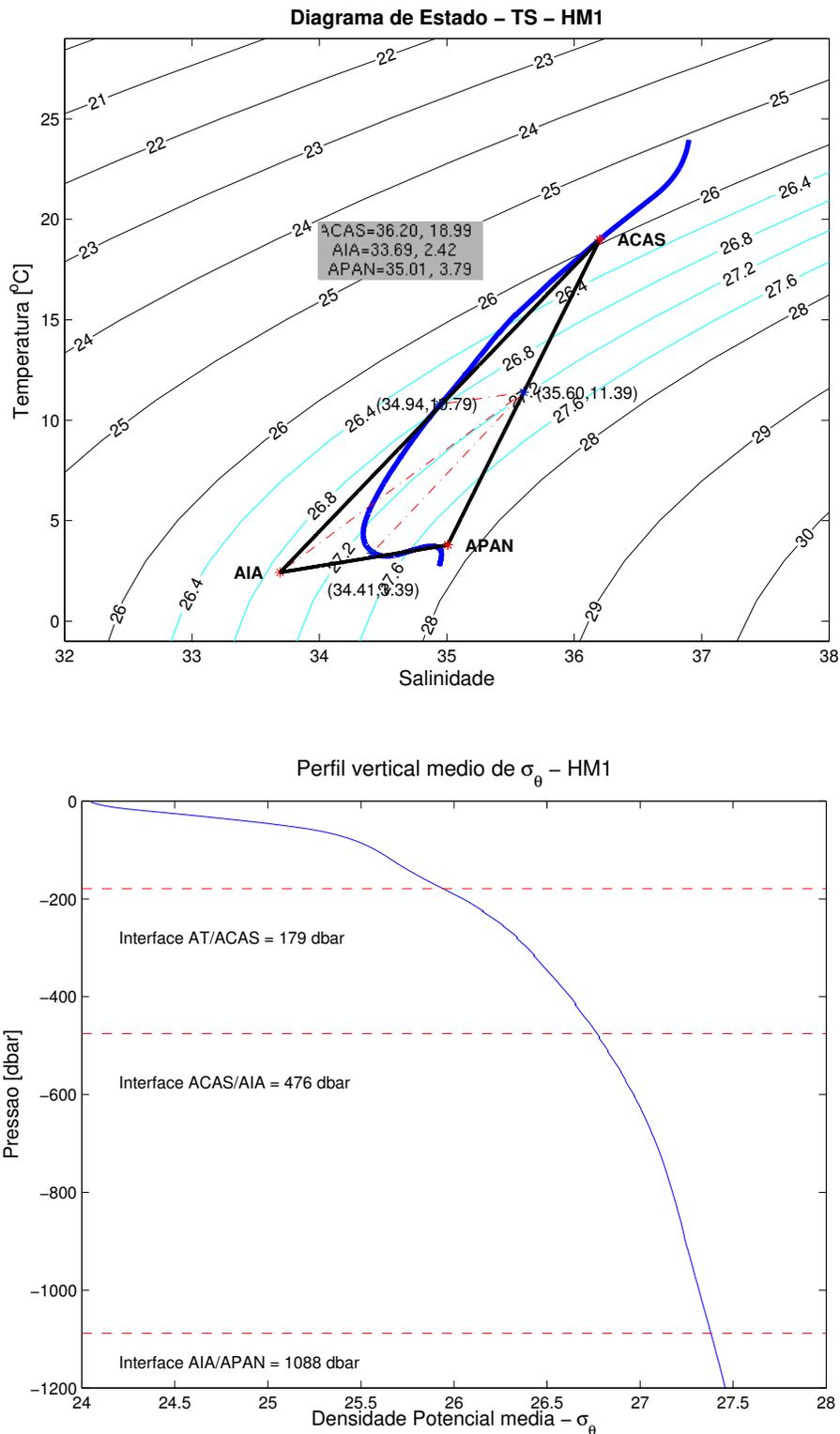


Figura 3.5: Curva T-S média e triângulo de mistura [painel superior] - Índices termohalinos estimados - *Critério Termodinâmico* - Perfil vertical médio de densidade potencial [painel inferior] - cruzeiro HM1 - verão 1993.

As interfaces entre ACAS-AIA e AIA-APAN são obtidas pelo traçado das medianas secundárias do triângulo de mistura (Figura 3.5, painel superior), onde estão indicados, também, os respectivos pares S-T. A Tabela 3.3 resume os índices termohalinos inferidos, baseado no *Critério Termodinâmico* proposto.

Tabela 3.3: Índices termohalinos estimados - cruzeiro HM1 - verão 1993

ACAS	AIA	APAN
18,99 °C - 36,20	2,42° - 33,69	3,79°-35,01

Observa-se que núcleo da AIA tende a evoluir ao longo da mediana principal. Considerando os processos de mistura no interior do oceano, tais como, advecção e difusão de calor e sal, este núcleo tende a erodir à medida em que esta massa de água se afasta de sua região de formação, a qual se situa na Convergência Antártica.

As correspondentes interfaces entre as massas de água e superfícies isopicnais médias associadas, conforme indicadas pelas linhas tracejadas no perfil vertical médio de densidade potencial (Figura 3.5 - painel inferior), são resumidas na Tabela 3.4.

Tabela 3.4: Níveis isobáricos das interfaces e superfícies isopicnais correspondente - cruzeiro HM1 - verão 1993

Interface	Isóbara [dbar]	Isopicnal [kg.m^{-3}]
AT-ACAS	179	25,96
ACAS-AIA	476	26,80
AIA-APAN	1088	27,35

Dado o novo procedimento para escolher o índice termohalino da ACAS usado aqui, cabe revisitar o trabalho de *Silva* [1995] que utilizou o mesmo conjunto de dados desta tese (vide Tabela 3.1). Esta autora, no entanto, não estima as interfaces entre as massas de água e conduziu sua análise centrada no cálculo dos índices termohalinos e na análise estatístico-volumétrica via diagrama de estado. Assim, repete-se sua análise e aplicam-se os *Teoremas de Shtokman* traçando as medianas principal e secundárias do triângulo de mistura a partir

dos índices termohalinos fornecidos pela autora. O resultado para a estimativa das interfaces são apresentados da Figura 3.6 e na Tabela 3.5.

Tabela 3.5: Níveis isobáricos das interfaces e superfícies isopicnais correspondentes - cruzeiro HM1 - verão 1993 - [*Silva*,1995].

Interface	Isóbara [dbar]	Isopicnal [kg.m^{-3}]
AT-ACAS	148	25,79
ACAS-AIA	452	26,73
AIA-APAN	966	27,29

A combinação dos valores de salinidade e temperatura referentes ao índice termohalino de *Silva* [1995] para a ACAS conduz à estimativa de 148 dbar para o nível isobárico que caracterizaria a interface AT-ACAS. Este valor difere de 31 dbar do obtido neste trabalho. A comparação entre os resultados referentes às estimativas de *Silva* [1995] e as do presente trabalho pode ser realizada através de um confronto entre as Figuras 3.5 e 3.6. As diferenças observadas são mais acentuadas (percentualmente) para a interface AT-ACAS.

Analogamente ao tratamento realizado com as condições de verão 1993, é avaliado o conjunto de inverno 1993. O diagrama de estado, a curva T-S média e a geometria do triângulo de mistura podem ser visualizados na Figura 3.7 [painel superior].

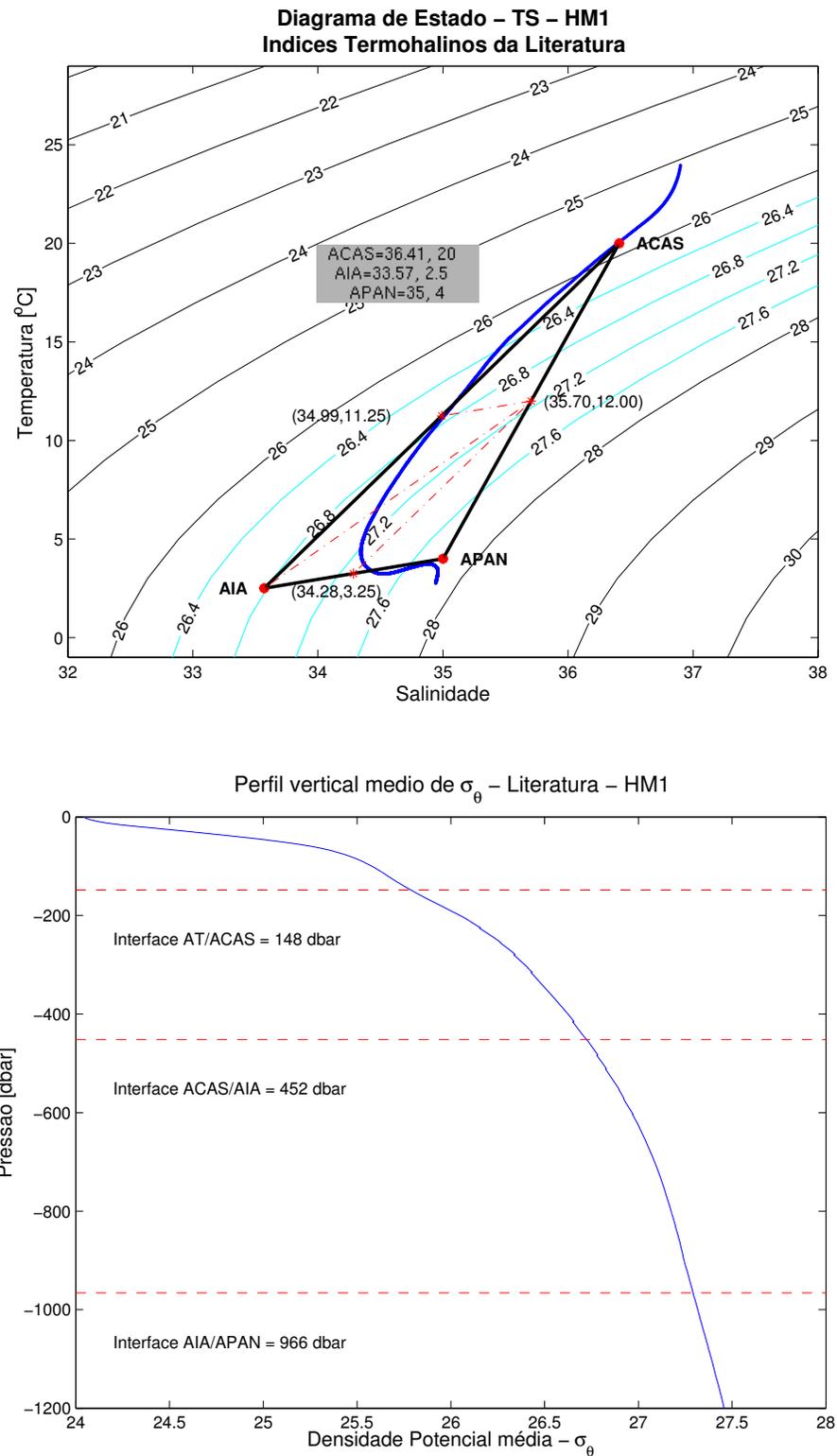


Figura 3.6: Curva T-S média e triângulo de mistura [painel superior] - Índices termohalinos de acordo com Silva [1995] - Perfil vertical médio de densidade potencial [painel inferior] - cruzeiro HM1 - verão 1993

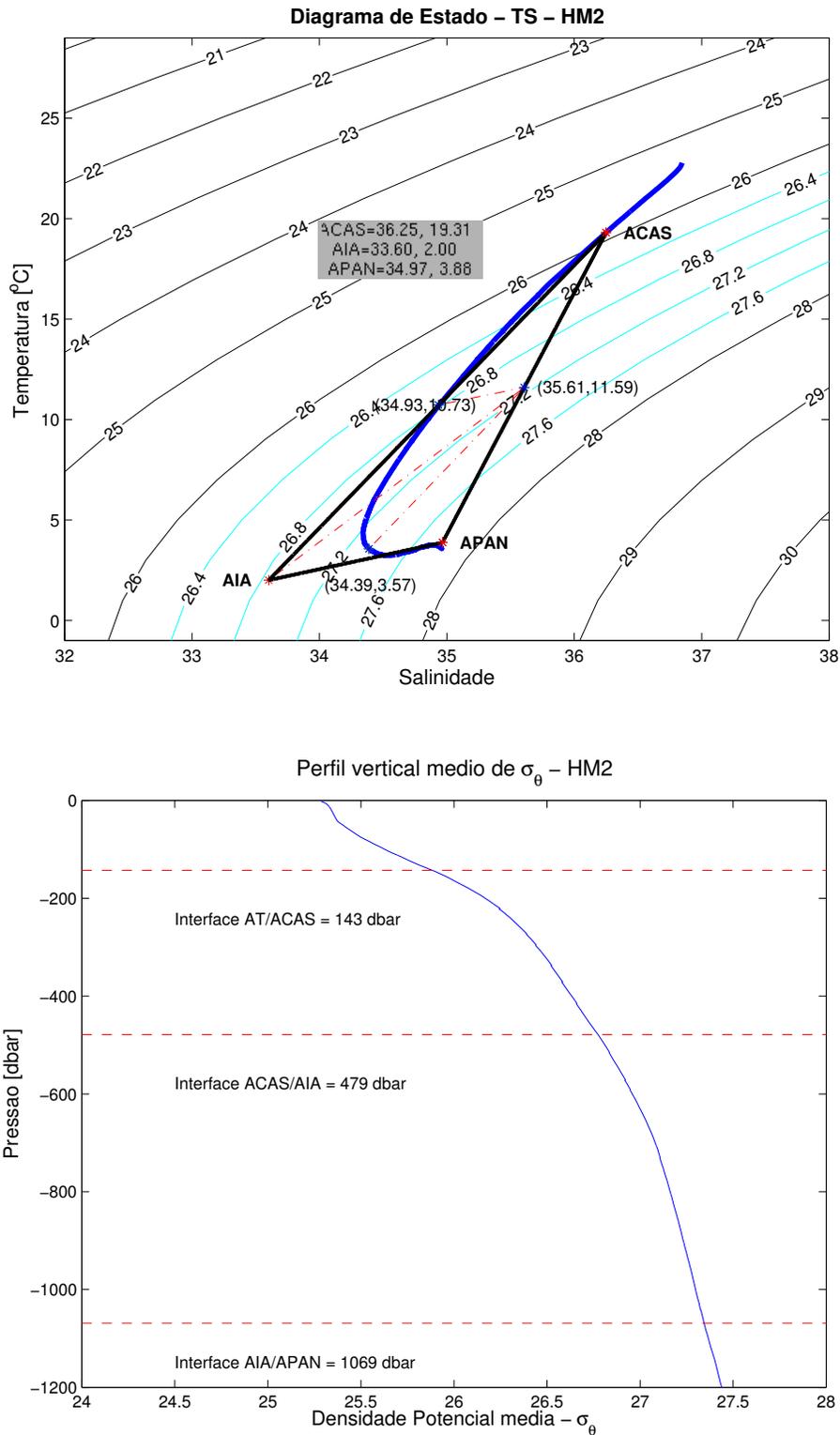


Figura 3.7: Curva T-S média e triângulo de mistura [painel superior] - Índices termohalinos estimados - Critério Termodinâmico - Perfil vertical médio de densidade potencial [painel inferior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993.

Os índices termohalinos inferidos para as Massas de Água estão apresentados na Tabela 3.6.

Tabela 3.6: Índices termohalinos estimados - cruzeiro HM2 - inverno 1993

ACAS	AIA	APAN
19,31 °C - 36,25	2,00° - 33,60	3,88°-34,97

O perfil vertical médio de densidade potencial (Figura 3.7 - painel inferior) indica as profundidades das interfaces entre as massas de água e superfícies isopicnais equivalentes. A Tabela 3.7 resume os resultados.

Tabela 3.7: Níveis isobáricos das interfaces e superfícies isopicnais correspondentes - cruzeiro HM2 - inverno 1993

Interface	Isóbara [dbar]	Isopicnal [kg.m^{-3}]
AT-ACAS	143	25,89
ACAS-AIA	479	26,78
AIA-APAN	1069	27,34

Repete-se aqui para o cruzeiro de inverno a análise de interfaces na qual são utilizados os índices termohalinos reportados por *Silva* [1995] (Figura 3.8) e não aqueles calculados neste trabalho. Os resultados precedentes conduzem às interfaces e superfícies isopicnais, conforme mostra o perfil vertical médio de densidade potencial (Figura 3.8 - painel inferior) e estão expressos na Tabela 3.8.

Da mesma forma que a comparação obtida para o cruzeiro de verão (HM1), as diferenças nas isóbaras que demarcam a região de 50% de mistura não ultrapassam valores de 7%. Isto é, o traçado do triângulo de mistura usando os índices aqui estimados e os de *Silva* [1995] são semelhantes e conduzem a profundidades de interfaces consistentes entre si, principalmente para a interface ACAS-AIA.

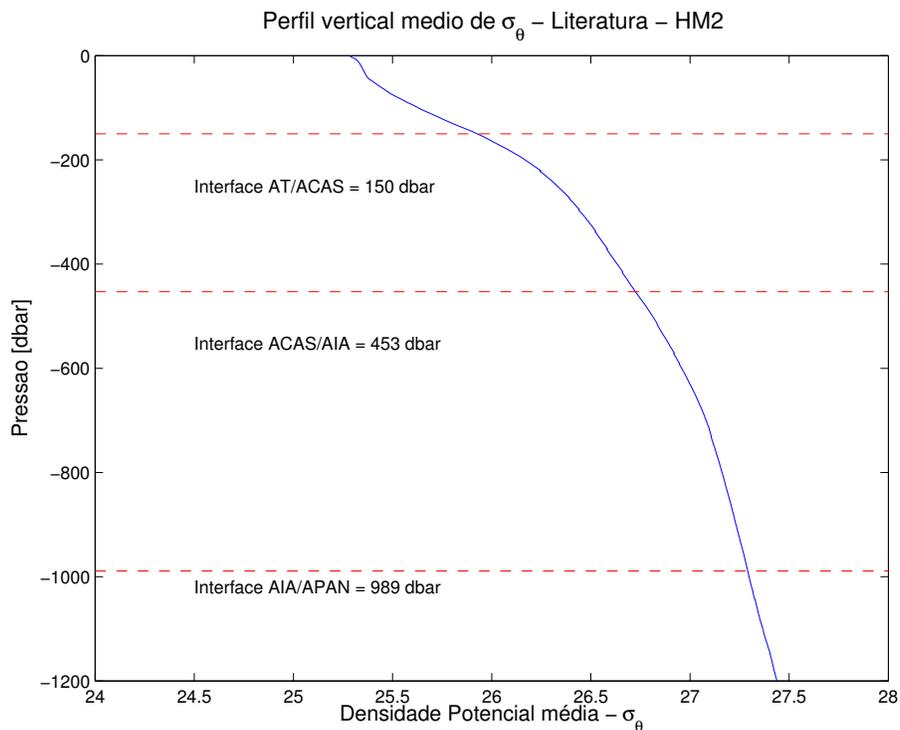
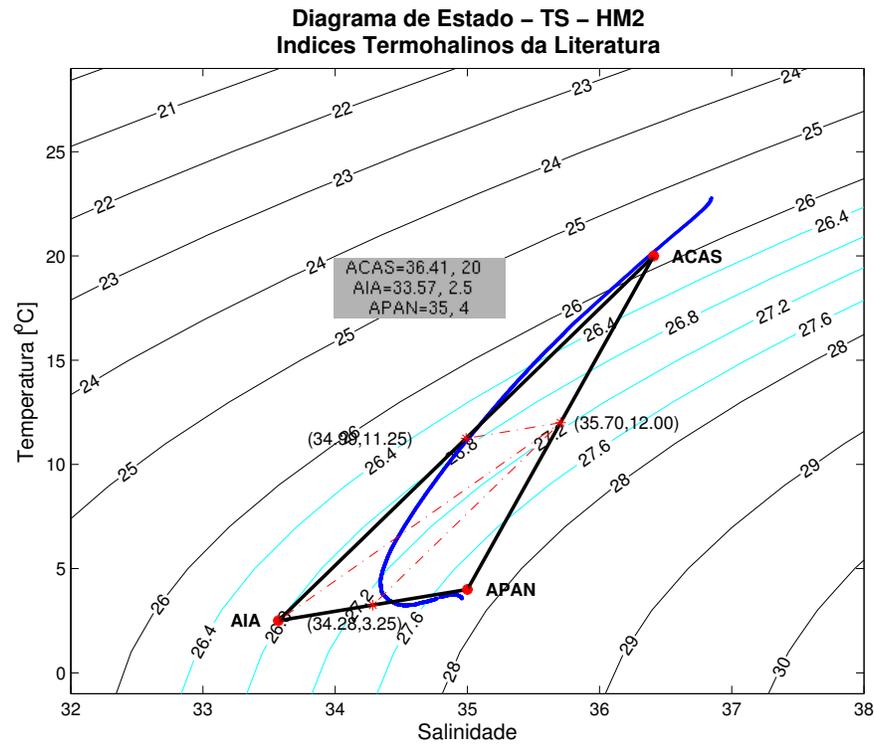


Figura 3.8: Curva T-S média e triângulo de mistura [painel superior] - Índices termohalinos de acordo com Silva [1995] - Perfil vertical médio de densidade potencial [painel inferior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993

Tabela 3.8: Níveis isobáricos das interfaces e superfícies isopicnais correspondentes - cruzeiro HM2 - inverno 1993 - baseado nos índices termohalinos reportados por *Silva* [1995].

Interface	Isóbara [dbar]	Isopicnal [kg.m^{-3}]
AT-ACAS	150	25,93
ACAS-AIA	453	26,73
AIA-APAN	989	27,29

Ainda assim, razões que podem ser apontadas para as pequenas diferenças encontradas na aplicação do método se devem aos: (i) uso da curva média por este trabalho para o traçado do triângulo de mistura contra o uso do diagrama T-S espalhado por *Silva* [1995]; (ii) a escolha da interface AT-ACAS pelo critério de $N(z)$ neste trabalho contra a adoção do ponto de intersecção pelas retas tangentes do triângulo de mistura por *Silva* [1995]. Enfatiza-se, no entanto, que tais diferenças podem ter alguma relevância no estudo estatístico-volumétrico de massas de água. Mas, ressaltando que o objetivo primário desta investigação é inferir o nível que separa a CB da CCI, e portanto, o nível isobárico correspondente à interface ACAS-AIA, as diferenças são negligenciáveis.

Embora tenha-se discutido acima a aplicação dos *Teoremas de Shtokman* usando os índices termohalinos aqui estimados e os de *Silva* [1995], falta comentar sobre as diferenças observadas entre os dois cruzeiros. Observa-se que as diferenças entre as Figuras 3.5 e 3.7 se restringem à interface AT-ACAS. A interface ACAS-AIA difere de apenas **3 dbar** entre o HM1 (em 476 dbar) e HM2 (em 479 dbar). O resultado não surpreende visto que não são esperadas variações sazonais entre ACAS e AIA, mas certamente conferem robustez e consistência à aplicação do método.

Ao considerar, individualmente, cada conjunto de dados e os índices termohalinos disponíveis na literatura clássica [*Mamayev*, 1975; *Reid*, 1989] para o Oceano Atlântico Sul, a interface entre ACAS-AIA é caracterizada, em média pela isopicnal de $26,8 \text{ kg m}^{-3}$. Os correspondentes níveis encontram-se em aproximadamente em 506 dbar, verão 1993, e 534 dbar, inverno 1993, correspondendo em média a 525 dbar. Considerando, ainda, o índice termohalino para a ACAS, proposto por *Miranda* [1985], obtém-se, também, um ajuste ad-

equado entre as curvas T-S amostradas e o traçado do triângulo de mistura. Levando em consideração a dimensão do conjunto de dados quase-sinóticos aqui utilizada, os valores (em dbar) da interface e as correspondentes superfícies isopicnais são bastante próximos dos listados acima, com uma média de 477,5 dbar e $26,79 \text{ kg.m}^{-3}$.

Assim, estabelece-se como resultado do *Critério Termodinâmico* que a interface ACAS-AIA está em cerca de **478 dbar** na região central do Embaiamento de São Paulo. Assume-se, também, a correspondente superfície isopicnal de **26,79 kg.m^{-3}** como aquela com que é discretizada a separação de ACAS e AIA.

3.4.2 O Critério Dinâmico

A estimativa do NR para a interface CB-CCI, baseada no *Critério Dinâmico*, realizada pela observação de seções verticais de velocidade absoluta baroclínica, é apresentada a seguir. Inicialmente, são feitas algumas considerações quanto aos resultados obtidos pelas simulações numéricas.

As seções verticais de temperatura e de salinidade, usadas como campos de entrada no código numérico do POM _{$x\sigma$} , foram interpoladas à grade do modelo por AO anisotrópica [Carter & Robinson, 1987]. A forma da função de correlação teórica é aquela apresentada na Equação 2.1. Foram, então, realizados vários testes com comprimentos de correlação horizontal (lc_x) e vertical (lc_z) e erro quadrático (ϵ^2) associado. Tanto na horizontal como na vertical as extensões são normalizadas, considerando a máxima extensão horizontal de cada radial e um nível máximo de 1400 dbar, convertido em 65 níveis sigma.

Considerando que o Raio de Deformação Interno, característico da região em estudo, encontra-se ao redor de 25 km, este pode ser tomado como um parâmetro de referência para a escolha de lc_x . Na vertical, supõem-se um comprimento de correlação, (lc_z) entre 400-500 m, o qual é baseado na extensão vertical da CB. Isto significa que há uma correlação entre as observações ao longo de 25 km e 400-500 m, em uma distribuição gaussiana. A variância do erro amostral é estimado entre $0,01 \leq \epsilon^2 \leq 0,15$. Na prática, esses coeficientes e erros são inferidos pela avaliação das feições das estruturas verticais dos parâmetros de estado da água do mar e do campo de massa. Procura-se filtrar processos oceânicos não resolvíveis pela grade quase-sinótica, tais como ondas de gravidade internas.

Como exemplo, são apresentadas as seções verticais de temperatura potencial (Figura 3.9 - painel superior), salinidade (Figura 3.9- painel inferior) e de densidade potencial (Figura 3.10) referentes à Radial 7 do cruzeiro do verão 1993. Os triângulos brancos dispostos ao longo da superfície indicam as posições das estações oceanográficas. Os parâmetros normalizados usados no mapeamento destas propriedades, com AO, neste caso, são: $lc_x = 0,27$; $lc_z = 0,22$ e $\epsilon^2 = 0,15$.

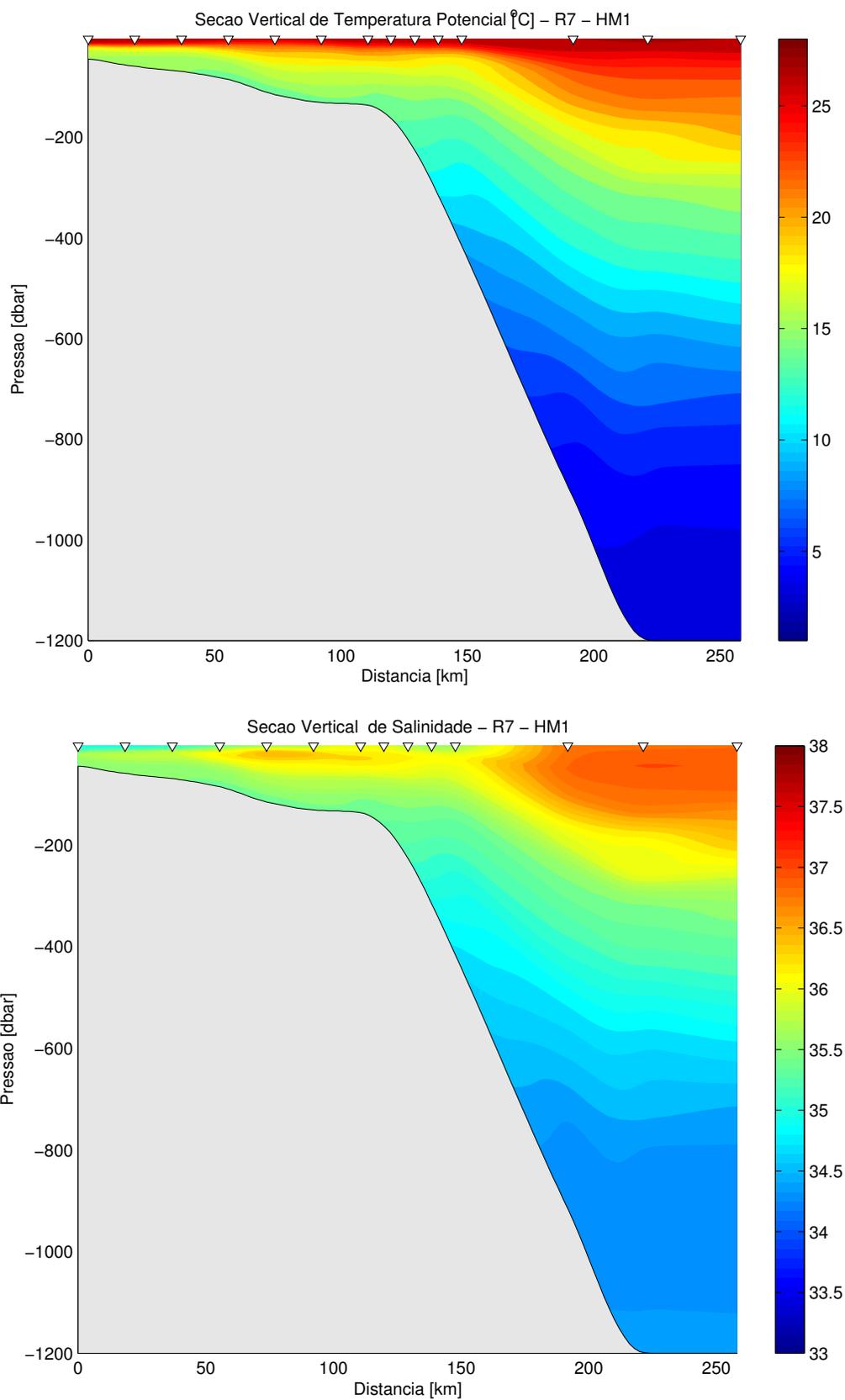


Figura 3.9: Seção vertical de temperatura potencial - [painel superior] - Seção vertical de salinidade - [painel inferior] - Radial 7 - cruzeiro HM1 - verão 1993.

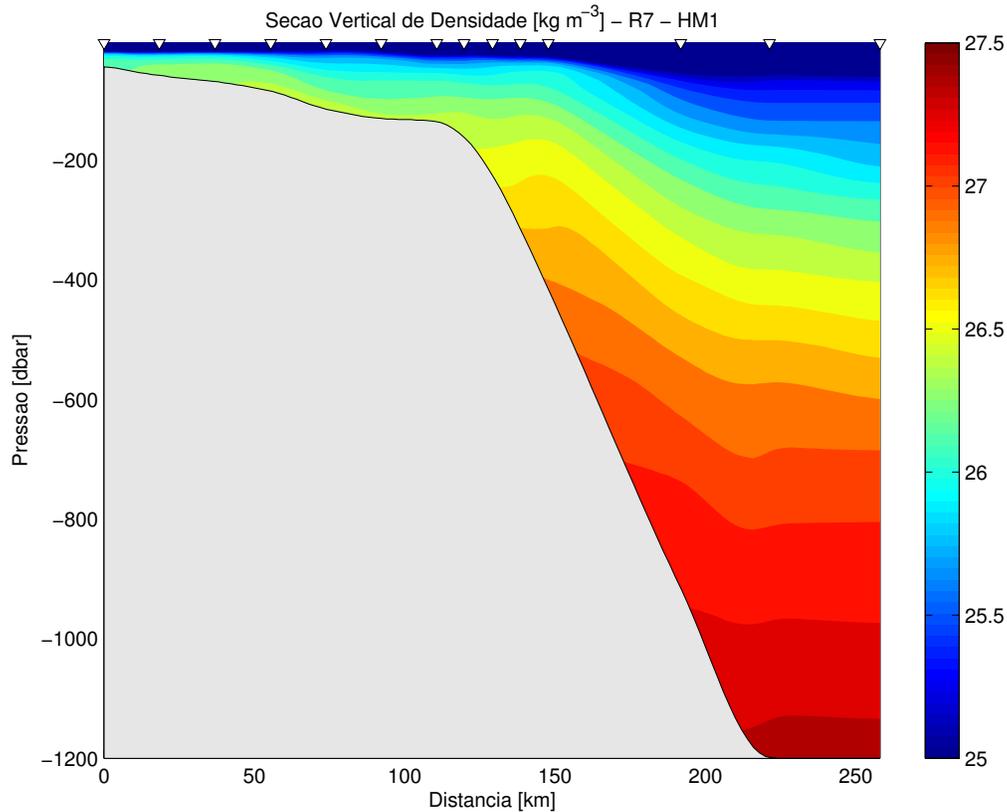


Figura 3.10: Seção vertical de densidade potencial - Radial 7 - cruzeiro HM1 - verão 1993.

As curvas de evolução da energia média cinética para os quatorze experimentos realizados são exibidas na Figura 3.4.2. O painel superior ilustra tais curvas dos experimentos para as sete radiais do HM1, e o inferior, para as radiais equivalentes do HM2. Todas as curvas refletem o mesmo padrão apresentado nas simulações de *Silveira et al.* [2004]: há crescimento e estabilização da energia cinética média nos primeiros três dias, seguidos de decaimento e estabelecimento de novo e mais baixo patamar em torno dos cinco dias de simulação. O crescimento inicial é resultado da construção do gradiente baroclínico de pressão e consequente ajuste geostrófico, em resposta às variações horizontais do campo de massa imposto na entrada e à simulação no modo diagnóstico. O decaimento corresponde à mudança do modo de execução da simulação para o prognóstico. Como dito na Seção 3.3.2, a energia decai face à advecção e difusão de estruturas no campo associadas à interpolação e ao ajuste dinâmico do campo de velocidade e massa à topografia de fundo.

Duas radiais de cada cruzeiro oceanográfico foram selecionadas para representar os resultados obtidos com as simulações numéricas: são as Radiais 5 e 7. Tais radiais foram

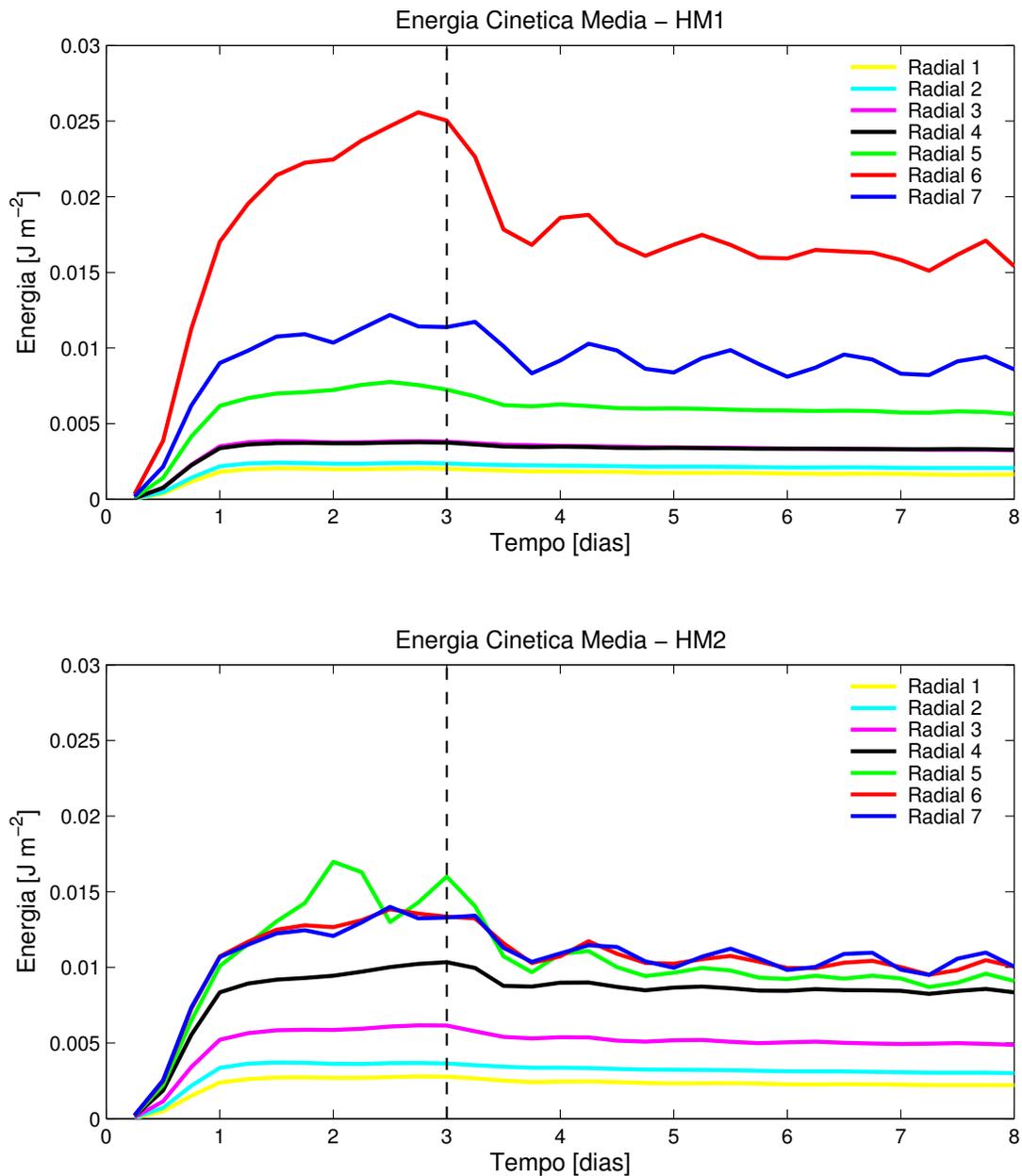


Figura 3.11: Evolução temporal da energia cinética média por unidade de área para os experimentos com o $POM_{x\sigma}$: para as sete radiais do cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior]; para as sete radiais do cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior]

escolhidas por apresentarem velocidades da CB vigorosas em dois cenários distintos. As Radiais 5 de ambos cruzeiros demarcam a CB próxima ao talude e à quebra de plataforma (Figura 3.12 e 3.13 - painéis superiores). Já as Radiais 7 apresentam um contra-fluxo, junto às porções superiores do talude, que será mostrado no Capítulo 4 estar associado à presença

de estrutura de vórtice ciclônica em ambos cruzeiros (Figuras 3.12 e 3.13 - painéis inferiores).

As Tabelas 3.9 e 3.10 exibem os valores de transporte de volume, e velocidades máximas (em termos de módulo) tanto para CB quanto para CCI. Os transportes de volume foram calculados como a área ocupada por escoamentos que apresentam magnitudes de velocidade maiores que $0,02 \text{ m s}^{-1}$, seguindo *Silveira et al.* [2004]. Um ponto a notar é que no caso do cruzeiro HM1, observa-se que os maiores transportes, relacionados com a CB (9,54 Sv) e CCI (6,71 Sv), se concentram na radial 6. A correspondente curva da evolução temporal da energia cinética média por unidade de área (Fig. - painel superior), oriunda das simulações numéricas com o POM_{σ} para esta radial, retrata uma região mais energética comparada com as demais. No entanto, para as condições amostradas pelo HM2, as maiores intensidades da energia cinética média por unidade de área (Fig. - painel inferior) se concentram nas radiais 5, 6 e 7. Tais características podem ser atribuídas, naturalmente, a ocorrência de estruturas de vórtices, tais como revelam os campos de função de corrente geostrófica apresentados no Capítulo 4.

A análise das quatorze seções revela que a CB é observada como uma corrente cujas velocidades máximas chegam a ultrapassar $0,80 \text{ m s}^{-1}$, fluindo na direção sul-sudoeste. O núcleo da CB se localiza em superfície, a exceção da Radial 7 do cruzeiro HM2 (Figura 3.13 - painel inferior).

Como o transporte é avaliado em cada seção individualmente, seu valor é função do ângulo com que ambas as correntes atravessam a radial e qualquer inferência a cerca de crescimento em volume para sul deve ser evitada neste ponto. O Capítulo 4 exibirá distribuições horizontais de função de corrente que exemplificarão o que foi dito acima. De qualquer forma, os valores médios obtidos para a CB em ambos cruzeiros situam-se entre 5-6 Sv, e para CCI entre 3,5-4,5 Sv. Os valores de transporte (baroclínico e absoluto) para CB se situam dentro da faixa de 4-10 Sv por vários autores (vide *Silveira et al.* [2000a] para detalhes). Entretanto, como tais estimativas dependem de um NR, visto que são oriundas de cálculo dinâmico, aquelas que são mais diretamente comparáveis são as de *Silveira et al.*[2004] para a região de Cabo Frio e derivadas de observações diretas. Este autores encontraram algo como 6-7 Sv para a CB e 5-6 Sv para a CCI, avaliando o transporte barotrópico como sendo responsável por menos de 10% do transporte por ambas correntes. Adicionalmente,

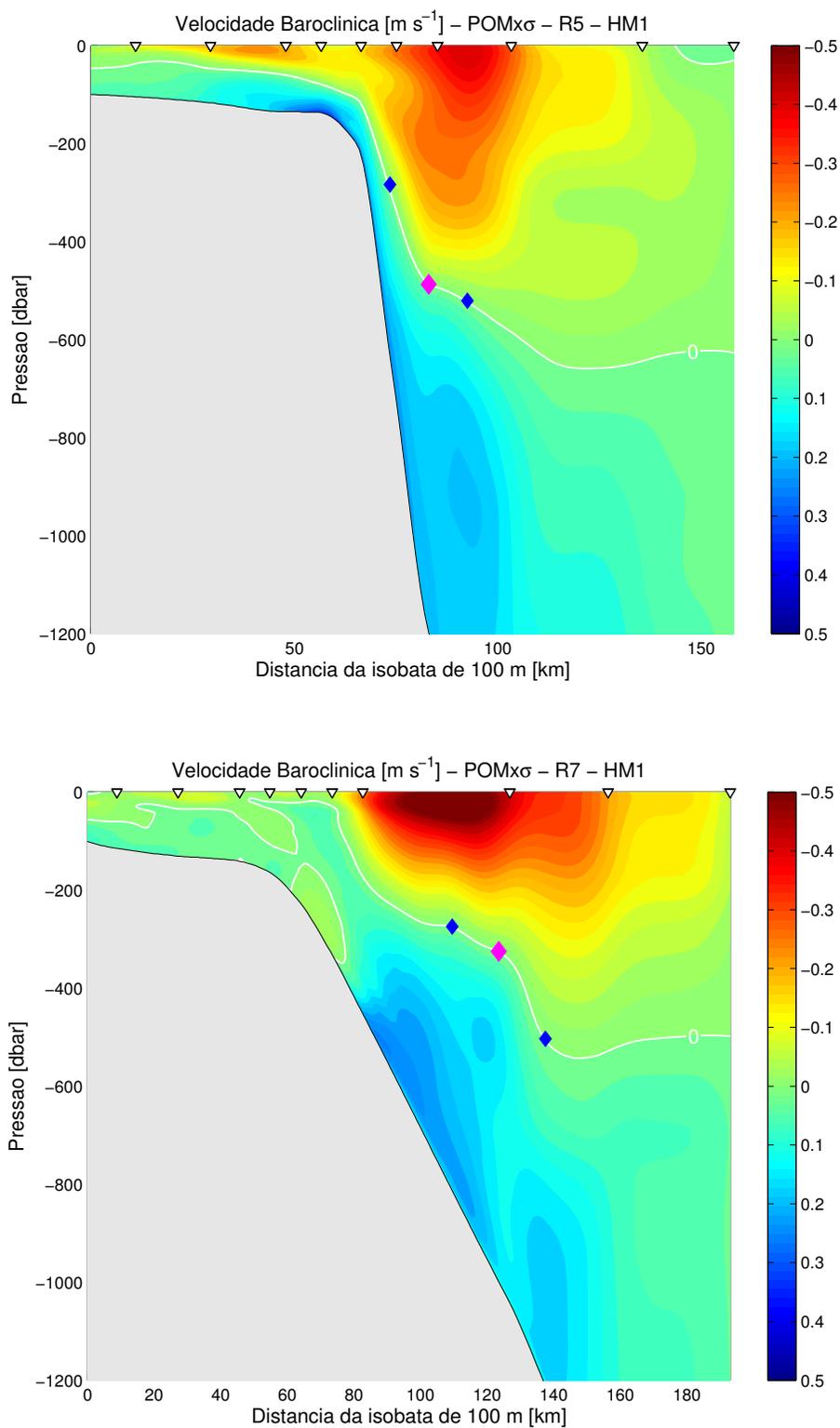


Figura 3.12: Seções verticais de velocidade baroclínica modelada: Radial 5 [painel superior] e Radial 7 [painel inferior] - cruzeiro HM1 - verão 1993.

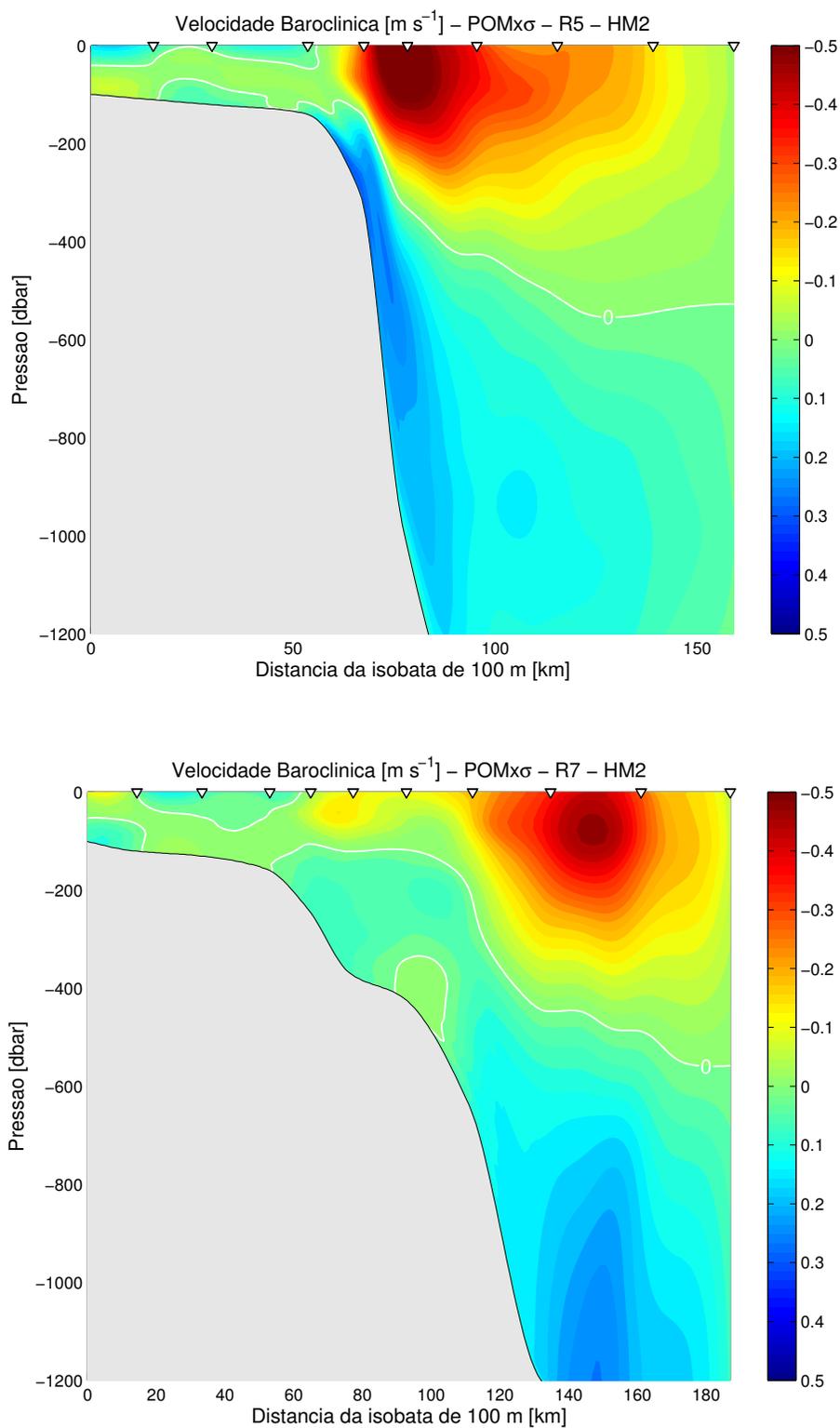


Figura 3.13: Seções verticais de velocidade baroclínica modelada: Radial 5 [painel superior] e Radial 7 [painel inferior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993.

Tabela 3.9: Cruzeiro HM1 - verão 1993 - experimentos com o $POM_{x\sigma}$: níveis de referência, transportes de volume e velocidades máximas estimados

Radial	NR	Transp. Vol. CB	Transp. Vol. CCI	Vel. Máx. CB	Vel. Máx. CCI
	[dbar]	[Sv]	[Sv]	[m s ⁻¹]	[m s ⁻¹]
1	346	-2,13	1,29	-0,30	0,12
2	461	-2,82	1,79	-0,23	0,13
3	622	-3,71	2,74	-0,25	0,19
4	512	-4,42	3,17	-0,23	0,15
5	520	-5,39	3,80	-0,42	0,22
6	381	-9,54	6,71	-0,86	0,31
7	402	-6,93	5,05	-0,61	0,25

Tabela 3.10: Cruzeiro HM2- inverno 1993 - experimentos com o $POM_{x\sigma}$: níveis de referência, transportes de volume e velocidades máximas estimados

Radial	NR	Transp. Vol. CB	Transp. Vol. CCI	Vel. Máx. CB	Vel. Máx. CCI
	[dbar]	[Sv]	[Sv]	[m s ⁻¹]	[m s ⁻¹]
1	256	-2,61	1,81	-0,31	0,16
2	568	-3,28	2,24	-0,22	0,15
3	524	-4,52	3,78	-0,29	0,20
4	516	-5,90	5,36	-0,37	0,24
5	390	-6,82	5,15	-0,62	0,25
6	464	-6,17	5,64	-0,56	0,27
7	465	-6,58	5,97	-0,49	0,25

Böebel et al. [1999] inferiu transportes para CCI em cerca de 4 Sv a partir da integração de derivadores isopicnais.

No entanto, como foi comentado na Capítulo 2, o conjunto de dados do sub-projeto Hidrografia de Meso-escala já foi utilizado por outros autores para obter campos de veloci-

dade absoluta a partir da hidrografia. *Cirano* [1995] empregou simulações diagnósticas com a versão tridimensional do POM e obteve estruturas de correntes, que se assemelham as aqui obtidas. As velocidades características obtidas por este autor são próximas mas ligeiramente mais baixas que as listadas nas Tabelas 3.9 e 3.10. Já *Gonçalves* [2000] utilizou o método inverso do *Vetor P* para calcular transportes da CB e CCI para o mesmo conjunto de dados. Os resultados deste autor, calculados não nas radiais hidrográficas mas sim por faixas latitudinais, indicam uma CB transportando entre 4 e 20 Sv e uma CCI, com cerca de 0,5-1,5 Sv. Tais valores indicam um superestimativa do transporte da CB e subestimativa para a CCI pelo método do *vetor P*.

Em suma, os resultados aqui obtidos apresentam padrões verticais e valores de transportes compatíveis com as poucas observações na área e representam uma alternativa a métodos inversos aplicados no mesmo conjunto de dados. Entretanto, o cerne desta Seção é o uso das presentes simulações como *Critério Dinâmico* para estimar o NR. A inspeção das Figuras 3.12 e 3.13 permite a identificação de apenas uma única inversão de sentido ao longo do eixo vertical. Em termos da estrutura da CB, a isotaca de zero pode interceptar a superfície e tal interceptação está, via de regra, associada a tendência de apresentar um formato parabólico, uma vez imersa em região de escoamentos mais fracos na direção norte. Nota-se justamente que as isotacas associadas à CB se afastam mais da simetria parabólica à medida que a corrente interage com a topografia. A comparação entre as duas radiais do HM2 na Figura 3.13 são particularmente elucidativas neste tocante. A Radial 5 mostra uma CB bem menos simétrica por estar mais próxima à quebra de plataforma que na Radial 7.

Já a CCI se apresenta como uma corrente bem mais assimétrica, com o núcleo bastante próximo ao talude e atingindo velocidades de $0,25 \text{ m. s}^{-1}$ na direção norte-nordeste. Entretanto, outros escoamentos obtidos na mesma direção não estão associados à esta corrente de nível intermediário e podem ou ser resultados de porções de vórtices ciclônicos ou de outras dinâmicas associada à penetração da ACAS na plataforma continental. A configuração obtida para CCI em muito se aproxima da seção de velocidades observada mapeada otimamente por *Silveira et al.* [2004] no extremo norte do Embaiamento de São Paulo.

Discutidos os padrões de escoamento obtidos e o único nível de inversão de fluxo observado, basta que o leitor examine as Figuras 3.12 e 3.13 para afirmar que qualitativamente (ou visualmente, no caso) o nível isobárico de cerca de 480 dbar, apontado pelo *Critério*

Termodinâmico é adequado para representar a média do nível de inversão entre CB e CCI ou o NR para cálculo geostrófico do Sistema CB. Contudo, urge definir uma “figura de mérito” que quantifique tal avaliação subjetiva.

Esta figura consiste no **nível isobárico médio da isotaca de zero (Figura 3.12 - losango magenta) entre as posições dos núcleos/máximos da CB e da CCI (Figura 3.12 - losangos azuis)**. Os resultados obtidos para a estimativa do NR a partir da aplicação desta figura de mérito são apresentados na segunda coluna das Tabelas 3.9 e 3.10. O NR médio para o cruzeiro HM1 é de 463 dbar, e para para cruzeiro HM2 de 454 dbar. No entanto, a figura de mérito utilizada subestima o NR caso a CB se projete sobre a plataforma. Este é exatamente o caso das Radiais 1 de ambos cruzeiros. Caso se elimine tais radiais do cálculo das médias, obtém-se 483 dbar para o HM1 e 487 dbar para o HM2.

3.5 Estabelecimento do Nível de Referência

A aplicação do *Critério Termodinâmico*, baseado em teoria analítica das curvas T-S para inferir a interface entre ACAS e AT, proveu o resultado médio desta interface em **478 dbar**. A utilização do modelo numérico $POM_{x\sigma}$, para estimar velocidades baroclínicas absolutas e avaliar o nível isobárico que caracteriza a separação dos escoamentos da CB e CCI, consistiu no *Critério Dinâmico*. Esta interface ocorre em média em cerca de 459 dbar se consideradas as quatorze radiais e a posição média da isotaca de zero entre os núcleos dos dois escoamentos. Caso as radiais nas quais a CB se projete sobre a quebra de plataforma sejam eliminadas da estimativa a média é de **485 dbar**.

Assim, estabelece-se, como resultado da confrontação destes dois critérios quantitativos, o **NR de 480 dbar** para realização de cálculo geostrófico a ser utilizado ao longo do restante deste documento.

Capítulo 4

Campos de Função de Corrente Geostrófica

4.1 Preâmbulo

Padrões horizontais do Sistema CB têm sido descritos na literatura, sempre com menção às estruturas de vórtices associadas a ciclones e anticiclones. Estruturas estas freqüentemente observadas em imagens AVHRR. O período de execução do projeto COROAS - Hidrografia de Meso-escala não foi exceção (Figura 4.1).

A Figura 4.1 se refere ao período do cruzeiro HM2 e a interpretação indica a captura, pela amostragem hidrográfica, de um trecho de uma onda de vorticidade envolvendo a porção de um meandro anticiclônico ao norte da área e um meandro ciclônico ao sul. Uma questão que se põe é, certamente como tais imagens se relacionam com a estrutura tridimensional de função de corrente e de velocidades geostróficas, visto que o argumento que permite a identificação das estruturas é baseado no Princípio do Vento Térmico [Pedlosky,1987].

Em particular, dois autores descreveram distribuições horizontais de velocidade a partir dos dados dos cruzeiros HM1 e HM2: *Cirano* [1995] e *Gonçalves* [2000]. O primeiro autor, como descrito no Capítulo 2, usou simulações do POM tridimensional para gerar campos tridimensionais de velocidade. Já o segundo autor, utilizou tanto o método inverso do *vetor-P*, para traçar mapas de velocidade, como aplicou o Método Dinâmico Clássico, para gerar mapas de topografia dinâmica.

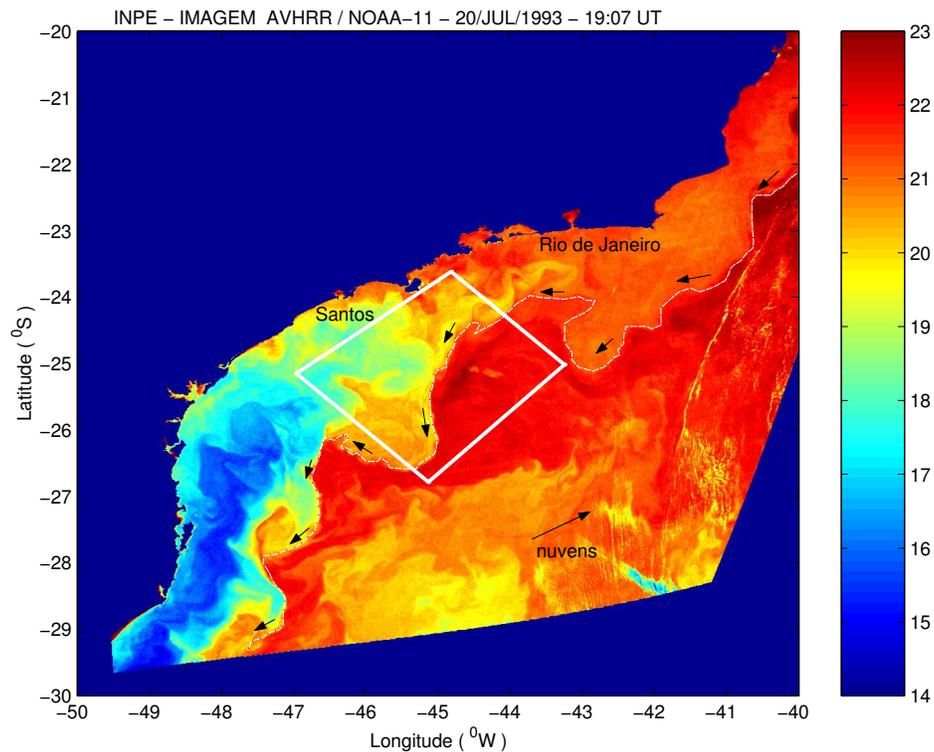


Figura 4.1: Imagem da Temperatura da Superfície do Mar - AVHRR/NOAA-11 - 20/julho/1993 - a escala de cores (à direita) fornece níveis de temperatura. A frente termal da CB está delimitada pela linha tracejada (branco). As setas ao longo dessa frente indicam o sentido de escoamento da CB. O meandramento dessa corrente acompanhado de vórtices ciclônicos e anticiclônicos são evidentes. O retângulo (branco) indica a região investigada pelo projeto COROAS - sub-projeto HM - Meso-escala.

Enquanto os resultados das várias simulações de *Cirano* [1995] revelam um campo ruidoso mas consistente com padrões associados a ondas de vorticidade (ou de *Rossby*), os resultados de *Gonçalves* [2000] apresentam padrões distintos nos dois métodos utilizados. Por exemplo, para o cruzeiro HM1, os mapas de topografia dinâmica relativos a 700 dbar apresentam uma CB pouco meandrade enquanto os mapas de velocidades obtidas pelo *vetor-P* exibem vórtices anticiclônico e ciclônico em posições, na grade, semelhantes às observadas na Figura 4.1 para o HM2.

Tais discrepâncias são provavelmente devidas à forma como a anomalia do geopotencial foi calculada para profundidades menores que o NR e a própria escolha do NR. Adicionalmente, existe o problema de como lidar com as condições de contorno no lado costeiro do

domínio.

Assim, neste capítulo, são apresentados os campos de função de corrente geostrófica utilizando o NR de 480 dbar, oriundo da análise apresentada no Capítulo 3. Uma das preocupações na elaboração desses campos foi satisfazer a condição de fluxo normal nulo ao contorno mar-continente. Também foi utilizada a AO isotrópica (vide Seção 2.2) para minimizar o efeito da quase-sinopticidade do conjunto de dados. As estruturas obtidas são descritas e comparadas com os trabalhos supra-citados.

4.2 O Cálculo da Anomalia do Geopotencial

O passo inicial no cálculo de velocidades geostróficas e função de corrente consiste no cálculo da anomalia do geopotencial ($\Delta\Phi$). Tal quantidade é inferida a partir dos perfis hidrográficos como [Pond & Pickard, 1991]:

$$\Delta\Phi = \int_{p_0}^p \delta_\alpha dp$$

δ_α é a anomalia do volume específico, e p_0 é o nível isobárico de referência de 480 dbar.

Com a finalidade de incluir as estações oceanográficas mais rasas que o NR, situadas sobre a plataforma continental, no cálculo dinâmico, é aplicado o método de extrapolação do gradiente da anomalia do geopotencial de acordo com Reid & Mantyla [1976]. Basicamente, tal método seqüencia os estudos de Groen [1948], o qual fez uma revisão de duas técnicas para estimar esses valores em águas mais rasas. A primeira, calcula os valores da anomalia do geopotencial que as estações rasas poderiam ter, se as isopicnais mais profundas ao largo da costa fossem estendidas horizontalmente para as demais estações. A segunda consiste naquela usada por Montgomery [1941], o qual estendeu as isopicnais para estações rasas considerando sua última inclinação ao largo da costa. Assim, a primeira técnica assume que não há cisalhamento vertical, abaixo da maior profundidade comum das duas estações adjacentes sobre o talude e plataforma continental. Já a segunda, permite que o cisalhamento seja calculado nesta interface.

Reid & Mantyla [1976] utilizaram o segundo método com uma pequena modificação. A extrapolação foi considerada sobre as anomalias do geopotencial ao contrário das inclinações das isopicnais, fornecendo, entretanto, um mesmo resultado numérico. Começando com o

par de estações mais próximo, ao largo da costa, o gradiente da anomalia do geopotencial, ao longo da superfície de pressão mais profunda, é extrapolado para a próxima estação em direção à costa. O gradiente da anomalia do geopotencial na próxima superfície de pressão comum é, então, extrapolado para a subsequente estação mais rasa em direção à costa e assim por diante, até que a extrapolação alcance a primeira estação mais próxima à costa.

Na seqüência, são elaboradas seções verticais de velocidade geostrófica pelo uso do Método Dinâmico, desenvolvido por *Sandström & Helland-Hansen* [1903], aplicando-se o método de extrapolação de *Reid & Mantyla* [1976] e considerando-se o NR de 480 dbar.

4.3 A Estrutura Vertical da Velocidade Geostrófica

Antes, no entanto, de prosseguir com a elaboração e apresentação dos campos de função de corrente, cabe discutir os padrões verticais de velocidades geostróficas obtidos com a aplicação do NR “otimizado” pelas análises do Capítulo 3. Para tanto, realizar-se-á uma comparação entre os padrões de velocidade e transportes de volume inferidos pelas simulações com o POM_{σ} e aqueles estimados pela aplicação do Método Dinâmico.

A Figura 4.2 exemplifica os resultados obtidos através das Radiais 5 e 7 do cruzeiro HM1, enquanto a Tabela 4.1 resume os transportes de volume e velocidades máximas estimados para as sete radiais deste cruzeiro. Tais figura e tabela correspondem às Figura 3.12 e Tabela 3.9 apresentadas na Capítulo 3. Os triângulos brancos dispostos ao longo da extensão horizontal das radiais indicam as posições das estações oceanográficas amostradas. Os asteriscos indicam as posições intermediárias entre estações, usadas no cálculo geostrófico, daí a presença da faixa branca no extremo oceânico de cada radial. A Figura 4.3 e a Tabela 4.2 correspondem à versão pelo Método Dinâmico da Figura 3.13 e Tabela 3.10 para o HM2.

A comparação qualitativa entre os padrões das seções verticais obtidas pelo Método Dinâmico e as seções verticais simuladas pelo POM_{σ} , apesar da diferença entre os métodos, é bastante favorável. Retendo-se às quatro seções apresentadas observa-se que para o HM1, a Radial 5 apresenta uma CB com estrutura de duplo núcleo por ambos os métodos. O campo geostrófico (Figura 4.2 - painel superior) apresenta o núcleo costeiro mais intenso que o oceânico. Aquele devido ao modelo numérico (Figura 3.12 - painel superior), apresenta configuração oposta, com o oceânico mais intenso. O efeito do atrito na região

Tabela 4.1: Cruzeiro HM1- verão 1993 - experimentos com o Método Dinâmico Clássico: transportes de volume e velocidades máximas absolutas estimados

Radial	Transp. Vol. CB [Sv]	Transp. Vol. CCI [Sv]	Vel. Máx. CB [m s ⁻¹]	Vel. Máx. CCI [m s ⁻¹]
1	-2,76	1,13	-0,36	0,12
2	-3,19	1,04	-0,44	0,11
3	-3,00	2,80	-0,31	0,25
4	-3,48	4,53	-0,35	0,21
5	-5,49	2,74	-0,60	0,12
6	-9,89	7,15	-1,05	0,31
7	-6,43	2,74	-0,67	0,13

Tabela 4.2: Cruzeiro HM2- inverno 1993 - experimentos com o Método Dinâmico Clássico: transportes de volume e velocidades máximas absolutas estimados

Radial	Transp. Vol. CB [Sv]	Transp. Vol. CCI [Sv]	Vel. Máx. CB [m s ⁻¹]	Vel. Máx. CCI [m s ⁻¹]
1	-3,77	1,25	-0,42	0,08
2	-3,62	1,32	-0,29	0,15
3	-5,04	2,65	-0,26	0,24
4	-7,05	4,07	-0,44	0,25
5	-9,13	4,10	-0,91	0,16
6	-5,52	3,71	-0,56	0,21
7	-5,87	3,85	-0,50	0,19

mais rasa, provavelmente, enfraqueceu o núcleo costeiro, dado que a velocidade modelada não é inteiramente geostrófica. Por outro lado, a extrapolação do gradiente da anomalia do geopotencial pode ter superestimado o núcleo costeiro no cálculo dinâmico.

A comparação da Radial 7 modelada (Figura 3.12 - painel inferior) e geostrófica (Figura

4.2 - painel inferior) mostra um vórtice ciclônico bastante assimétrico no domínio da CB, mas os padrões são muito semelhantes. No entanto, o campo calculado pelo Método Dinâmico apresenta uma CCI menos desenvolvida.

Repetindo a comparação com as seções verticais de velocidade das Radiais 5 e 7, calculadas pelos dois métodos para o cruzeiro HM2, observa-se padrões ainda mais concordantes entre si. Novamente, as maiores diferenças se situam sobre a plataforma continental ou nas imediações do talude, onde o modelo numérico se ajusta baroclinicamente à topografia. A Radial 7, particularmente apresenta evidências de vórtice ciclônico mais desenvolvido, mas também assimétrico, que no HM1 (vide painéis inferiores das Figuras 4.3 e 3.13).

O leitor pode, no entanto, perguntar por que a apresentação desta comparação e por que a restrição a apenas quatro das quatorze seções. A resposta para a possível primeira pergunta é que, considera-se o uso das simulações numéricas para obtenção de um resultado dinamicamente consistente e validado por trabalhos anteriores [Silveira *et al.*, 2004] e como um robusto método para obter velocidades baroclínicas absolutas e que são predominantemente geostróficas [Mattos, 2003]. Assim, se o padrão geostrófico for comparável favoravelmente ao padrão de velocidades modeladas, denota-se o sucesso da aplicação do NR otimizado. Acredita-se ser este o caso. Mas, com relação à segunda possível pergunta, a resposta é certamente evitar o tédio na leitura.

As Tabelas 4.1 e 4.2 podem ser comparadas com as Tabelas 3.9 e 3.10 e oferecer um panorama efetivo e integrado das estruturas das CB e CCI. Uma figura de mérito relevante é a diferença em transporte de volume das correntes pelos dois métodos. Em média, o transporte da CB geostrófica é de 5,32 Sv enquanto o da CB modelada é de 5,05 Sv. Assim, em termos das sete radiais a diferença média em transporte é apenas cerca de 5% para a CB. O transporte da CCI geostrófica é de 2,78 Sv e o da CCI modelada, de 3,89 Sv. A diferença de transporte é aproximadamente 36% e, provavelmente, reflete a habilidade do modelo em resolver mais adequadamente o ajuste do campo de massa à topografia. Entretanto, os campos apresentados nesta seção demonstram a adequação na escolha do NR em reproduzir a estrutura vertical do Sistema CB modelado no Capítulo 3.

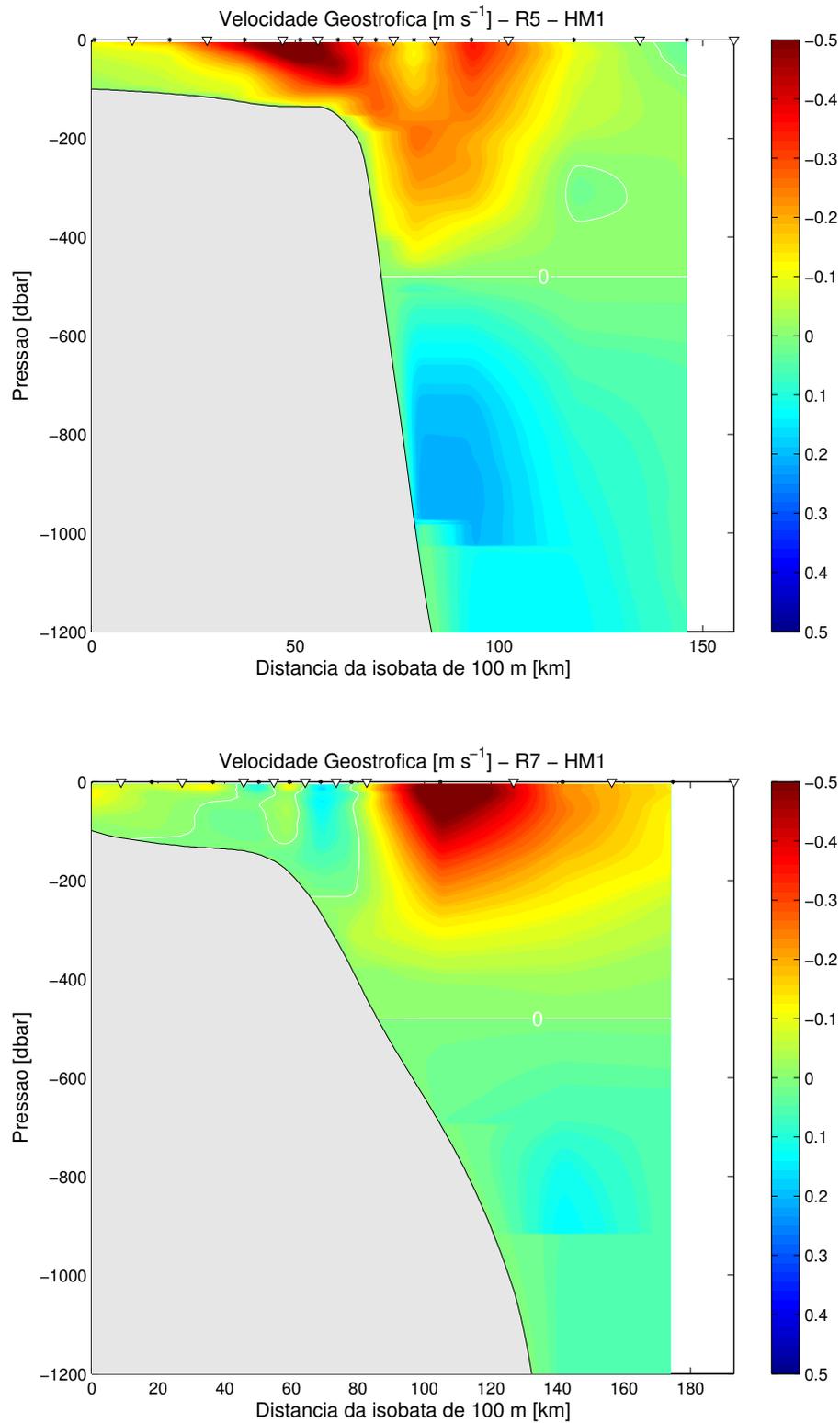


Figura 4.2: Seções verticais de velocidade geostrofica relativa ao NR de 480 dbar: Radial 5 [painel superior] e Radial 7 [painel inferior] - cruzeiro HM1 - verão 1993.

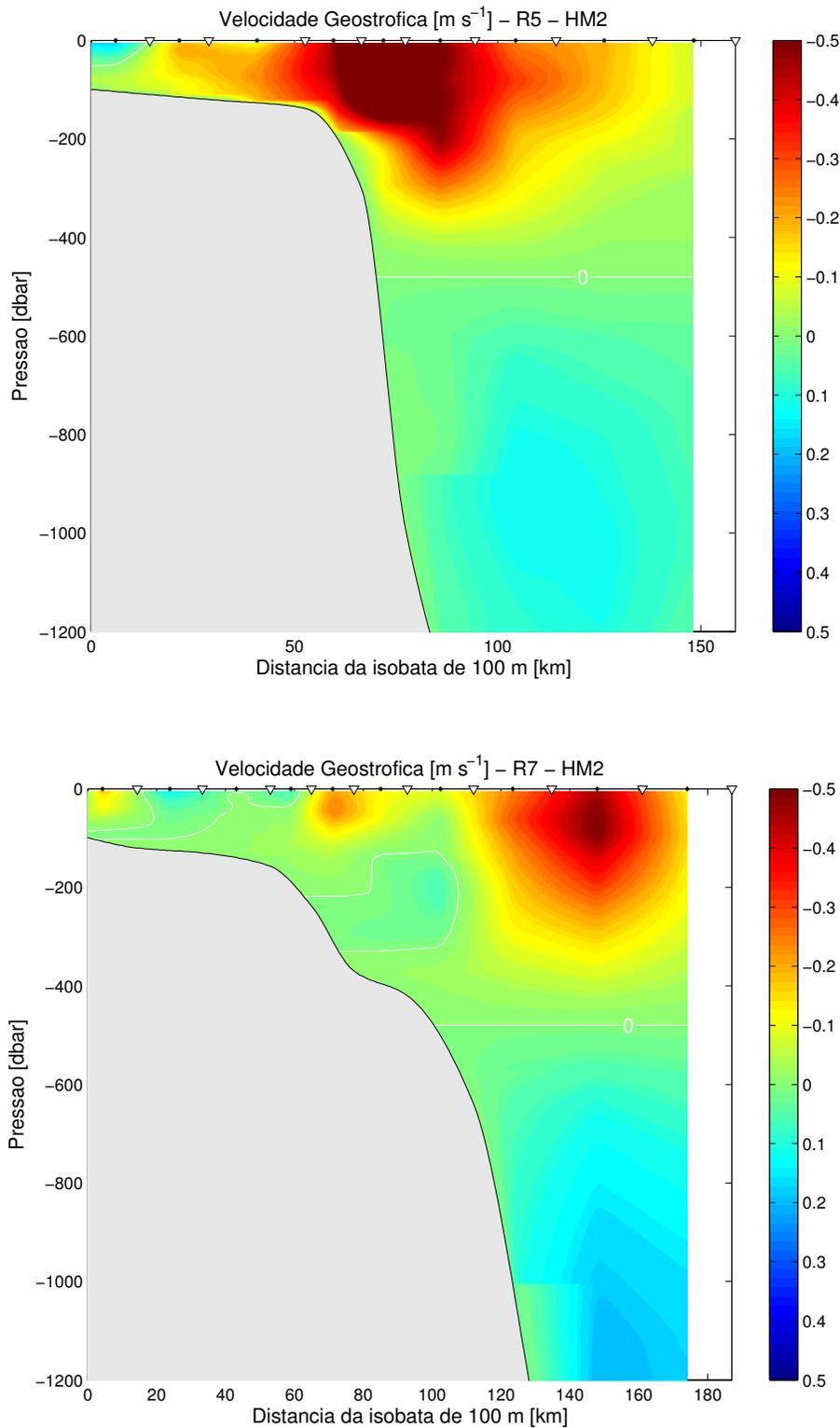


Figura 4.3: Seções verticais de velocidade geostrófica relativa ao NR de 480 dbar: Radial 5 [painel superior] e Radial 7 [painel inferior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993.

4.4 Elaboração dos Campos de Função de Corrente

A função de corrente geostrófica (ψ) se relaciona com a anomalia do geopotencial pela simples relação de [Pond & Pickard, 1991]

$$\psi = \frac{\Delta\Phi}{f_0}, \quad (4.1)$$

onde f_0 é o valor médio do parâmetro de Coriolis na malha da rede de estações hidrográficas mapeada pelos cruzeiros oceanográficos.

Como foi colocado na Seção 4.1, durante a elaboração dos mapas de ψ , é necessária a preocupação em satisfazer as condições de contorno junto à borda oeste. Em particular, as condições de contorno de *Dirichlet* são de implementação mais simples. Estas consistem simplesmente em estabelecer $\psi = constante$ no contorno sólido.

Silveira et al. [2000b] propõem que a condição de *Dirichlet* seja aplicada durante o processo de mapeamento através da inclusão do que chamam de “pseudo-dados” no esquema de interpolação de AO. Para tanto, a matriz com coordenadas da isóbata da profundidade que se deseja mapear e valores de $\psi = 0$ no contorno são adicionados à matriz contendo as coordenadas das estações e os valores de ψ calculados relativamente ao NR de 480 dbar.

Entretanto, tal método é diretamente aplicável, por exemplo, para profundidades além da quebra de plataforma. Ou seja, pode-se satisfazer as condições de *Dirichlet* desta forma para mapas com profundidades maiores que 180 m, no caso da região mapeada pelos referidos cruzeiros oceanográficos. A questão que se põe é: como atender a essas condições quando for desejado plotar o mapa de ψ nas proximidades da superfície ou, por exemplo, em 40 dbar?

No caso da elaboração do mapa a 40 dbar, a primeira idéia seria usar a isóbata de 40 m como este limite. Tal procedimento é, no entanto, inadequado por duas razões. A primeira é por que é bastante questionável extrapolar a anomalia geopotencial até os limites entre plataforma interna e média, onde um maior erro intrínseco ao método é obviamente esperado. Afinal, o NR está em 480 dbar. A segunda é por tratar-se improvável que o sistema oceânico em questão e o balanço geostrófico sejam dominantes nessas profundidades.

Assim, propõe-se a seguinte forma de obedecer às condições de *Dirichlet*. Estabeleça-se o limite entre sistema oceânico e costeiro como aquele delimitado pela isohalina de 36. Esta

pode ser considerada como limite entre Água Costeira (AC) e AT [Miranda, 1985; Silveira *et al.*, 2000a]. A Figura 4.4 exhibe a distribuição horizontal da salinidade em 40 dbar para os cruzeiros HM1 (painel superior) e HM2 (painel inferior), mapeada pela técnica da AO isotrópica ($l_c = 1,5^\circ$ e $\epsilon^2 = 0,012$). Observa-se nestas duas distribuições que a isohalina de 36 ou se situa imediatamente em torno da isóbata de 100 m ou ligeiramente além dela. Mapas de salinidade em outros níveis entre superfície e 100 dbar corroboram tal constatação.

Assim, neste trabalho, considerar-se-á a isóbata de 100 m como limite extremo do regime oceânico onde a condição de *Dirichlet* será aplicada. O esquema de AO isotrópica foi aplicado, também, de acordo com os parâmetros e distribuição de erro de interpolação apresentados na Figura 2.3 (Capítulo 2). Mais especificamente, o comprimento de correlação adotado foi de $1,5^\circ$ e $0,01 \leq \epsilon^2 \leq 0,014$

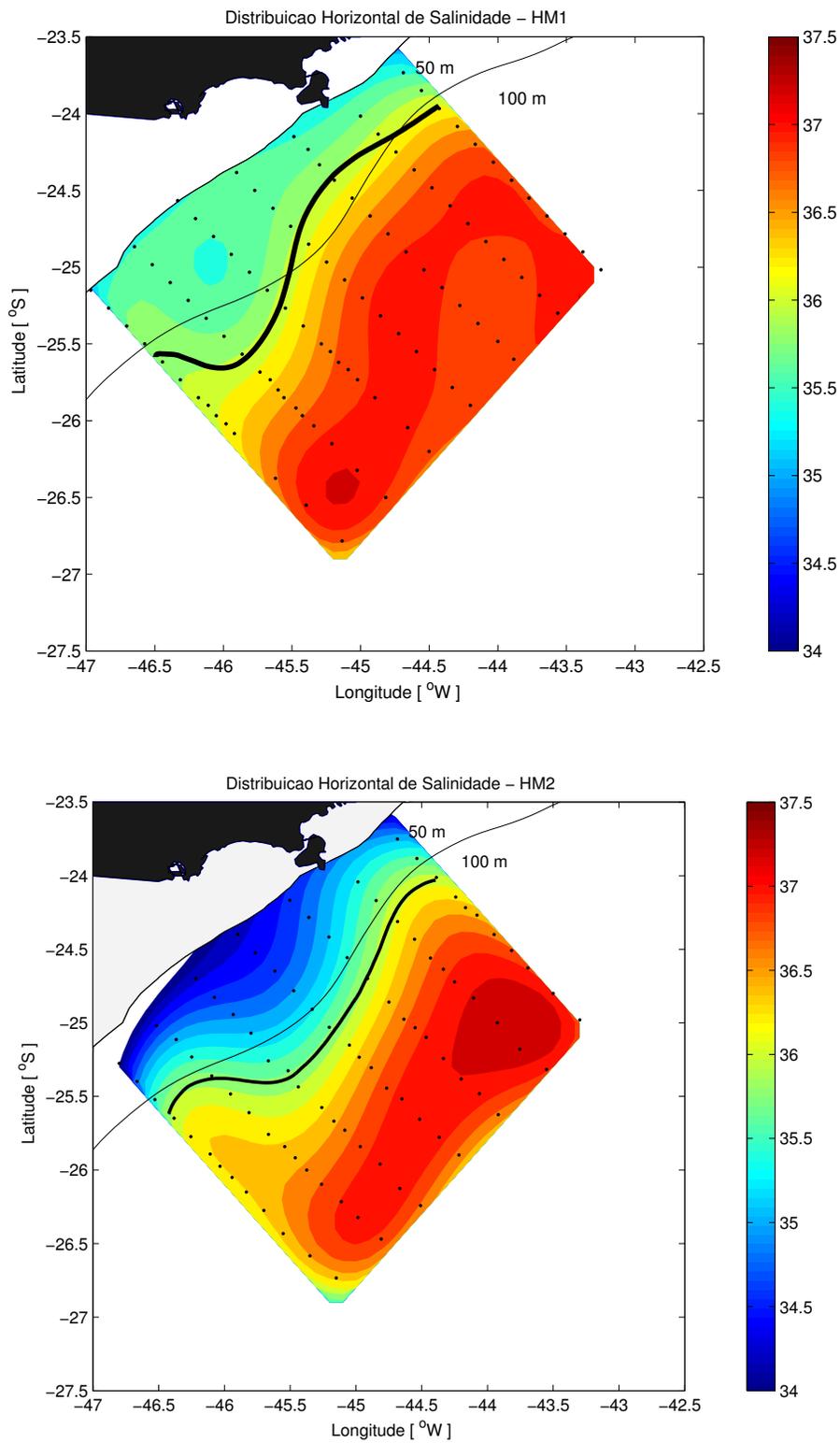


Figura 4.4: Distribuições horizontais de salinidade em 40 dbar - cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior]. A isohalina de 36 é destacada através do contorno espesso.

4.5 Distribuições Horizontais de Função de Corrente

Mapas de função de corrente geostrófica gerados de acordo com os critérios e técnicas descritos na seção anterior são apresentados nesta para as condições de verão e inverno 1993. Baseado na estrutura vertical do Sistema CB selecionou-se os níveis isobáricos de 2, 50, 100, 200, 300, 400, 600, 700, 1000 e 1200 decibares.

Como já foi mencionado neste capítulo e em outros anteriores, os padrões horizontais de correntes geostróficas e baroclínicas (modeladas) já foram apresentados e discutidos por outros autores para este mesmo conjunto de dados [Cirano, 1995; Gonçalves, 2000]. Aqui, toma-se por opção comparar as distribuições e detalhar semelhanças e diferenças entre os cruzeiros HM1 e HM2. Assim, as Figuras 4.5, 4.6, 4.7, 4.8, 4.9 e 4.10 exibem a comparação entre HM1 e HM2 para os níveis supra-citados que estão acima do NR, e portanto, no domínio da CB.

A primeira constatação da inspeção dos mapas de ψ é a semelhança de padrões entre os dois cruzeiros. O eixo da CB é detectado no centro da região de estudo. Na porção norte da área, no lado oceânico, há evidência de estrutura anticiclônica. Na porção sul da área, no lado costeiro, está presente uma estrutura ciclônica capturada em ambos os cruzeiros.

Nota-se também, tanto para o HM1 como para o HM2, que os vórtices não são feições isoladas. No caso do ciclone, a borda oceânica é constituída pelo eixo da CB. No caso do anticiclone, é a borda costeira da estrutura que está associada à corrente. Em outras palavras, tais estruturas de vórtices são, de fato, **meandros** da Corrente do Brasil.

Deve-se comentar também sobre as dimensões e variação vertical destas estruturas. As dimensões revelam que ambos vórtices tem configuração elíptica. Considerando as características quanto a dimensão de sua estrutura horizontal nota-se que, no verão 1993, o ciclone se estende entre as radiais 4 e 7. Já no inverno 1993, o vórtice ciclônico se mostra um pouco mais alongado, situando-se entre as radiais 3 e 7. Em ambos os casos estima-se um raio médio de 100 km, ao longo de seu eixo maior, e 70 km ao longo de seu eixo menor. A estimativa do diâmetro dos anticiclones não é tão simples, visto que em ambos os cruzeiros tais estruturas estão apenas parcialmente amostradas. Entretanto, o maior eixo parece ultrapassar 120 km, enquanto o menor se aproxima dos 90 km obtidos para o ciclone.

De uma forma simples, pode-se tentar avaliar um limite superior para o número de *Rossby*

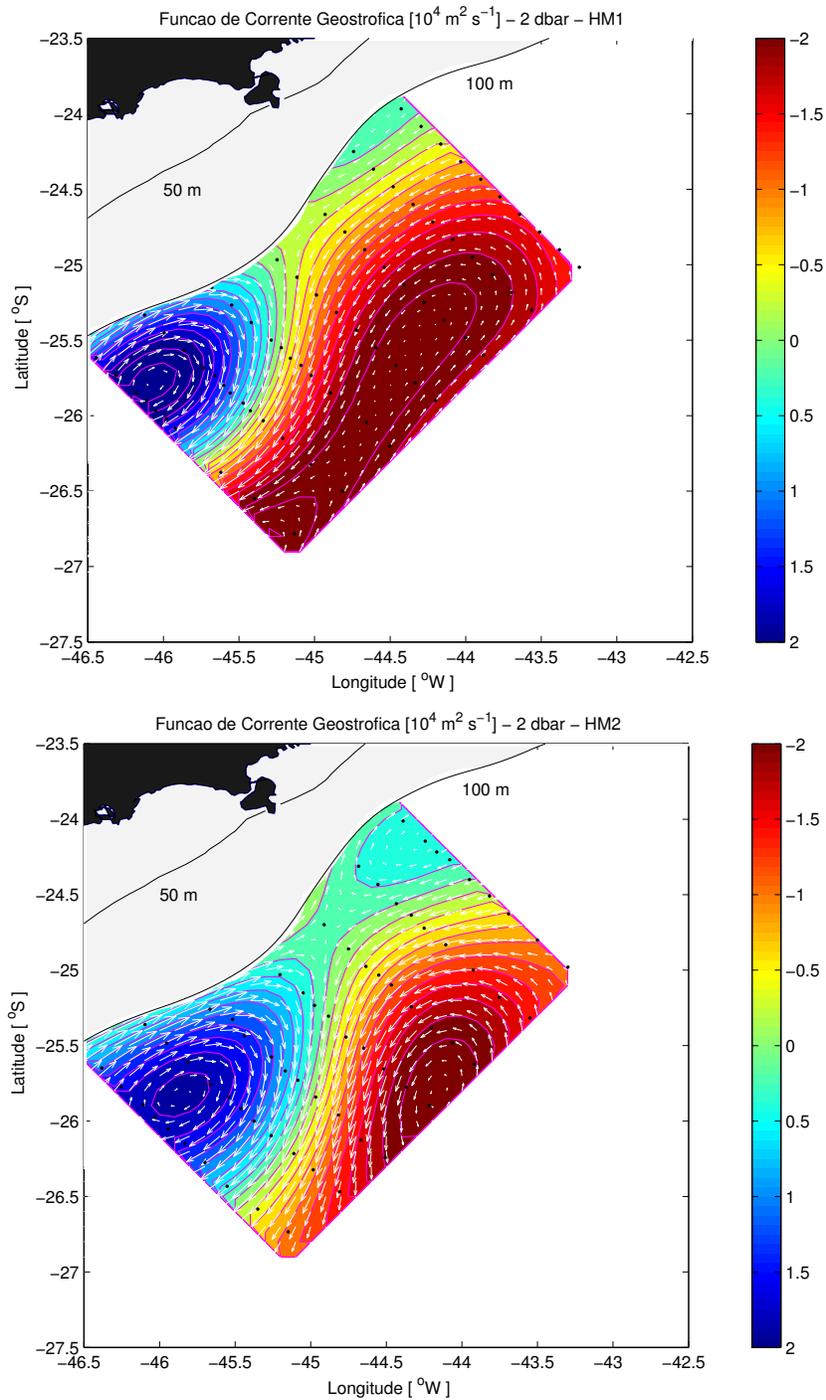


Figura 4.5: Mapas de função de corrente geostrofica em 2 dbar: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior].

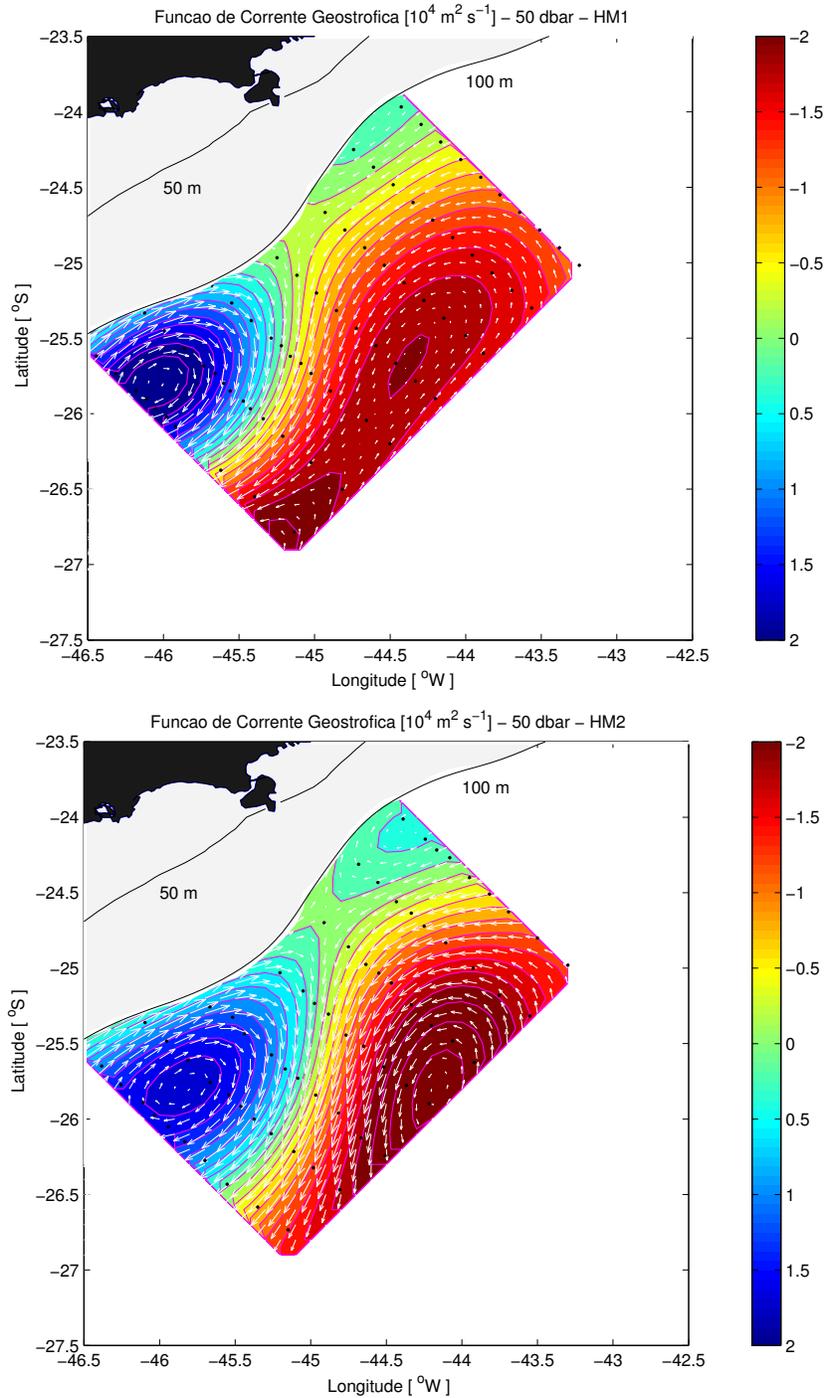


Figura 4.6: Mapas de função de corrente geostrófica em 50 dbar: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior].

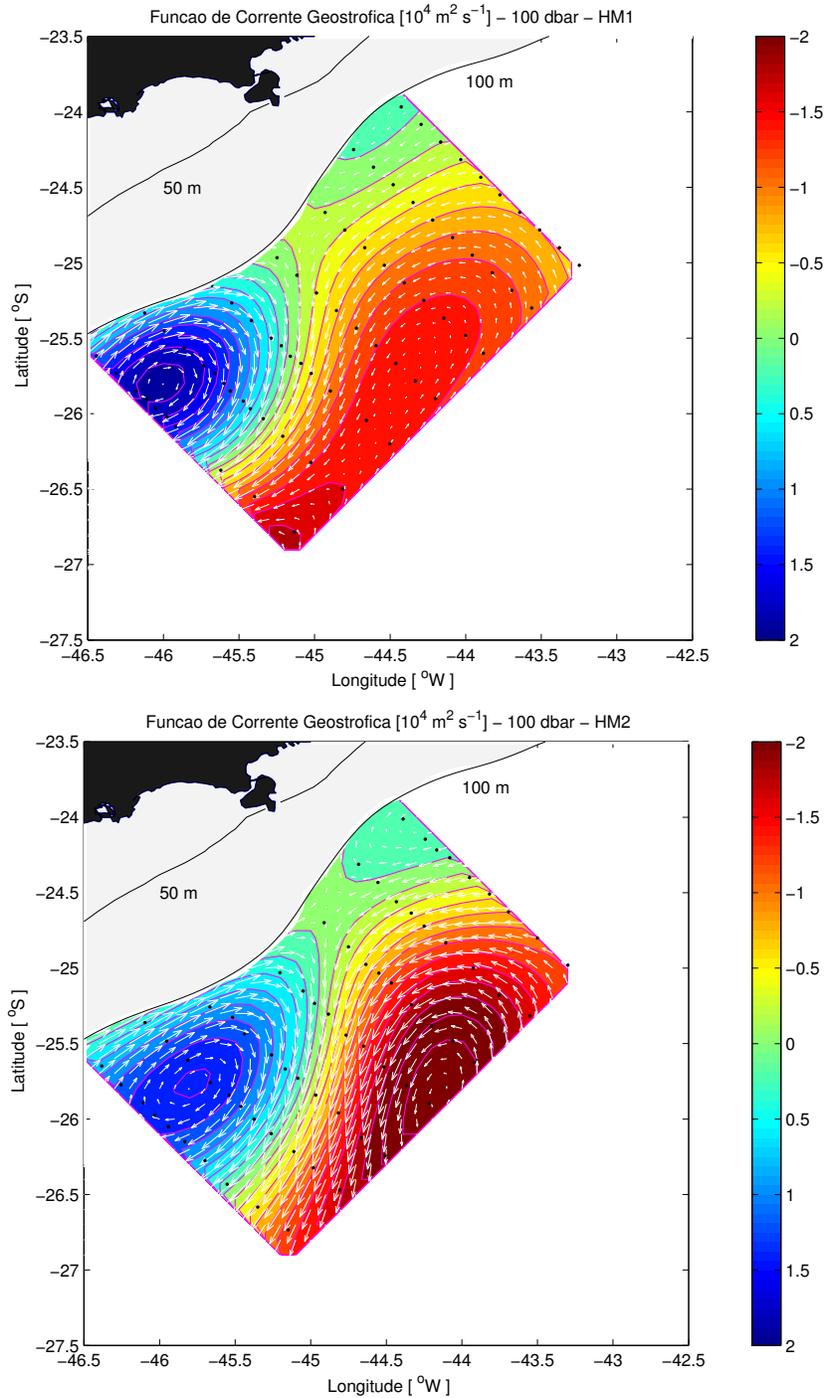


Figura 4.7: Mapas de função de corrente geostrófica em 100 dbar: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior].

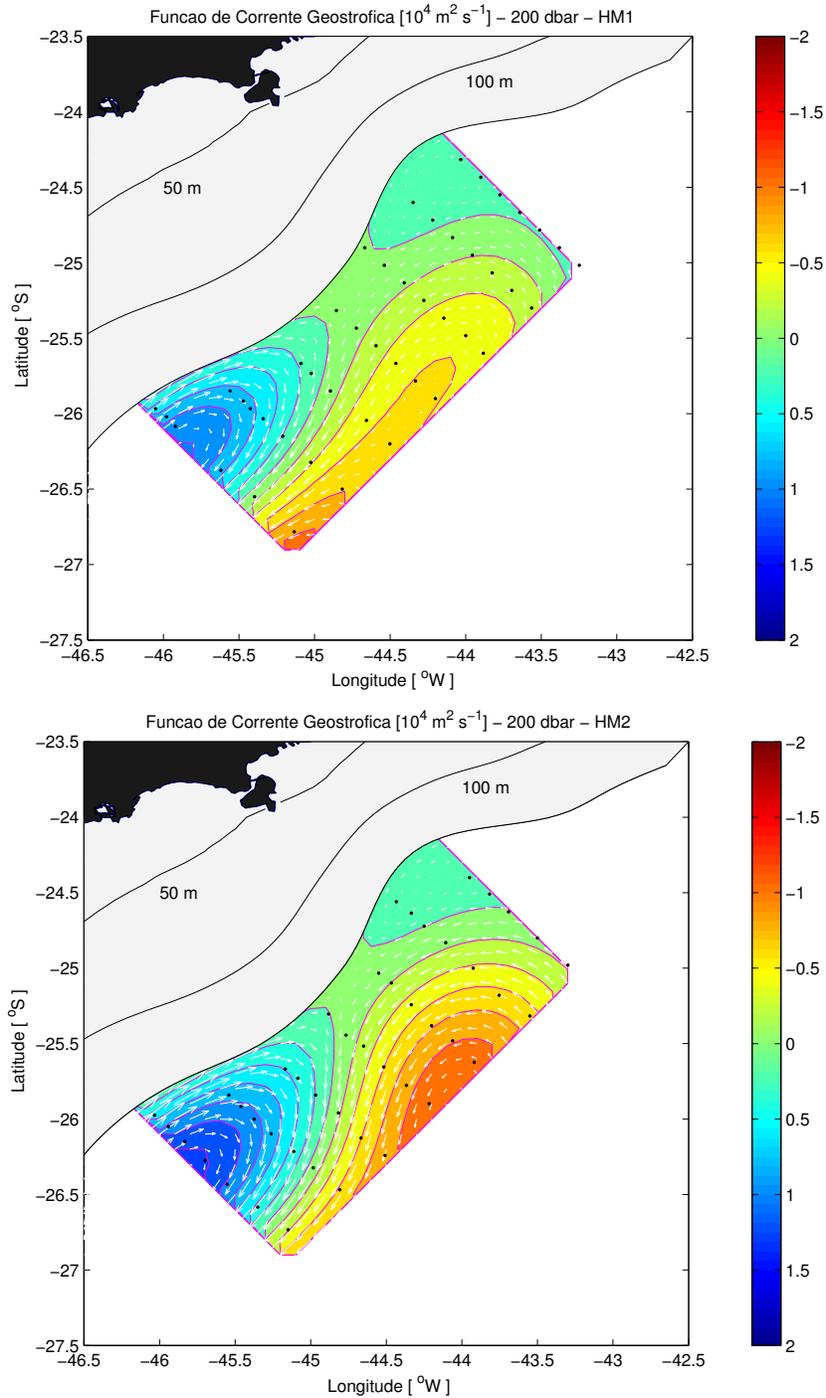


Figura 4.8: Mapas de função de corrente geostrófica em 200 dbar: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior].

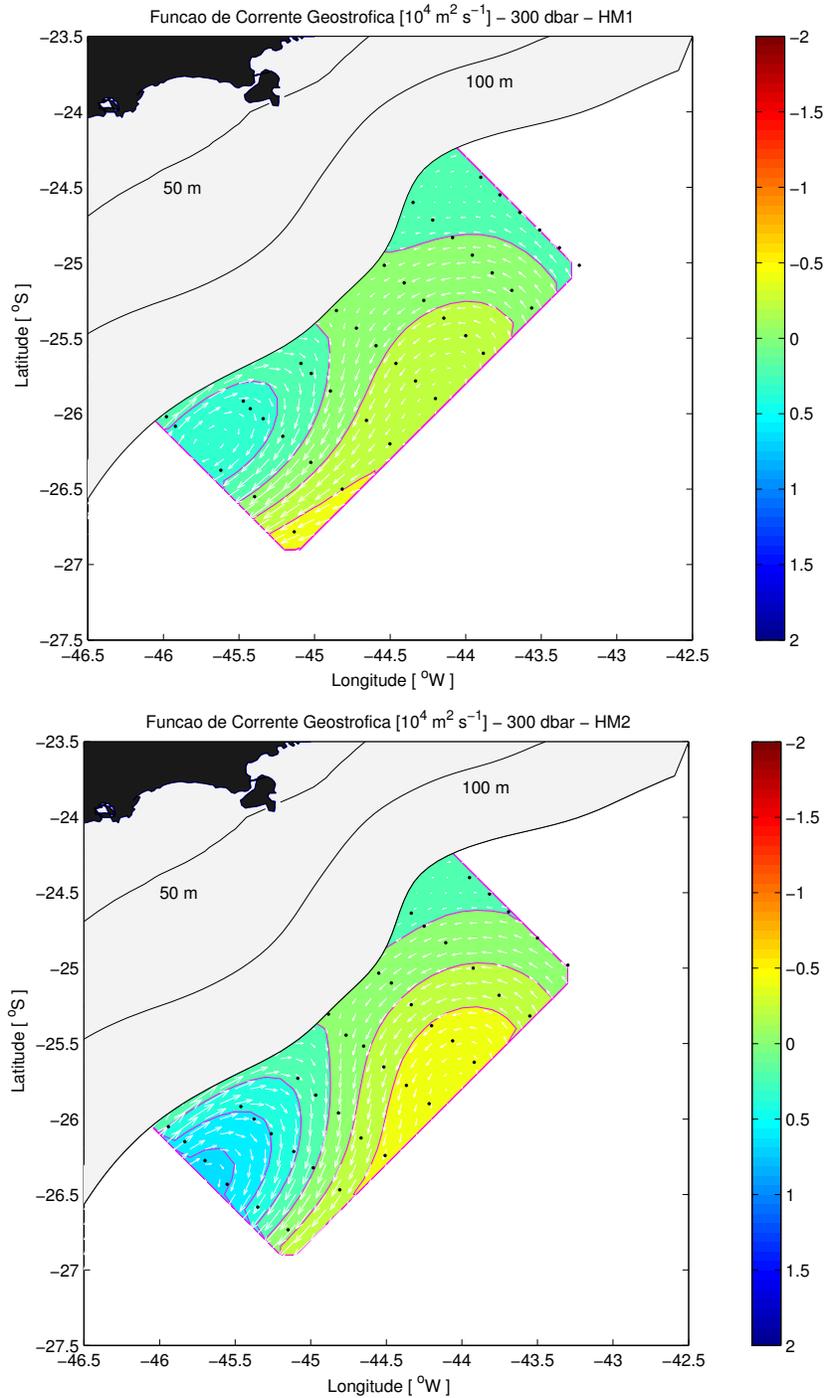


Figura 4.9: Mapas de função de corrente geostrofica em 300 dbar: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] e cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior].

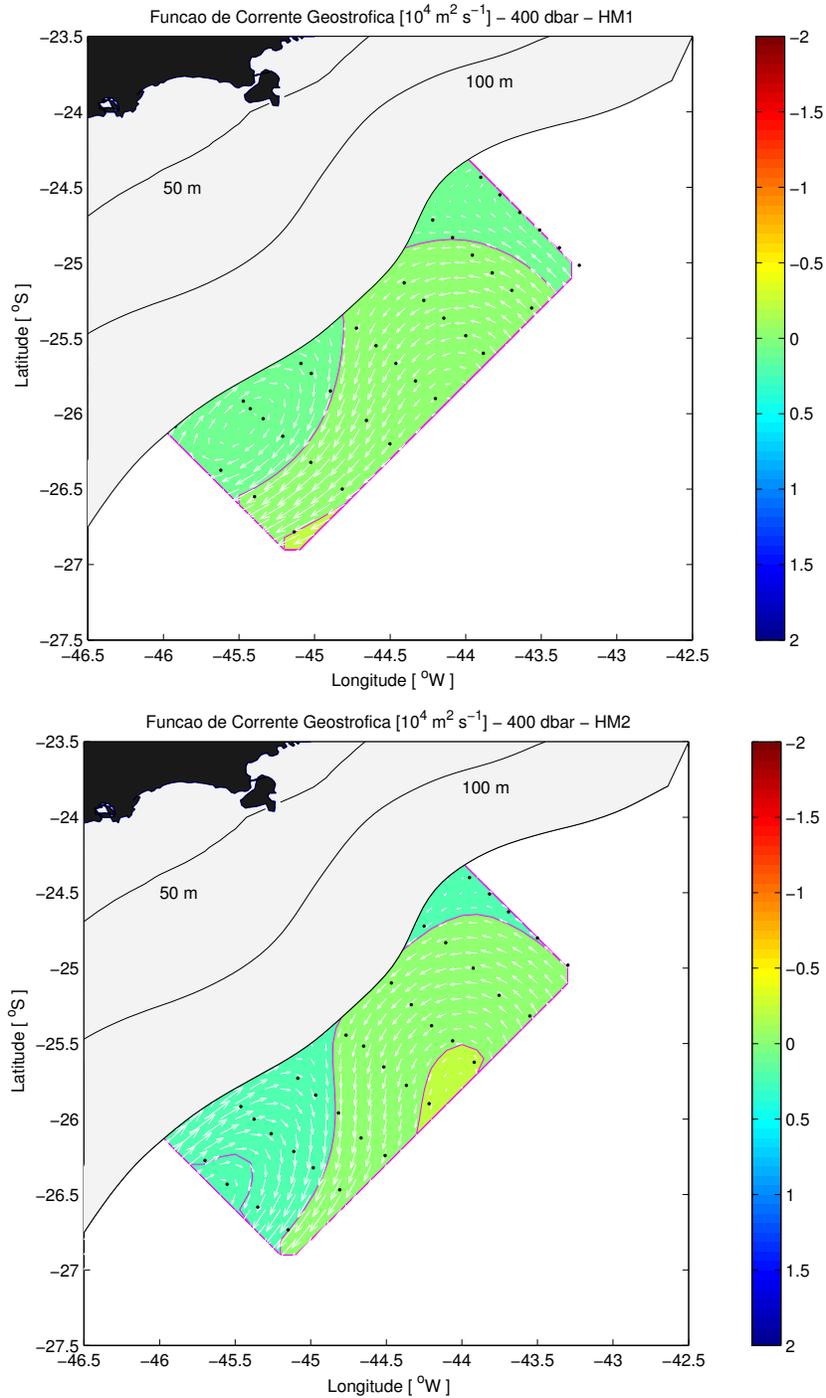


Figura 4.10: Mapas de função de corrente geostrófica em 400 dbar: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] e cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior].

associado aos meandros. Considera-se, então, o campo do HM2 (pelo maior vigor exibido pelas estruturas), o nível de superfície (por ser o mais intenso), uma estrutura aproximadamente circular de raio médio $R = 85$ km, a velocidade máxima azimutal $U_R = 0,75$ m s⁻¹ e a latitude central de 25,55°S. Por tal estimativa, o número de *Rossby* seria dado simplesmente por $Ro = U_R/fR = 0,13$.

As estimativas para Ro associadas a meandros-vórtices da CB são raras. *Schmid et al.* [1995] estimou Ro entre 0,11 e 0,26 para o Vórtice de Vitória, centrado em cerca de 21°S, a partir de dados de derivadores. *Mattos* [2003] encontrou valores de 0,12 para o Vórtice de Cabo Frio (23°S) comparando vorticidade relativa da estrutura modelada pelo POM_{*xσ*} e a vorticidade planetária f . O valor de Ro aqui estimado se situa dentre estes dois trabalhos.

Este resultado tem que, no entanto, ser considerado no aspecto de que está sendo utilizado velocidades geostróficas e não observadas. Isto equivale a dizer que a vorticidade relativa geostrófica é apenas 12% da vorticidade planetária. Tal valor autoriza a interpretação dos mapas de ψ sobre o arcabouço quase-geostrófico. Caso Ro se aproximasse da unidade, a abordagem semi-geostrófica seria necessária para estudar os movimentos da CB.

Em termos de estrutura vertical, é observado um decaimento monotônico das velocidades com a profundidade. O leitor pode se perguntar: mas não seria óbvio num cálculo geostrófico relativo a um NR esperar tal decaimento? Sim, este na realidade é imposto pela própria escolha do NR. Mas, a monotonicidade não é necessária. Aqui, para os mapas de HM1 e HM2, o que se observa é a verificação de estruturas de vórtices dominadas pelo primeiro modo dinâmico, tal qual descrições anteriores do Sistema CB por *Fernandes* [2001] e *Silveira et al.* [2004].

Ainda, em termos de estrutura vertical, vale relacionar os campos horizontais com as seções verticais de velocidade tanto geostróficas, apresentadas na Seção 4.3, como modeladas, apresentadas na Seção 3.4.2. A comparação dos padrões verticais das Radiais 7 (vide Figura 4.2) apresenta indicações do ciclone mais atenuadas que os mapas de ψ sugerem, particularmente próxima à superfície. A razão para tanto é a aplicação da AO isotrópica na horizontal, onde a técnica realiza uma filtragem mais robusta que a unidimensional. Adicionalmente, os comprimentos de correlação na vertical têm de ser muito menores pela natureza do escoamento baroclínico e da anisotropia entre escalas horizontais e verticais no oceano. Isso faz com que, por exemplo, o segundo núcleo de pequena dimensão observado

na Radial 7 do HM2 seja removido durante a AO isotrópica horizontal. Afinal, esse núcleo tem dimensões muito menores que o comprimento de correlação horizontal de $1,5^\circ$. Assim, apesar de ligeiramente diferentes, os mapas horizontais e verticais são consistentes entre si, guardadas a maior filtragem nas distribuições de ψ , que as torna mais sinóticas e permite maior detalhe interpretativo.

Detalhada a estrutura vertical e feições associadas à CB, as Figuras 4.11, 4.12, 4.13 e 4.14 apresentam os mapas de função de corrente para os dois cruzeiros, nas profundidades de domínio da CCI. Entre 600 e 1200 dbar é notória a inversão do sentido dos escoamentos. O fluxo principal, característico da CCI, é cercado por um núcleo anticiclônico no domínio sudoeste, comparativamente melhor definido no inverno do que no verão. Em ambas condições, a bifurcação do escoamento em direção ao oceano aberto, ao norte do domínio, se torna relativamente estruturada.

Entre 600 dbar e 700 dbar o escoamento da CCI se projeta em direção à costa de forma mais proeminente, no inverno, comparada as condições de verão, onde flui praticamente ao longo da costa. Por outro lado, a estrutura anticiclônica se fortalece em 1200 dbar, no inverno, mas não se mantém no verão.

Em outras palavras, a CCI tal qual a CB apresenta meandros que são de sinais opostos àqueles observados acima do NR. Tal configuração corrobora a afirmação feita anteriormente acerca de estruturas de primeiro modo dinâmico. Ressalva-se, no entanto, o fato de que esta estrutura é mais evidente no cruzeiro HM2, onde os vórtices se estendem até praticamente o fundo. Já nos mapas de ψ do HM1, a atenuação das estruturas na vertical é mais forte e o campo em 1200 dbar exhibe uma CCI fluindo quase retilineamente ao longo da maior parte da área amostrada.

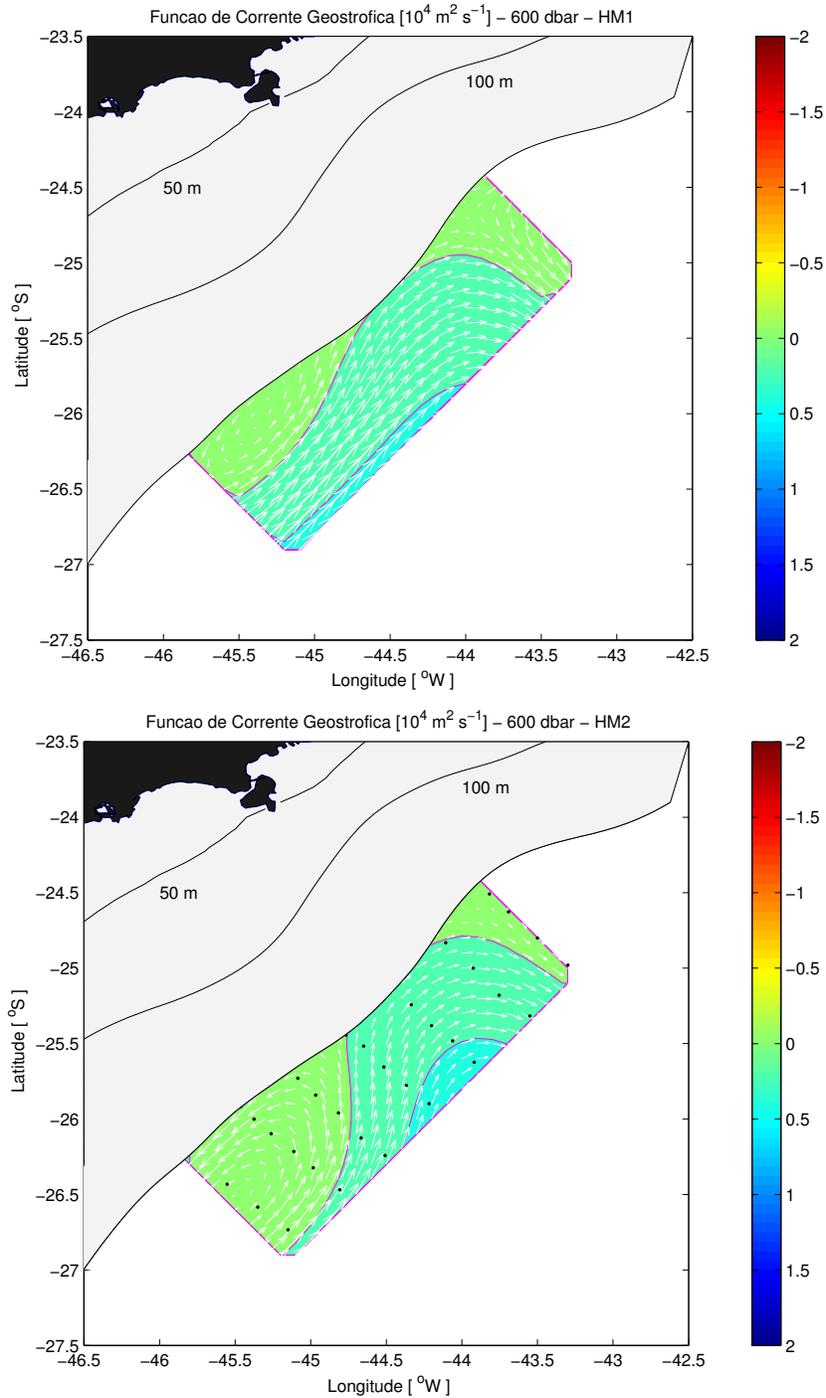


Figura 4.11: Mapas de função de corrente geostrofica em 600 dbar: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior].

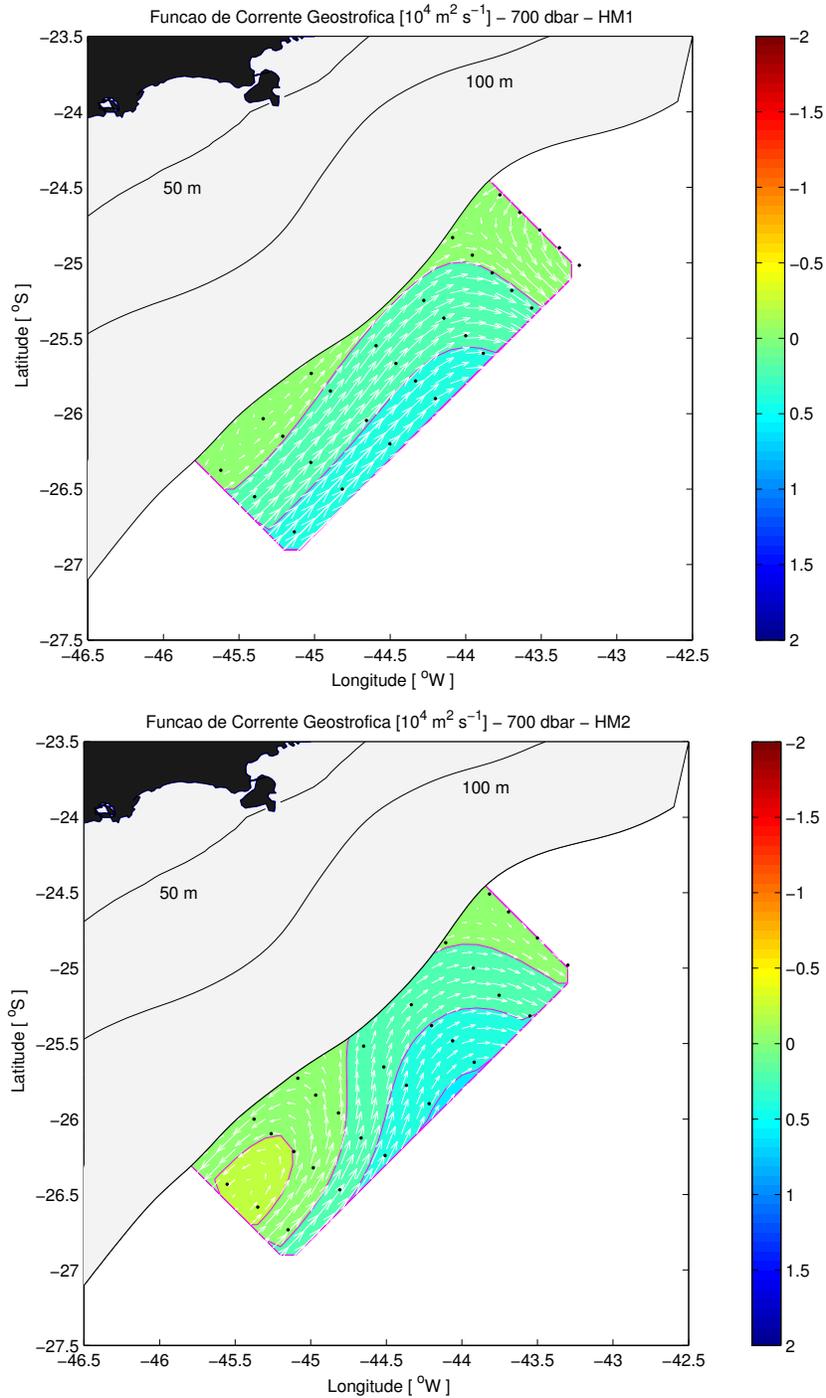


Figura 4.12: Mapas de função de corrente geostrófica em 700 dbar: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior].

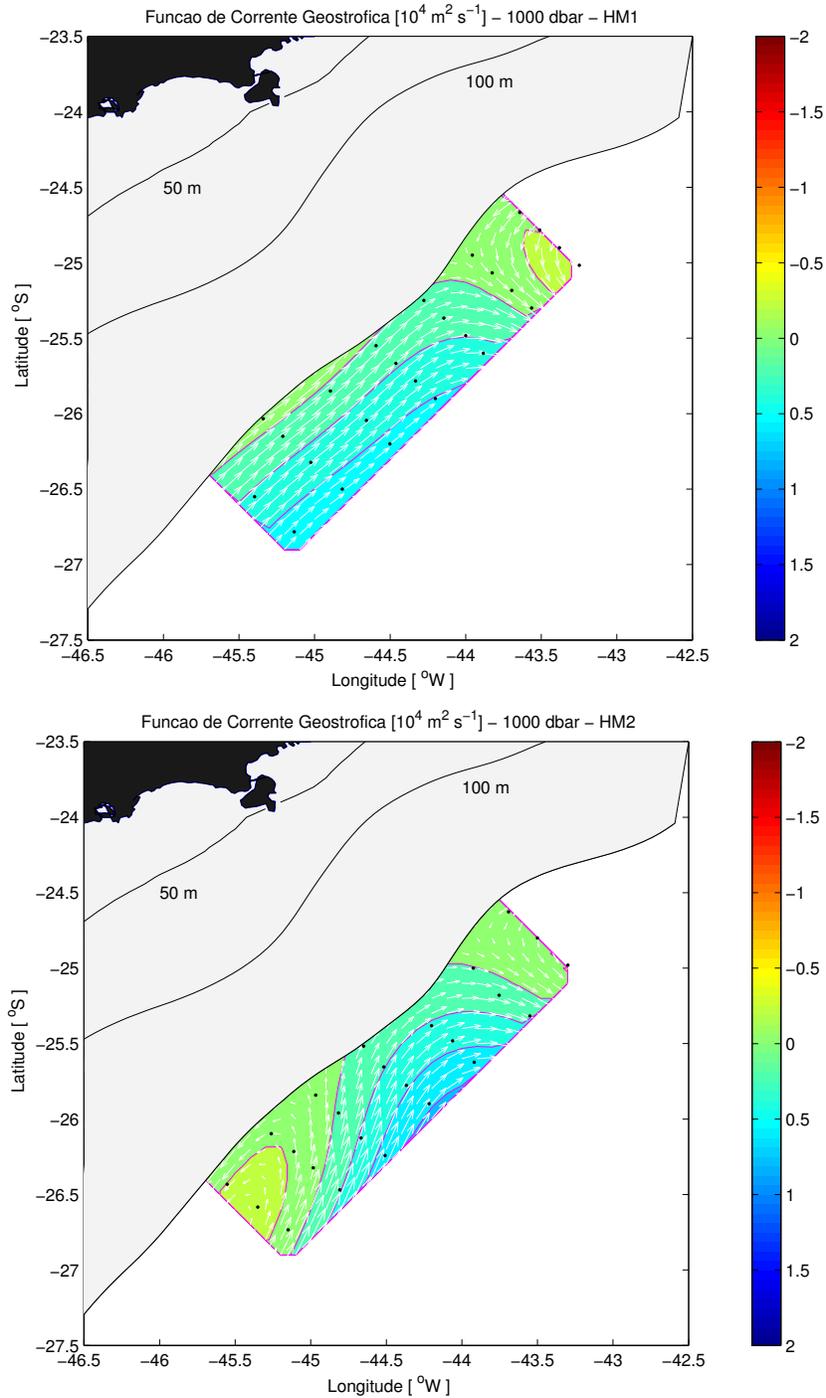


Figura 4.13: Mapas de função de corrente geostrófica em 1000 dbar: HM1 - verão 1993 [painel superior] e HM2 - inverno 1993 [painel inferior].

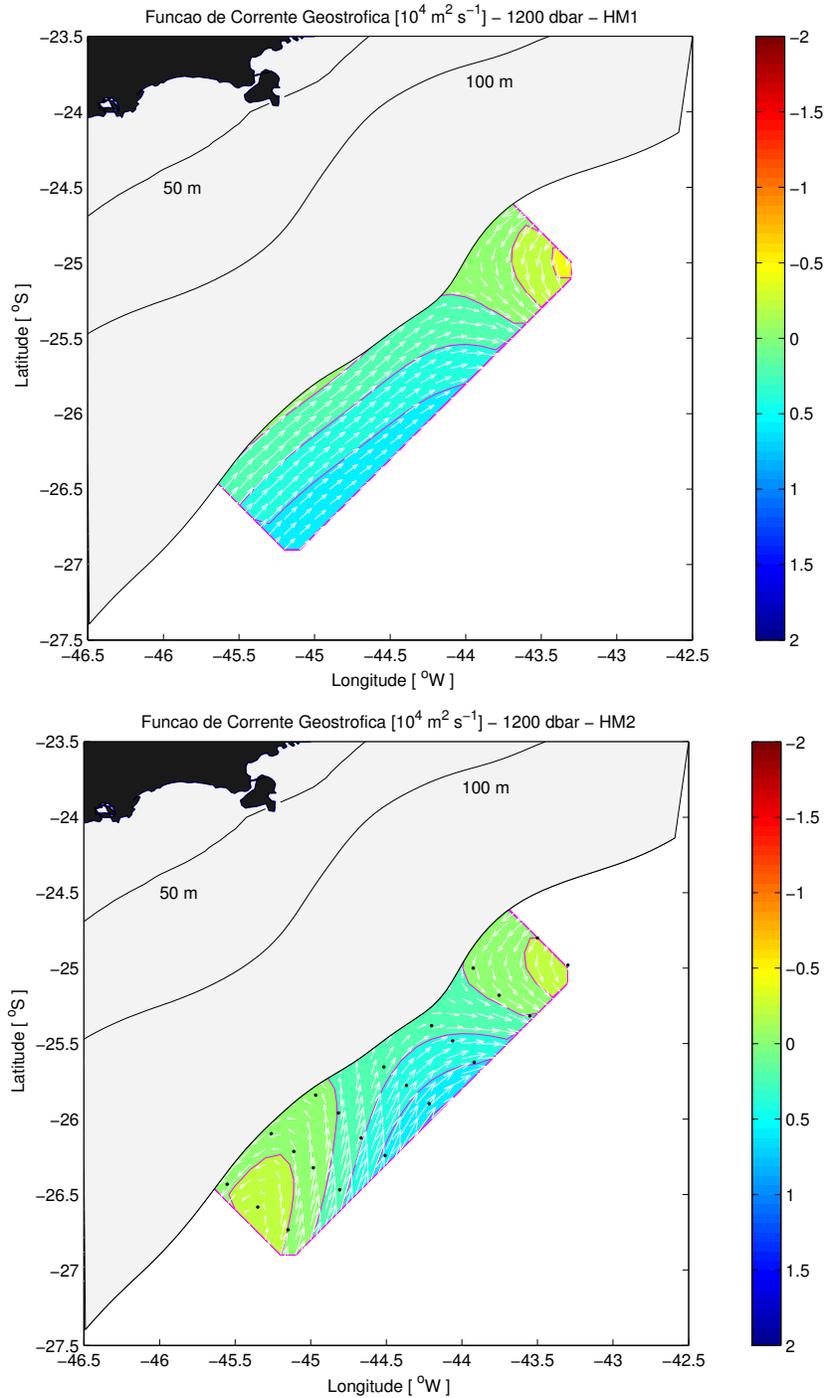


Figura 4.14: Mapas de função de corrente geostrófica em 1200 dbar: cruzeiro HM1 - verão 1993 [painel superior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior].

4.6 Síntese dos Resultados

Distribuições horizontais de topografia dinâmica mapeadas com a base de dados dos cruzeiros oceanográficos HM1 e HM2, inseridos no sub-projeto Hidrografia de Meso-escala do projeto COROAS, foram re-analisadas sob a ótica de função de corrente geostrófica ψ e via mapeamento objetivo. Tais mapas de ψ apresentam e introduzem evidências inequívocas de que os ciclones e anticiclones, observados nas experiências de verão e inverno de 1993, são estruturas de vórtices associadas a meandros do Sistema CB. Tais meandros são ondas baroclínicas de primeiro modo. Para exemplificar, aplica-se à Figura 4.1, que é uma imagem mapeada pelo sensor AVHRR no período do HM2, o tipo de edição realizado para a Figura 4.15. Esta edição é comparada com a Figura 4.5 (painel inferior), também editada, e interpretada como uma ampliação na região de realização dos referidos cruzeiros. Tal conjunto de imagens editadas na Figura 4.15 sugere uma onda com aproximadamente 200-300 km de comprimento.

Uma questão que emerge da comparação entre os campos referentes ao HM1 e HM2 é se a semelhança entre os cenários dos dois cruzeiros indicam estacionaridade ou recorrência da onda baroclínica. Análise dinâmica precisa ser conduzida para responder a esta pergunta. O número de *Rossby* estimado a partir das velocidades geostróficas é 0,13, o que convida a avançar no estudo utilizando o arcabouço quase-geostrófico. Este é exatamente o tema do próximo capítulo.

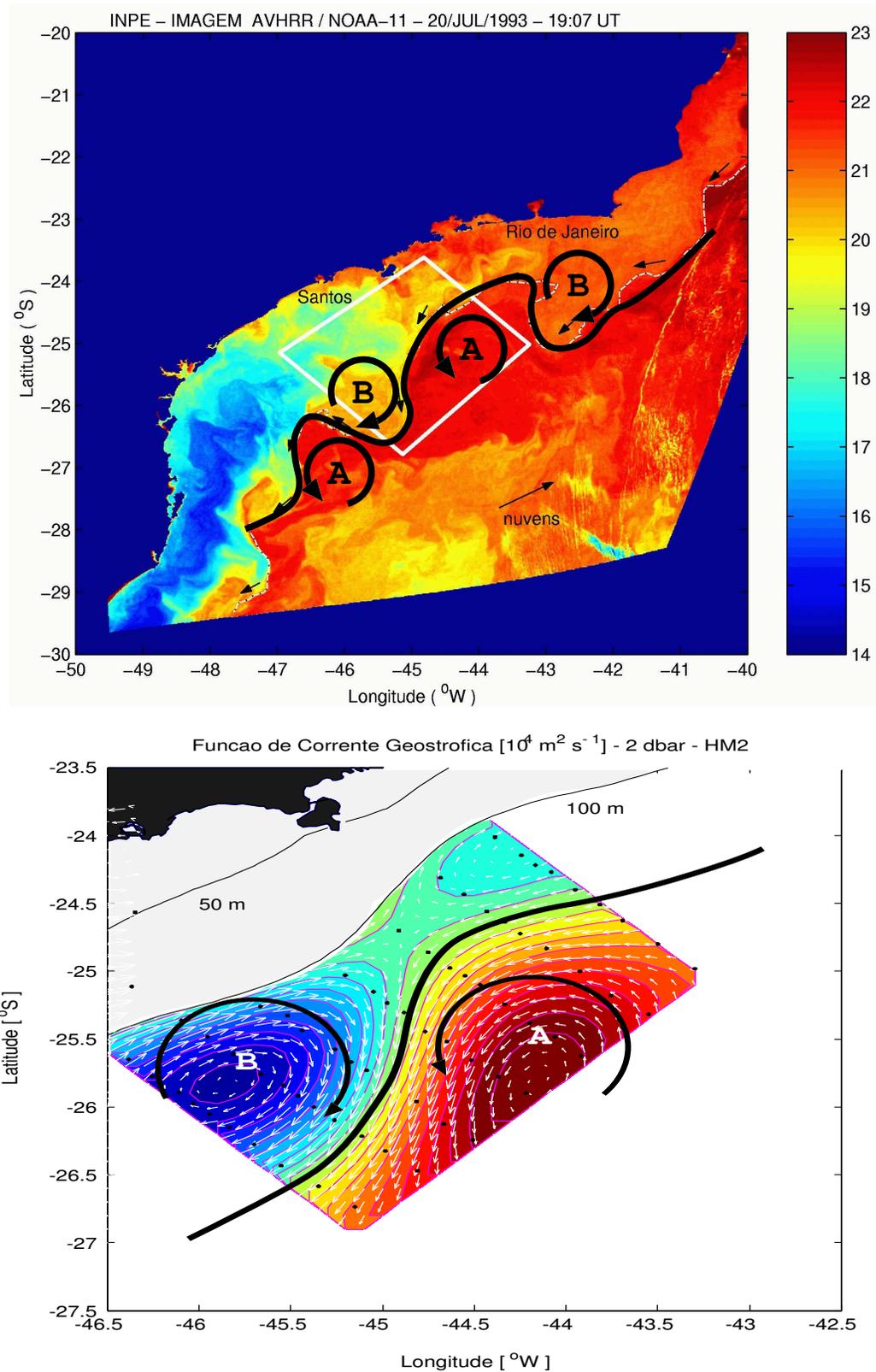


Figura 4.15: Interpretação conjunta de imagem da Temperatura da Superfície do Mar - AVHRR/NOAA-11 - 20/julho/1993 [painel superior] e do mapa da função de corrente geostrófica para 2 dbar - cruzeiro HM2 - inverno 1993 [painel inferior] como onda de vorticidade baroclínica.

Capítulo 5

O Modelo Quase-Geostrófico de Duas Camadas

5.1 Preâmbulo

Os mapas de função de corrente geostróficas (Capítulo 4) descreveram padrões de meandros ciclônicos e anticiclônicos associados a ondas de vorticidade baroclínicas de primeiro modo. As evidências da combinação de mapas sinóticos e imagens AVHRR sugerem e confirmam informações a cerca do comprimento de onda destas ondas: 200-300 km.

Neste escopo cabe adentrar na investigação da estrutura dinâmica destas feições, o que é possível através de análise de vorticidade potencial. Deve ser lembrado que o gradiente desta quantidade “funciona” como mecanismo restaurador para essas ondas.

Entretanto, a análise de vorticidade potencial em fenômenos de meso-escala requer dados de velocidade observada, com suas componentes divergente e rotacional, para inferência da vorticidade relativa. Este não é o caso dos dados aqui utilizados, os quais são restritos a observações hidrográficas.

Para tornar possível tal análise é necessário que recorra-se à aproximação quase-geostrófica. Esta lineariza a vorticidade potencial, que passa a ser expressa por três parcelas: vorticidade relativa não-divergente, vorticidade de estiramento e (variação de) vorticidade planetária.

No entanto, a aproximação quase-geostrófica é o conjunto de três aproximações (vide *Silveira et al.* [2000b] para detalhes). São estas: (i) a aproximação geostrófica, (ii) a aproxi-

mação do plano β e a (iii) aproximação das espessuras.

A aproximação geostrófica tem como hipótese de escala o número de *Rossby* (Ro) pequeno. Como discutido no Capítulo 4, as estimativas baseadas na vorticidade não-divergente conduzem a um valor aceitável estimado em 0,13.

A aproximação do plano β requer que a variação da vorticidade planetária seja pequena se comparada ao valor médio desta quantidade na área de estudo. Ou seja, se $f \approx f_0 + \beta y$, onde y é a distância meridional, $\frac{\beta y}{f_0} = O(Ro)$. Se for considerado $R=85$ km, o raio dos vórtices, como escala de comprimento, conduz a um parâmetro $\frac{\beta y}{f_0}=0,03$, bastante menor que Ro . Caso considere-se a variação de f ao longo de um comprimento de onda da ordem de 200-300 km, a razão assume valores entre 0,08-0,14.

A aproximação das espessuras estabelece que as variações de profundidade tem de ser pequenas se comparadas à profundidade média do oceano. Também exige que movimentos podem inflexionar as isopicnais somente se a razão entre os desvios de superfície isopicnal e sua profundidade hidrostática for da ordem do número de *Rossby*.

Esta é a aproximação que requer mais cuidado em ser avaliada na região de estudo. O primeiro problema é que os movimentos ocorrem sobre o talude, onde a variação topográfica é considerável. Geralmente, modelos quase-geostróficos aproximam o talude por uma parede vertical e a quebra de plataforma é tomada como limite entre oceano e costa.

Estudos anteriores parecem indicar que usar a aproximação da parede vertical para investigar as ondas baroclínicas do Sistema CB no Embaiamento de São Paulo não é inviável. Como mencionado no Capítulo 1, *Calado*[2001] e *Fernandes* [2001] consideram experimentos numéricos com estrutura termohalina imposta, e buscaram indícios da influência da topografia no processo de meandramento do Sistema CB. Para tanto, ao invés de considerarem uma topografia realística, supõem um oceano idealizado justamente por uma parede vertical, que acompanha uma isóbata pré-estabelecida. Não há talude, elevação continental ou qualquer outra estrutura no fundo do oceano, sendo portanto de fundo plano. A orientação da costa é realística. Como é mostrado nas Figuras 1.8 e 1.10, ainda assim, o Sistema CB meandrou com comprimentos de onda de 400 km que se propagaram para sudoeste. Assume-se aqui, então, que é possível a investigação das ondas baroclínicas usando a aproximação da parede vertical.

Por fim, tomando-se a superfície isopicnal de $26,80 \text{ kg m}^{-3}$, cujo nível isobárico médio é

de 480 dbar, ou seja, a interface CB-CCI, encontram-se flutuações que atingem no máximo 68 dbar. Isto conduz a uma razão cerca de 0,14, valor este compatível com Ro e que habilita a aproximação quase-geostrófica em termos da estrutura de massa dos escoamentos.

Face à aplicabilidade da quase-geostrofia, é possível, com este tipo de abordagem teórica, responder às seguintes perguntas:

- Existe um mecanismo de geração de vorticidade dominante nas ondas do Sistema CB?
- Estas ondas são ondas de vorticidade associadas a estiramento e/ou vorticidade relativa ou tem componente relevante associada à variação de vorticidade planetária?
- Se forem ondas, cuja gênese é puramente associada ao Sistema CB e onde f pode ser assumido constante, qual a intensidade do gradiente de vorticidade potencial através da CB que suporte esse tipo de movimento?
- Os padrões semelhantes de ciclones-anticiclones observados em ambos cruzeiros HM1 e HM2 denotam estacionaridade ou recorrência dessas ondas baroclínicas?

Para tanto, um modelo quase-geostrófico de duas camadas será formulado. Seguindo os resultados dos capítulos anteriores, a camada superior representará a CB escoando para sul-sudoeste, transportando AT e ACAS, e meandrando. Na camada inferior a CCI escoar para norte-nordeste, transportando predominantemente AIA. A interface de repouso do modelo será aquela estimada usando critérios termodinâmico e dinâmico, e caracterizada pela superfície isopical ao redor de $26,80 \text{ kg m}^{-3}$ e pela superfície isobárica de 480 dbar.

5.2 Formulação do Modelo Quase-Geostrófico de Duas Camadas

5.2.1 A Estrutura Dinâmica do Modelo

O sistema físico escolhido para esse estudo é o sistema quase-geostrófico de um oceano não-viscoso de duas camadas no plano β com tampa rígida na superfície e fundo plano, formulado por *Flierl* [1978], e derivado originalmente como um modelo de dois níveis por

Phillips [1954]. Sua estrutura é composta por duas camadas imiscíveis de densidade constante: ρ e $\rho + \Delta\rho$, com $\Delta\rho \ll \rho$. O modelo quase-geostrófico de duas camadas incorpora, então, a estratificação oceânica em sua forma mínima, onde a picnoclina é reduzida à uma interface que separa duas camadas de densidade ligeiramente diferentes.

As espessuras de repouso H_1 e H_2 das camadas superior e inferior, respectivamente, apresentam escalas muito menores que a escala horizontal L . O sistema gira com velocidade angular $\frac{f}{2}$, que é grande comparada à vorticidade relativa $\frac{U}{L}$ e que garante que o *número de Rossby* $Ro = \frac{U}{fL}$ seja pequeno comparado à unidade. Dessa forma, o sistema é geostrófico em primeira ordem.

Como a densidade é homogênea, o *Teorema de Taylor-Proudman* [*Pedlosky*, 1987] é válido no interior de cada camada e, portanto, assume-se que em primeira ordem não há cisalhamento vertical da velocidade geostrófica horizontal. A dinâmica do sistema torna-se essencialmente bidimensional, sendo governada pela conservação de vorticidade potencial q_i , onde $i = 1, 2$ representa as camadas superior e inferior, respectivamente.

A estrutura de densidade simplificada a duas camadas equivale à uma filtragem modal, onde apenas os dois primeiros modos dinâmicos, barotrópico e o primeiro baroclínico, estão presentes. Faz-se necessária, a definição (ou escolha) dos chamados *Parâmetros de Estrutura Vertical*: a profundidade de repouso da interface, H_1 , e do salto de densidade normalizado entre as camadas. Este salto ε é dado por:

$$\varepsilon = \frac{(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_0}, \quad (5.1)$$

onde o denominador da razão se refere à densidade média da coluna de água.

Entretanto, no presente caso, o modelo de duas camadas é abordado utilizando-se dados de temperatura e de salinidade, obtidos durante os cruzeiros oceanográficos HM1 e HM2. Como a base de dados é proveniente apenas do referido campo termohalino da região em estudo, um vínculo fundamental é imposto ao sistema pela impossibilidade de obtenção do campo barotrópico. Assim, o modelo de duas camadas tratará apenas do modo baroclínico.

O modelo é, então, construído a partir do princípio de conservação de vorticidade potencial na primeira e segunda camadas, ou seja,

$$\frac{d}{dt}q_1 = \frac{d}{dt}q_2 = 0. \quad (5.2)$$

Baseado em *Flierl* [1978], as expressões para q_1 e q_2 são relacionadas às funções de corrente geostróficas ψ_i nas camadas $i = 1$ e 2 por:

$$\begin{aligned} q_1 &= \nabla^2 \psi_1 + \beta y + \frac{f_0^2}{\varepsilon g H_1} (\psi_2 - \psi_1) \\ q_2 &= \nabla^2 \psi_2 + \beta y + \frac{f_0^2}{\varepsilon g H_2} (\psi_1 - \psi_2). \end{aligned} \quad (5.3)$$

As equações para os campos de vorticidade potencial são acopladas, mas podem ser desacopladas pela diagonalização dos campos de função de corrente em termos de suas amplitudes modais:

$$\psi_i(x, y, z, t) = \Psi_{BT} F_{BT}^i + \Psi_{BC} F_{BC}^i \quad (5.4)$$

$$q_i(x, y, z, t) = Q_{BT} F_{BT}^i + Q_{BC} F_{BC}^i. \quad (5.5)$$

onde i novamente representa a i -ésima camada e os índices BC e BT estão associados aos modos dinâmicos barotrópico e baroclínico. Como mostrado por *Flierl* [1978], os valores de F_{BT}^1 e F_{BT}^2 são iguais a 1. Já para o modo baroclínico, tem-se que $F_{BC}^1 = \sqrt{\frac{H_2}{H_1}}$ e $F_{BC}^2 = -\sqrt{\frac{H_1}{H_2}}$.

Porém, no presente caso, como já foi dito, não é possível resolver o modo barotrópico. Diagonalizando então a Equação 5.3, obtém-se a relação de inversibilidade apenas em termos da vorticidade potencial baroclínica Q_{BC} , ou seja, a relação para a vorticidade potencial baroclínica é composta pela vorticidade relativa, variação de vorticidade planetária e vorticidade de estiramento:

$$Q_{BC} = \underbrace{\nabla^2 \Psi_{BC}}_{\text{Vort. Relativa}} + \underbrace{\beta y}_{\text{Var. Vort. Planetária}} - \underbrace{\frac{f_0^2 (H_1 + H_2)}{\varepsilon g H_1 H_2} \Psi_{BC}}_{\text{Vort. Estiramento}}. \quad (5.6)$$

Como o modelo proposto se restringe ao modo baroclínico, assume-se que a função de corrente barotrópica é nula, o que no modelo de duas camadas é posto na forma de:

$$\psi_1 = -\frac{H_2}{H_1} \psi_2. \quad (5.7)$$

Uma forma análoga é obtida para o campo de vorticidade potencial. Esse vínculo imposto ao modelo permite que, com as informações obtidas pelo mapeamento de apenas uma das camadas, obtenha-se os campos da outra camada. Adicionalmente, é garantida a condição de transporte (por unidade de comprimento) integrado verticalmente nulo.

5.2.2 Parâmetros de Estrutura Vertical

De posse do modelo proposto, faz-se necessário determinar os parâmetros relevantes à sua aplicação, característicos da região amostrada. Especificamente, devem ser estabelecidos a profundidade da interface de repouso entre as camadas e o salto de densidade normalizado entre as mesmas.

De acordo com os resultados apresentados no Capítulo 3, é natural que a seleção da profundidade da interface recaia sobre o nível de inversão, NR, equivalente à interface CB-CCI. A profundidade da primeira camada H_1 é, então, escolhida em 480 m, em um oceano de fundo plano em torno de 1200 m (ou seja, $H_2=720$ m).

Utiliza-se o conceito de *Calibração Dinâmica* de *Flierl* [1978] para determinar o valor de ε . Para tanto, impõe-se a condição de que o Raio de Deformação Baroclínico R_{BC} do modelo de duas camadas seja igual ao do oceano real e continuamente estratificado. Assim,

$$R_{BC} \Big|_{\text{camadas}} = R_{BC} \Big|_{\text{real}}, \quad (5.8)$$

onde o R_{BC} do oceano real é estimado a partir do perfil vertical de N^2 médio para os dois cruzeiros seguindo *Silveira et al.* [2000b], e

$$R_{BC}^2 \Big|_{\text{camadas}} = \left(\frac{\varepsilon g H_1 H_2}{f_0^2 (H_1 + H_2)} \right) \quad (5.9)$$

é a forma teórica do quadrado do Raio de Deformação Baroclínico no modelo de camadas em termos dos parâmetros de estrutura vertical. Dessa forma, o salto de densidade entre as camadas pode ser reescrito em termos de R_{BC} para se obter:

$$\varepsilon = \frac{f_0^2 H R_{BC}^2}{g H_1 H_2}. \quad (5.10)$$

De posse do valor do salto de densidade entre as camadas, as densidades para as camadas 1 e 2 são calculadas pela Equação 5.1, estimando ρ_0 como a densidade média da região em estudo, ρ_2 como a densidade média da coluna de água entre 480 m e 1200 m, e calculando ρ_1 por:

$$\rho_1 = \rho_2 - \varepsilon \rho_0. \quad (5.11)$$

5.2.3 Elaboração dos Mapas de Função de Corrente nas Camadas

A elaboração para o mapeamento de ψ_1 , ψ_2 e Ψ_{BC} segue, em linhas gerais, o procedimento descrito na Seção 4.4. A diferença se refere inicialmente ao estabelecimento da isóbata associada à quebra de plataforma que será usada para a aproximação da parede vertical.

O próximo passo é obter ψ_1 e calcular ψ_2 e Ψ_{BC} a partir da Equação 5.7 e da relação:

$$\Psi_{BC} = \sqrt{\frac{H_1}{H_2}} \psi_1. \quad (5.12)$$

A construção do campo de ψ_1 passa pelo mapeamento horizontal da função de corrente geostrófica entre superfície e 480 dbar num intervalo vertical de 10 dbar, obedecendo-se à aproximação da parede vertical. Como o modelo de duas camadas não permite variações de velocidade no interior de cada camada, isto é, não há cisalhamento vertical da velocidade horizontal, a função de corrente ψ_1 é calculada como a média dos campos de função de corrente entre a superfície e 480 dbar. Deve ser notado que ao se efetuar a média e considerar 480 m como interface, ψ_1 pode ser tomada como uma quantidade absoluta e não mais relativa ao NR.

Obtida Ψ_{BC} a partir de ψ_1 , a Equação 5.6 pode ser utilizada para construir o campo de Q_{BC} e realizar a análise de vorticidade.

5.2.4 Análise da Vorticidade Potencial

A análise de vorticidade potencial simplesmente consiste em investigar a relação entre os termos do membro direito da Equação 5.6. Afinal, é a comparação entre estes que permite classificar a onda baroclínica como curta, média ou longa [Cushman-Roisin,1994]. Mais especificamente, considerem-se escalas típicas de velocidade (U) e de comprimento (L), e por consequência, a escala de Ψ como LU . Assim,

$$\text{Vorticidade Relativa} \sim \frac{U}{L}, \text{ Vorticidade Estiramento} \sim \frac{LU}{R_{BC}^2}.$$

A razão entre os dois termos, portanto, independe do valor característico da velocidade ou da função de corrente e é dada por:

$$\frac{R_{BC}^2}{L^2}. \quad (5.13)$$

Note que se a onda for muito longa (ou seja L grande), a razão é pequena e a vorticidade relativa pode ser desprezada. O inverso é verdadeiro caso a onda for muito curta. Obviamente, o mesmo argumento vale para os gradientes destas duas componentes da vorticidade na direção normal ao escoamento principal [Silveira *et al.*, [2000b].

A importância da variação de vorticidade planetária, de magnitude βL , é avaliada da mesma forma através das razões. A razão entre o termo β e a vorticidade de estiramento é $\frac{\beta R_{BC}^2}{U}$. Esta razão independe do comprimento de onda, mas assume-o implicitamente visto que o numerador representa a velocidade de fase de ondas baroclínicas planetárias longas não-dispersivas. Portanto, se a corrente for muito intensa relativamente à velocidade de fase/grupo das ondas mantidas pelo gradiente de vorticidade planetária, o termo β pode ser desprezado.

Outra análise elucidativa é aquela envolvendo a superposição dos campos de vorticidade potencial e função corrente. Esta constitui-se em ferramenta para identificar estacionaridade e mesmo mecanismos de crescimento e propagação dos meandros [vide Silveira *et al.*, 2000b para detalhes]. Para o entendimento desta análise, considere a Equação 5.2 aplicada à camada 1, reescrevendo-a como:

$$\frac{\partial}{\partial t} q_1 + J(\psi_1, q_1) = 0. \quad (5.14)$$

Caso o movimento seja estacionário ($\frac{\partial}{\partial t} = 0$), a expressão se reduz ao termo Jacobiano. Este pode ser reescrito como:

$$\vec{k} \cdot (\nabla \psi_1 \times \nabla q_1) = 0, \quad (5.15)$$

ou seja, num escoamento com q invariante no tempo, linhas de corrente e isolinhas de q são paralelas e/ou coincidentes.

Portanto, a superposição dos campos revela as regiões onde a dinâmica quase-geostrófica é mais ativa e está associada a intersecções entre isolinhas de q e ψ . Como conservação de vorticidade potencial implica em linhas de q sendo linhas materiais, pode-se avaliar e projetar advecção, crescimento e emissão de vórtices.

5.3 Resultados

5.3.1 Parâmetros de Estrutura Vertical

Usando o preceito da quase-geostrofia requerer uma estratificação básica, calcula-se o perfil N^2 médio envolvendo os dados de T e S dos cruzeiros HM1 e HM2 simultaneamente. Em seguida, aplica-se uma janela móvel e faz-se um ajuste polinomial para permitir o cálculo numérico do Raio de Deformação Baroclínico. Os resultados são apresentados na Figura 5.1. O valor obtido para $R_{BC}|_{\text{real}}$ é de 33 km.

Os resultados dos demais parâmetros de estrutura vertical do modelo são apresentados na Tabela 5.1. A aplicação da calibração dinâmica proveu que a diferença de densidade entre as camadas é de $1,46 \text{ kg m}^{-3}$. Tal valor normalizado pela densidade média $\rho_0 = 1026,74 \text{ kg m}^{-3}$ conduz a $\varepsilon = 1,42 \times 10^{-3}$. Por imposição do esquema de calibração, o Raio de Deformação do modelo idealizado é o mesmo do Oceano Continuamente Estratificado exibido na Figura 5.1.

Já a Figura 5.2 exhibe a estrutura de massa discretizada do modelo e a estrutura vertical do modo baroclínico F_{BC} discretizado. Observe que para o modelo de duas camadas o perfil da frequência de estratificação passa ser descrito matematicamente por uma função delta com amplitude de εg . É também importante destacar que o modo discreto, apresentado no painel inferior da Figura 5.2, desempenhará dinamicamente o papel que a provável estrutura contínua, apresentada na Figura 5.1, desempenha no oceano real e continuamente estratificado.

Tabela 5.1: Parâmetros de estrutura vertical do modelo quase-geostrófico de duas camadas para o Sistema CB na região central do Embaiamento de São Paulo.

Quantidade	Símbolo	Valor
Profundidade total de repouso	H	1200 m
Profundidade de repouso da camada 1	H_1	480 m
Profundidade de repouso da camada 2	H_2	720 m
Densidade Média	ρ_0	1026,74 kg m ⁻³
Densidade da camada 1	ρ_1	1025,70 kg m ⁻³
Densidade da camada 2	ρ_2	1027,16 kg m ⁻³
Salto normalizado de densidade	ε	$1,42 \times 10^{-3}$
Amplitude do Modo BC na camada 1	F_{BC}^1	1,22
Amplitude do Modo BC na camada 2	F_{BC}^2	-0,82

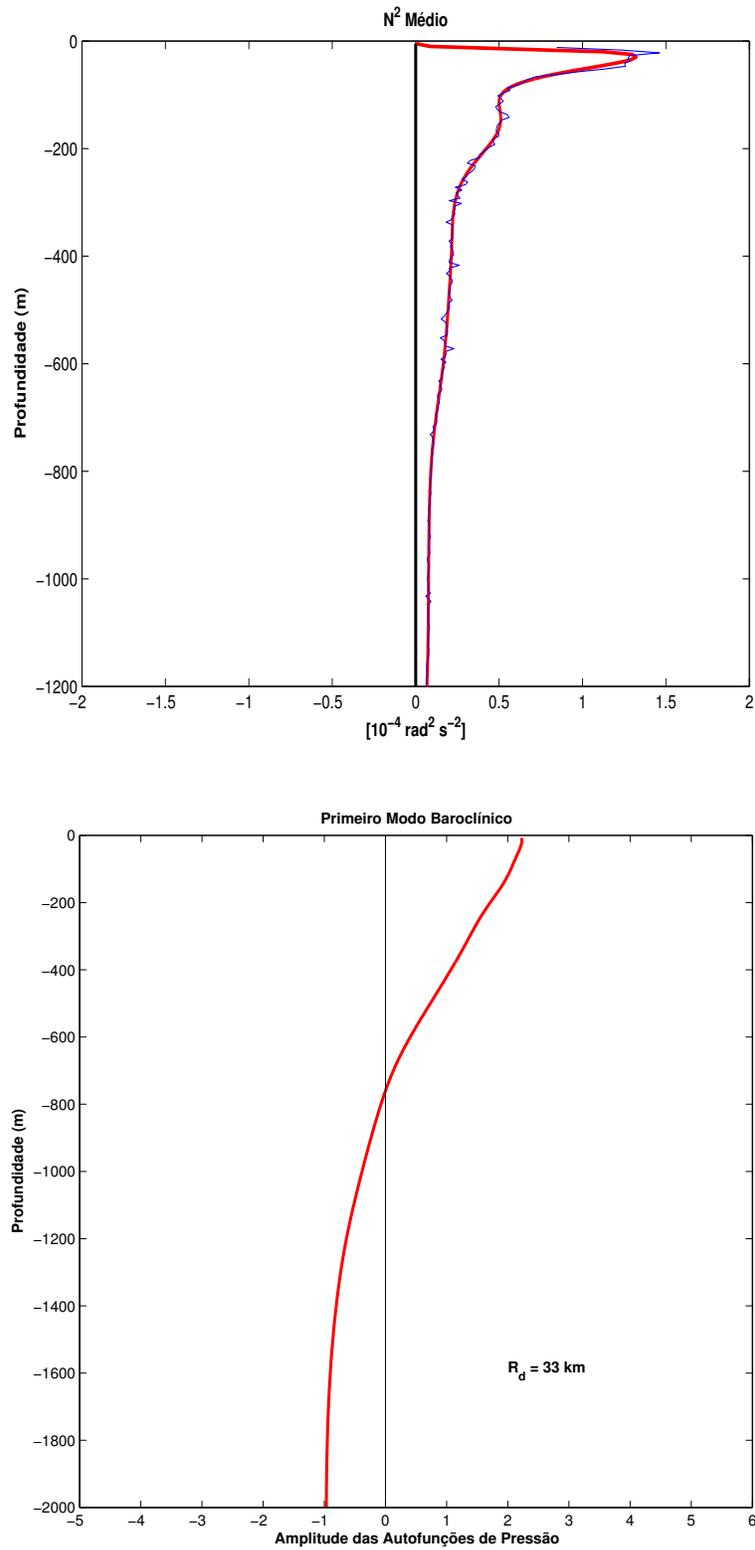


Figura 5.1: Cálculo do raio de deformação baroclínico do oceano continuamente estratificado: perfil de N^2 alisado (curva azul) e aproximado por série polinomial (curva vermelha) [painel superior]; estrutura vertical do primeiro modo baroclínico [painel inferior].

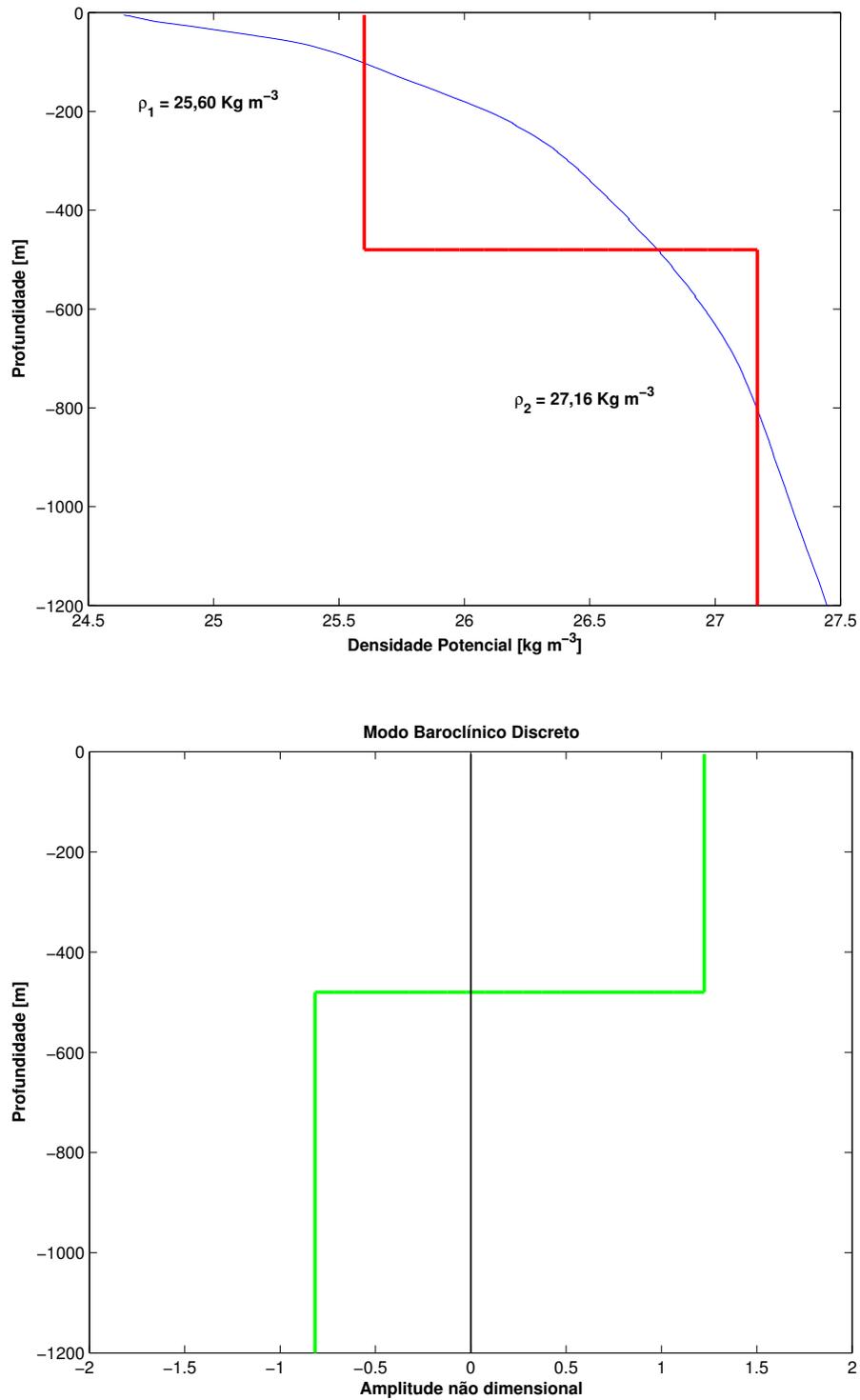


Figura 5.2: Perfil vertical médio de densidade potencial observada (curva azul) e estrutura vertical de densidade discretizada para o modelo quase-geostrófico de duas camadas (curva vermelha) [painel superior] - Estrutura vertical do modo baroclínico discreto correspondente [painel inferior].

5.3.2 Campos de Função de Corrente

Esta seção apresenta os mapas de ψ_1 , ψ_2 e Ψ_{BC} obtidos para os cruzeiros HM1 (Figura 5.3) e HM2 (Figura 5.4). A primeira constatação ante a inspeção das figuras é que a aproximação da parede vertical não alterou os padrões observados e descritos no Capítulo 4. Em outras palavras, o campo da camada 1 (no domínio da CB) preserva a estrutura diagnosticada como crista (anticiclone) e cavado (ciclone) de uma onda baroclínica em ambos os cruzeiros. A aproximação por camadas também preservou o maior vigor dos campos do HM2 (Figura 5.4) relativamente ao HM1 (Figura 5.3).

Em termos da estrutura da segunda camada, a condição de transporte baroclínico integrado nulo impôs a assinatura baroclínica dos vórtices (com sentidos opostos) no domínio da CCI. Esta corrente aparece fluindo para norte em configuração semelhante à da CB, mas com os lados oceânico e costeiro da corrente apresentando também sinais opostos.

O leitor, no entanto, se recorrer aos mapas apresentados nas Figuras 4.12, 4.13 e 4.14 irá observar que principalmente para o HM1 as estruturas de vórtices esvaecem com a profundidade e outras feições são observadas. A aproximação de camadas, portanto, atua como um filtro, ressaltando os fenômenos dominantes ocorrentes simultânea e acopladamente nas duas camadas. Estes fenômenos são justamente as ondas de vorticidade baroclínicas.

A estrutura de ψ_i em termos de camadas é muito semelhante aos resultados obtidos por *Silveira et al.* [2004] para o Vórtice de Cabo Frio, onde há intenso fluxo para o sul junto ao talude nas profundidades da CCI. Este fluxo estava associado ao anticiclone que se opõe ao ciclone em superfície: é um vórtice de primeiro modo.

A diagonalização dos mapas no espaço de camadas dá origem ao mapa modal, apresentado nos painéis inferiores das Figuras 5.3 e 5.4. O padrão da função de corrente baroclínica repete aquele da camada 1 em sentido de circulação. Aliás, de acordo com a Equação 5.5, basta que se multiplique a amplitude do modo baroclínico em cada camada (Figura 5.2) a este mapa para que se retorne aos mapas de ψ_1 e ψ_2 .

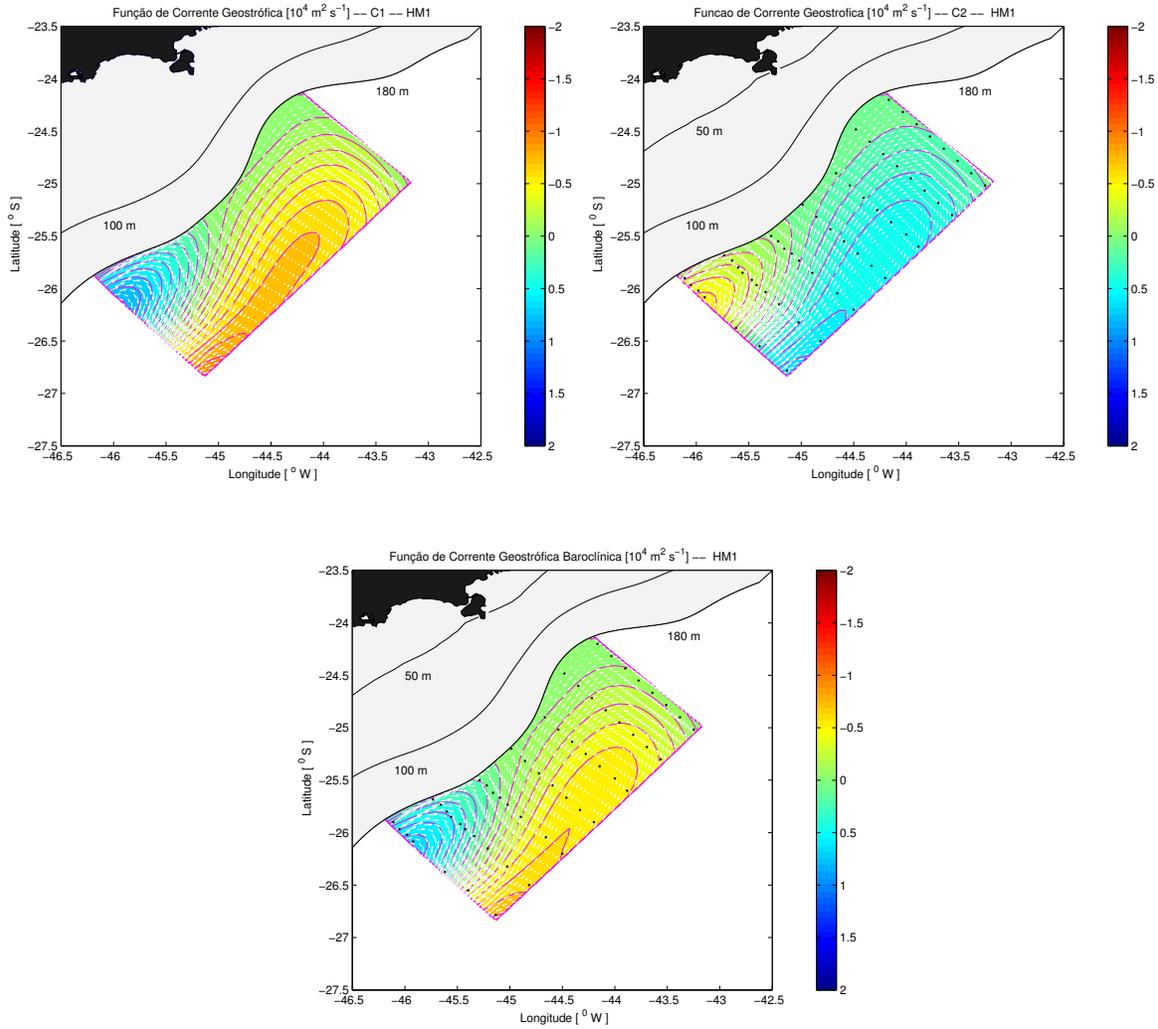


Figura 5.3: Distribuições horizontais de função de corrente da camada 1 [painel superior à esquerda], da camada 2 [painel superior à direita] e baroclínica [painel inferior] - cruzeiro HM1 - verão 1993.

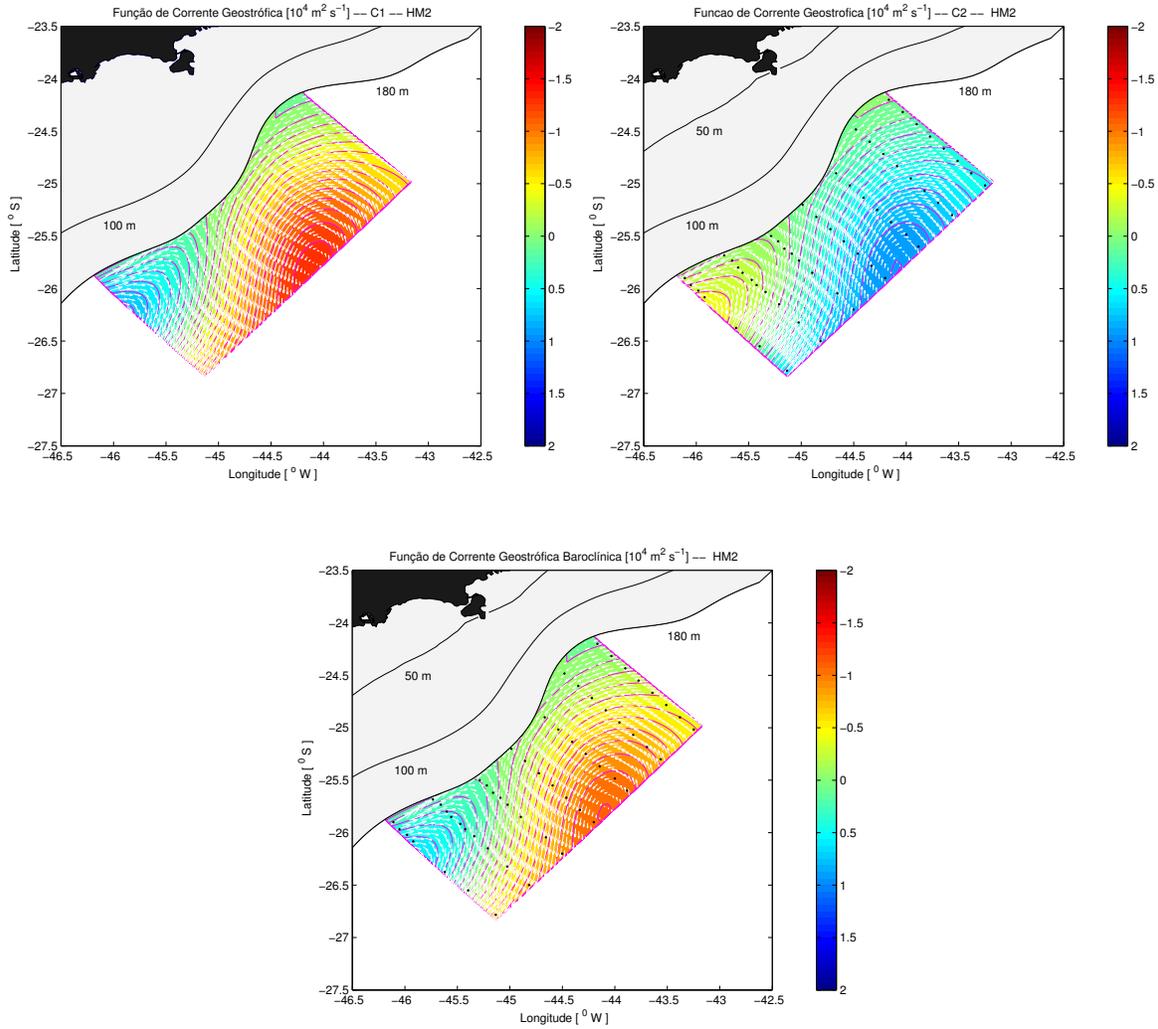


Figura 5.4: Distribuições horizontais de função de corrente da camada 1 [painel superior à esquerda], da camada 2 [painel superior à direita] e baroclínica [painel inferior] - cruzeiro HM2 - inverno 1993.

5.3.3 Análise de Vorticidade Potencial

A análise de vorticidade potencial, realizada no espaço modal, é iniciada com a inspeção dos mapas de vorticidade relativa, de variação de vorticidade planetária, vorticidade de estiramento e a soma destas três componentes: a vorticidade potencial baroclínica. Tais campos consistem na Figura 5.5 para o cruzeiro HM1 e Figura 5.6 para o cruzeiro HM2.

A primeira observação é que as quantidades tem ordem de magnitude tipicamente de 10^{-5} s^{-1} , com máximos absolutos de $1,6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Tais valores são cerca de 25% do parâmetro de Coriolis-vorticidade potencial básica da região ($f_0 = -6,3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$).

Outro ponto que merece destaque é que os valores associados ao termo βy são bastante baixos se comparados aos das vorticidades relativa e de estiramento. Também se torna evidente que as magnitudes das vorticidades relativa e de estiramento são comparáveis, mas revelam uma dominância da vorticidade de estiramento. Ou seja, as ondas baroclínicas são ondas de meso-escala mas estão mais próximas às ondas longas nesta classe de movimentos. Em outras palavras, isso corresponde que a razão entre vorticidade relativa e de estiramento não é um parâmetro pequeno mas também não é maior que a unidade. Uma figura de mérito estatístico que pode quantificar tal razão é simplesmente a diferença normalizada entre os valores médios absolutos dos dois campos. Por exemplo, esta razão é 0,76 para o cruzeiro HM1, enquanto a razão entre as médias absolutas do termo βy com a vorticidade de estiramento é 0,34. Para o HM2, os valores destas razões são 0,52 e 0,23, respectivamente.

Entretanto, pode-se avançar neste tipo de análise buscando avaliar a variação na direção normal à corrente. Isto é, se as ondas de vorticidade tem sua existência e dependência em gradientes de vorticidade, deve-se avaliar o quanto estas quantidades variam ao atravessar a CB. Para tanto, escolhe-se a Radial 5 dos dois cruzeiros por esta representar um cenário em que a CB está intensa e seu eixo relativamente normal à radial, de acordo com os mapas das Figuras 5.3 e 5.4. Plotam-se então as porções de vorticidades ao longo desta radial (Figura 5.7).

É notório o caráter frontal das quantidades vorticidade de estiramento, relativa e potencial. Os valores do salto de vorticidade entre os dois lados da corrente (em termos absolutos) estão apresentados na Tabela 5.2. Os resultados revelam, inicialmente, que a variação devido ao gradiente de vorticidade planetária na região é pelo menos uma ordem de grandeza infe-

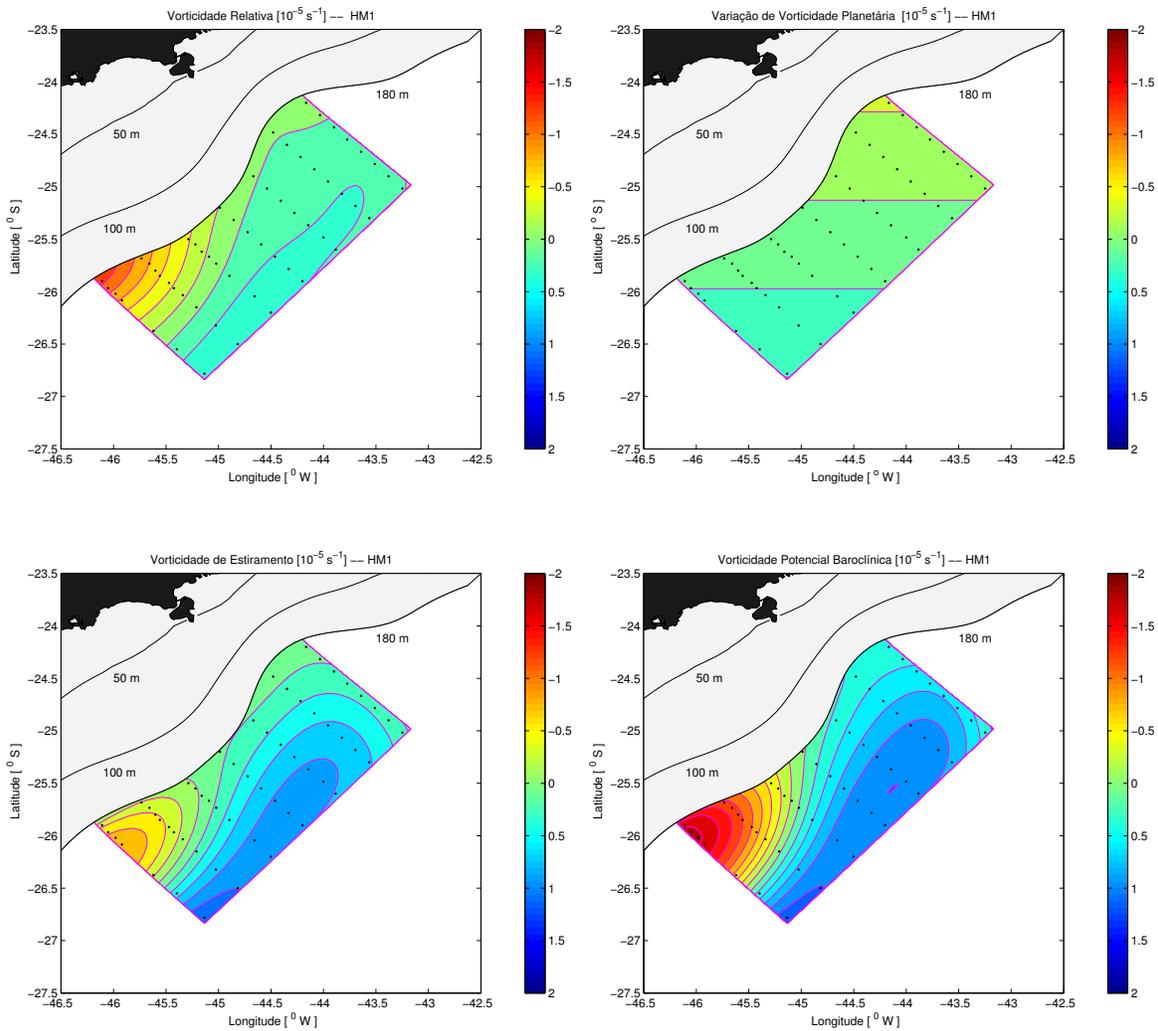


Figura 5.5: Distribuições horizontais de vorticidade relativa [painel superior à esquerda], variação de vorticidade planetária [painel superior à direita] vorticidade de estiramento [painel inferior à esquerda] e vorticidade potencial baroclínica [painel inferior à direita] - cruzeiro HM1 - verão 1993.

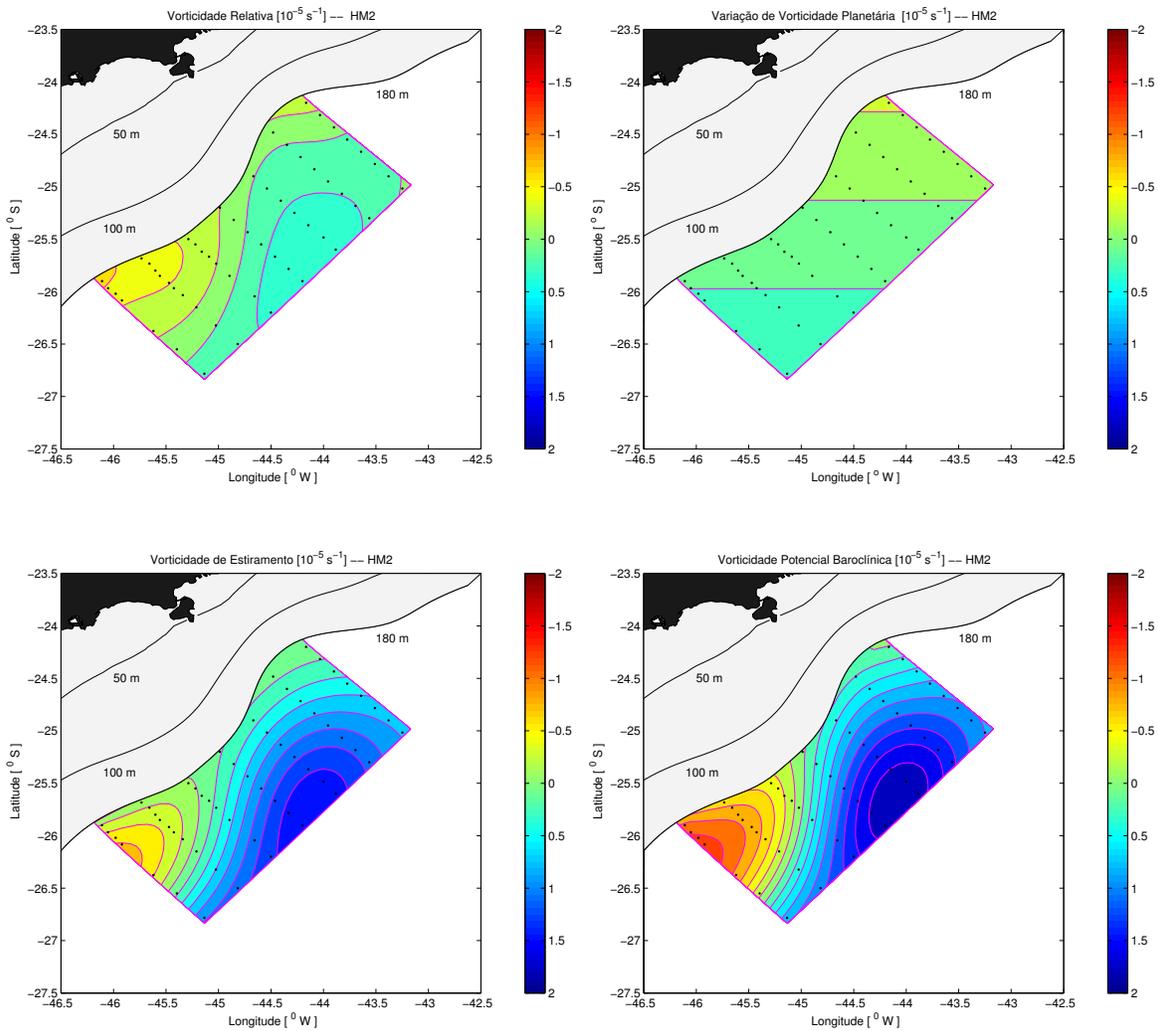


Figura 5.6: Distribuições horizontais de vorticidade relativa [painel superior à esquerda], variação de vorticidade planetária [painel superior à direita], vorticidade de estiramento [painel inferior à esquerda] e vorticidade potencial baroclínica [painel inferior à direita] - cruzeiro HM2 - inverno 1993.

rior àquele devido às vorticidade relativa e de estiramento. Isto confirma a análise anterior, indicando que localmente, o “background” de vorticidade devido à CB suplanta o planetário e que estas ondas baroclínicas são ondas que devem sua existência ao cisalhamento vertical (via vorticidade de estiramento) e horizontal da corrente (via vorticidade relativa). Os números também corroboram que as ondas baroclínicas capturadas, na área investigada pelos cruzeiros HM1 e HM2, são ondas baroclínicas de meso-escala longas. Os resultados

Tabela 5.2: Valor absoluto dos saltos de vorticidade baroclínica ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) entre os extremos da Radial 5 - cruzeiros HM1 e HM2

Quantidade	HM1	HM2
Vorticidade Potencial	1,48	1,88
Vorticidade Relativa	0,70	0,63
Varição de Vorticidade Planetária	0,04	0,04
Vorticidade de Estiramento	0,77	1,29

precedentes confirmam muitas das especulações feitas na literatura a cerca destas ondas. No entanto, inexistem informações quantitativas sobre a estrutura dinâmica destas feições na literatura. Ausência esta que ocorre tanto em estudos numéricos quanto observacionais. Assim, os resultados do modelo aqui apresentados parecem ser os primeiros a descrever a estrutura de vorticidade potencial do Sistema CB.

Cabem então somente comparações com outros sistemas de corrente de contorno. Destes, citam-se a Corrente do Golfo (CG) e a Corrente Norte do Brasil (CNB). No primeiro caso, as informações são da CG após a separação da costa em cerca de 40°N . *Hall* [1985] mostra uma variação de $1,6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ através da corrente, e portanto, uma ordem de grandeza maior que a estimada para a CB. A autora também mostra que é a vorticidade de estiramento o mecanismo amplamente dominante, com variação de $1,2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$.

Silveira et al. [2000b] avaliou a frente de vorticidade potencial da CNB na latitude de sua separação da costa em torno de 6°N . Estes autores mostram que através da corrente a variação é cerca de $2,80 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Apesar da intensidade da frente ser comparável à encontrada neste trabalho, a proporção entre as três porções é bastante distinta. Para a CNB, vorticidade

de estiramento, vorticidade relativa e variação de vorticidade planetária contribuem equitativamente para a composição da frente. A participação de βy é relevante por ser a CNB uma corrente de contorno de baixas latitudes.

Vale ainda ressaltar que os dois casos citados acima dizem respeito a correntes que já deixaram a costa e assumem a direção predominantemente zonal. Para estas, o gradiente de vorticidade planetária tem o mesmo sinal dos gradientes de vorticidades relativa e de estiramento. No caso da CG, sua participação é irrelevante. Já a CB no Embaio de São Paulo, ainda, está fluindo ao largo da margem continental e o gradiente de vorticidade planetária é sentido parcialmente (uma vez que a quebra de plataforma está orientada cerca de 45° relativamente ao Norte) e tem sinal oposto ao dos gradientes das outras porções de vorticidade (vide Figura 5.7).

Discutida a estrutura dinâmica da CB, deve-se buscar responder à pergunta levantada pela semelhança entre os cenários exibidos pelos mapas de ψ dos cruzeiros HM1 e HM2: seriam as ondas baroclínicas recorrentes ou estacionárias?

A teoria quase-geostrófica estabelece, para o presente estudo, que quanto mais longa é a onda baroclínica, mais lentamente irá se propagar. Isto pode ser levantado reexaminando a Equação 5.14. Se a vorticidade de estiramento for amplamente dominante, que é o caso de uma onda muito longa e sem influência do efeito β , pode-se escrever:

$$q_1 \approx \frac{f_0^2}{\varepsilon g H_1} (\psi_2 - \psi_1). \quad (5.16)$$

Assim, o termo jacobiano da Equação 5.14 iria envolver apenas quantidade de ψ_i , e é claro que este seria nulo, conduzindo à situação de estacionaridade e isolinhas de q_i e ψ_i automaticamente coincidentes.

A análise anterior revela que as ondas baroclínicas em questão são relativamente longas, mas que a vorticidade relativa precisa ser levada em consideração. Ou seja, como já foi dito, tratam-se de ondas de meso-escala longas. Isto é confirmado na Figura 5.8. Existem várias regiões no domínio do modelo onde há robusta intersecção entre linhas de corrente e isolinhas de q_1 . O sentido das setas editadas mostra que, como linhas materiais, há advecção do campo de vorticidade acirrando ou modificando o padrão de onda e induzindo propagação da estruturas. Em outras palavras, as ondas baroclínicas são propagantes. Aliás, mais que isso, o cenário para o cruzeiro HM2 sugere uma possível intensificação do ciclone e aumento

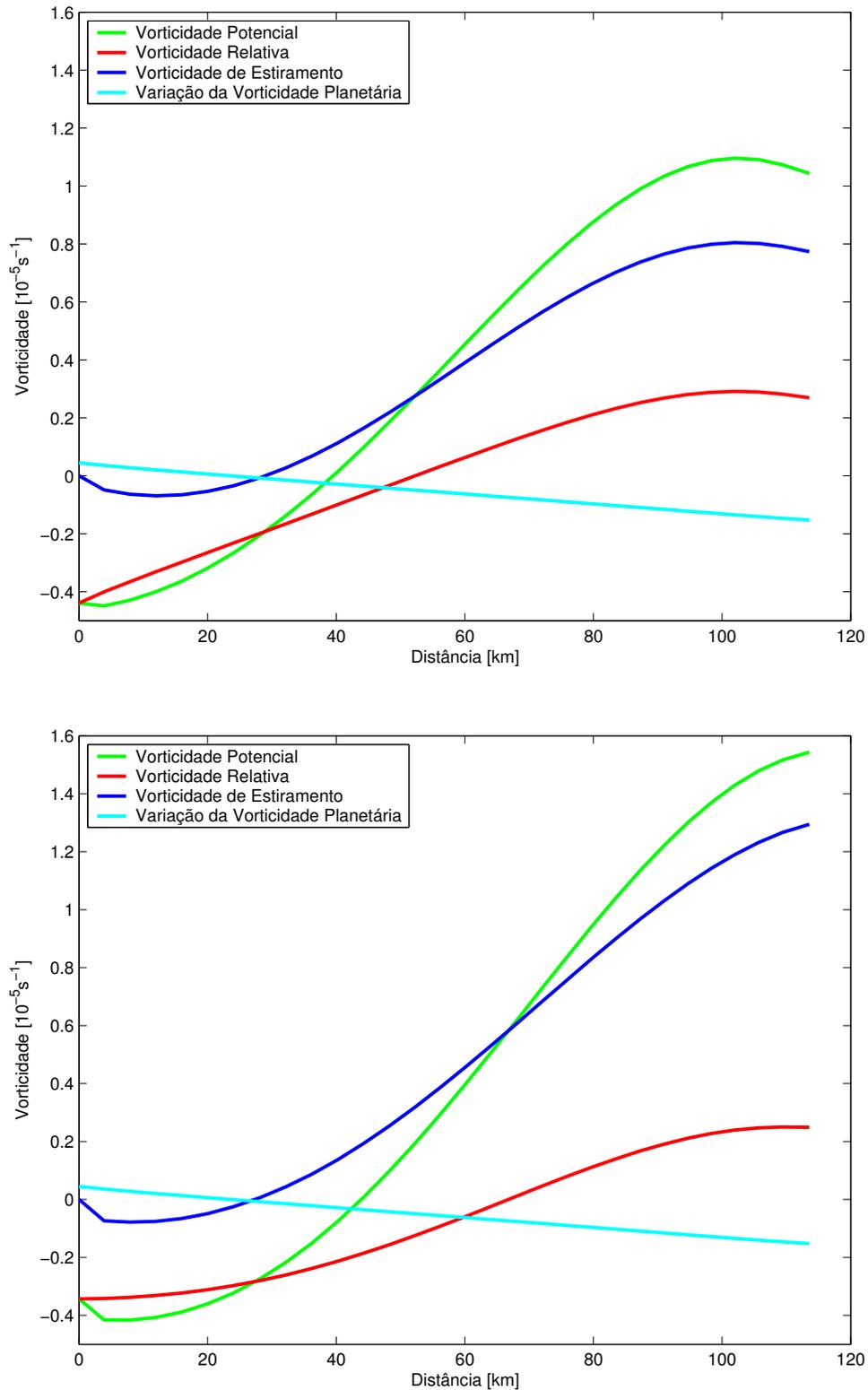


Figura 5.7: Perfis de vorticidade normais à Corrente do Brasil ao longo da Radial 5 - cruzeiro HM1 [painel superior] e cruzeiro HM2 [painel inferior].

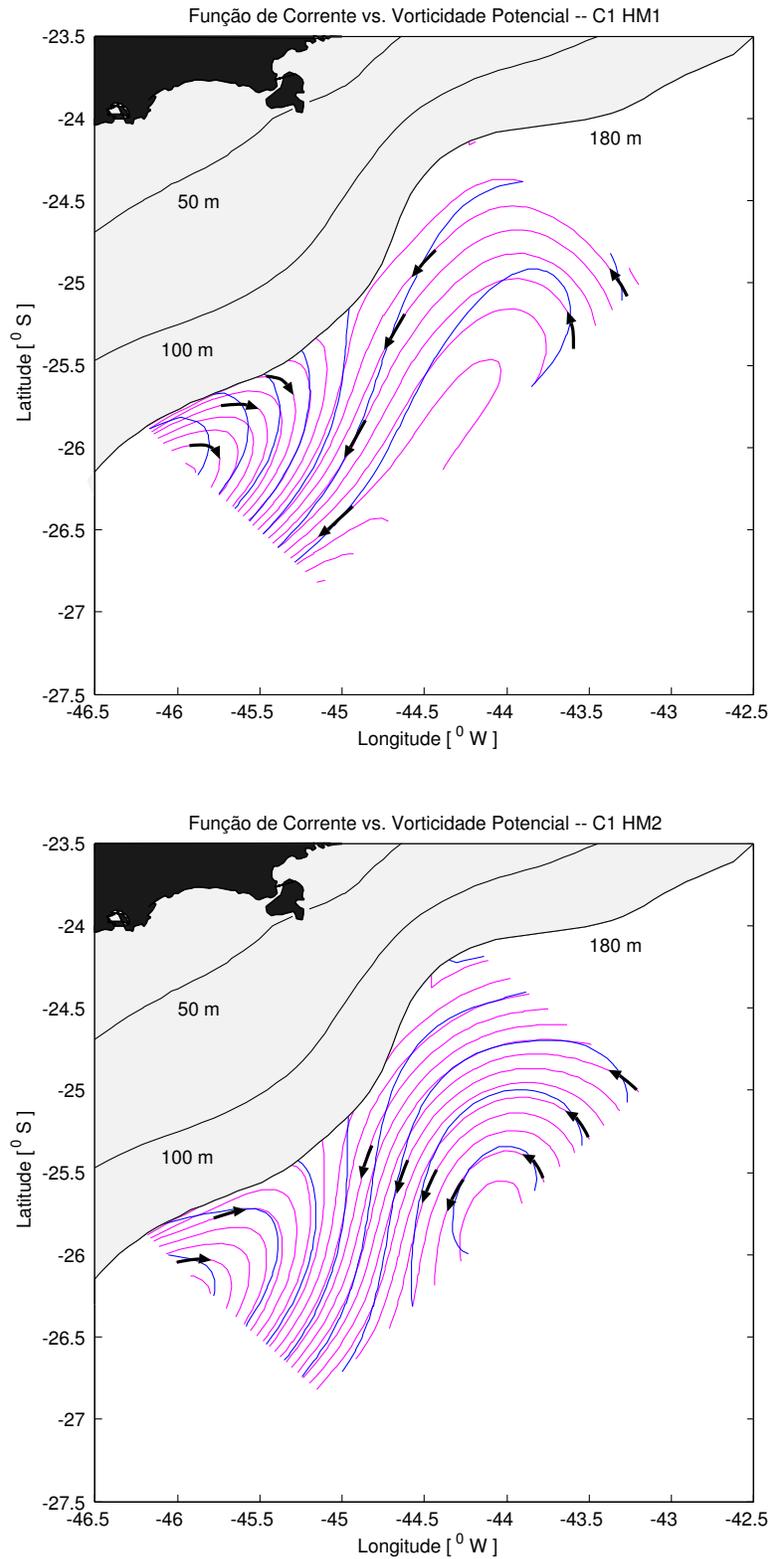


Figura 5.8: Superposição dos campos de vorticidade potencial (curvas azuis) e de função de corrente da camada 1 (curvas vermelhas) - cruzeiro HM1 [painel superior] e cruzeiro HM2 [painel inferior]. As setas indicam tendências de advecção das isolinhas de vorticidade pelo campo de correntes na primeira camada.

de seu diâmetro. Tal possibilidade decorre da advecção das isolinhas de q_1 em direção à frente da CB que acarretará aumento da amplitude para “offshore”. Ou seja, há indícios que esta onda baroclínica seja instável.

5.4 Síntese dos Resultados: Relação de Dispersão

Os principais resultados da seção anterior incluem: (i) as ondas são de meso-escala longas, (ii) as ondas devem sua existência ao gradiente de vorticidade potencial do sistema CB, e (iii) as ondas são propagantes. Tais resultados podem ser sintetizados através da obtenção de uma relação de dispersão para este tipo de movimento.

Os resultados da seção anterior permite que o termo βy seja desconsiderado. Adicionalmente, adota-se um sistema de coordenadas nas direções normal (x) e paralela (y) à isóbata de 180 m.

A fim de tornar possível o cálculo proposto, a CB é considerada como um escoamento confinado dentro de um canal de largura $2L$, que passa a ser a amplitude máxima que o meandramento associado às ondas pode realizar. A razão de tal imposição é obter condições de contorno laterais para fechar o problema: não há escoamento normal aos limites laterais do canal imaginário.

Partindo-se da equação de conservação de vorticidade baroclínica,

$$\frac{d}{dt}Q_{BC} = \frac{\partial}{\partial t}Q_{BC} + u\frac{\partial}{\partial x}Q_{BC} + v\frac{\partial}{\partial y}Q_{BC} = 0, \quad (5.17)$$

utiliza-se o método das perturbações onde são definidas quantidades médias e perturbadas para as variáveis:

$$Q_{BC} = \bar{Q}_{BC}(x) + Q'_{BC}(x, y, t), \quad (5.18)$$

$$\Psi_{BC} = \bar{\Psi}_{BC}(x) + \Psi'_{BC}(x, y, t). \quad (5.19)$$

As velocidades baroclínicas, por consequência, são dadas por:

$$u = u'(x, y, t), \quad (5.20)$$

$$v = \bar{v} + v'(x, y, t). \quad (5.21)$$

Os campos médios são calculados como médias das quantidades desejadas, no eixo do escoamento, o que implica em considerar os campos básicos como invariantes por translação meridional.

Substituindo-se as igualdades acima em 5.17, chega-se a:

$$\frac{d}{dt}Q_{BC} = \frac{\partial}{\partial t}Q'_{BC} + u' \frac{\partial}{\partial x} (\bar{Q}_{BC} + Q'_{BC}) + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} (\bar{Q}_{BC} + Q'_{BC}) + v' \frac{\partial}{\partial y} (\bar{Q}_{BC} + Q'_{BC}) = 0. \quad (5.22)$$

A linearização fornece:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} \right) Q'_{BC} + u' \frac{\partial \bar{Q}_{BC}}{\partial x} = 0. \quad (5.23)$$

Substituindo-se Q'_{BC} de acordo com a Equação 5.6, chega-se a:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} \right) \left(\nabla^2 \Psi'_{BC} - \frac{f_0^2 (H_1 + H_2)}{\varepsilon g H_1 H_2} \Psi'_{BC} \right) + u' \frac{\partial \bar{Q}_{BC}}{\partial x} = 0. \quad (5.24)$$

As soluções para 5.24 são ondulatórias, periódicas em y e confinadas na região $x = \pm L$ na forma de:

$$\Psi'_{BC}(x, y, t) = A \cos\left(\frac{\pi x}{2L}\right) e^{i(ky - \omega t)}. \quad (5.25)$$

onde k é o número de onda e ω , a frequência angular da onda. A é a amplitude livre da onda.

Substituindo-se 5.25 em 5.24, lembrando que $\frac{f_0^2 (H_1 + H_2)}{\varepsilon g H_1 H_2} = R_{BC}^{-2}$, obtém-se a seguinte equação algébrica:

$$\left[\omega \left(\frac{\pi}{2L} \right)^2 + k^2 \omega + R_{BC}^{-2} \omega - \bar{v} k \left(\frac{\pi}{2L} \right)^2 - \bar{v} k^3 - \bar{v} R_{BC}^{-2} k - k \frac{\partial \bar{Q}_{BC}}{\partial x} \right] A = 0. \quad (5.26)$$

Para que haja soluções não triviais, os coeficientes não devem se anular. Como consequência,

$$\omega \left(\frac{\pi}{2L} \right)^2 + k^2 \omega + R_{BC}^{-2} \omega - \bar{v} k \left(\frac{\pi}{2L} \right)^2 - \bar{v} k^3 - \bar{v} R_{BC}^{-2} k - k \frac{\partial \bar{Q}_{BC}}{\partial x} = 0. \quad (5.27)$$

Denominando $K^2 = \left(\frac{\pi}{2L} \right)^2 + k^2$, finalmente chega-se à relação de dispersão para as ondas baroclínicas para o Sistema CB dada por

$$\omega = \frac{\bar{v} k [K^2 + R_{BC}^{-2}] + k \frac{\partial \bar{Q}_{BC}}{\partial x}}{K^2 + R_{BC}^{-2}}. \quad (5.28)$$

Observa-se que na Equação 5.28, as ondas baroclínicas devem sua existência à velocidade baroclínica da CB e do gradiente de vorticidade potencial $\frac{\partial \bar{Q}_{BC}}{\partial x}$. Verifica-se também que, como comentado na seção anterior, se $k \rightarrow 0$ (limite das ondas longas), $\omega \rightarrow 0$ e as ondas são estacionárias.

Capítulo 6

Considerações Finais

6.1 Sumário e Conclusões

O Sistema Corrente do Brasil ao largo do Sudeste Brasileiro é formado pela Corrente do Brasil (CB), que transporta Água Tropical (AT) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS) em direção ao polo, pela Corrente de Contorno Intermediária (CCI), que transporta Água Intermediária Antártica (AIA) em direção ao Equador e os meandros e vórtices isolados baroclínicos que se formam entre 20°-28°S.

Esta atividade de meso-escala do Sistema Corrente do Brasil no Embaiamento de São Paulo tem sido descrita na literatura por mais de 30 anos. Entretanto, as poucas informações a cerca da natureza dinâmica deste sistema estão, na quase totalidade dos casos, associadas a simulações numéricas.

Certamente, a razão principal para tal escassez de informações é a ausência de observações de velocidade, tanto em forma de perfilagens superfície-fundo como séries temporais. São principalmente dados hidrográficos aqueles disponíveis para análises envolvendo toda a coluna de água.

Este trabalho tem, então, por principal objetivo propor uma nova abordagem de manipulação de perfis quase-sinóticos de temperatura, salinidade e pressão para extrair informações a cerca das ondas baroclínicas tão comumente observadas na porção central do Embaiamento de São Paulo (23,5°- 27°S) por imagens AVHRR.

Para tanto, escolheu-se o conjunto de dados referentes ao projeto “Circulação Oceânica

da Região Oeste do Atlântico Sul” - COROAS, sub-projeto Hidrografia de Meso-escala (HM). Deste, selecionaram-se as perfilagens por CTD de dois cruzeiros: HM1, realizado no verão de 1993 e HM2, realizado no inverno de 1993. A escolha deste conjunto foi motivada pela qualidade das observações e à densidade da malha amostral (com adensamento de estações sobre o talude continental). O fato deste conjunto já ter sido utilizado por outros pesquisadores [Campos, 1995; Cirano, 1995, Silva, 1995; Gonçalves, 1995 e 2000], permite o aprimoramento das informações a serem aqui levantadas.

Se o interesse principal desta pesquisa é o estudo do meandramento do Sistema CB e avaliação da interação dinâmica CB-CCI, certamente a aplicação do Método Dinâmico Clássico, sob a aproximação (quase)-geostrófica, fez-se necessária. Seria através dela que buscar-se-ia avançar no conhecimento da estrutura dinâmica das ondas.

Como é de conhecimento comum, o Método Dinâmico requer o estabelecimento de Nível de Referência (NR), seja este em coordenadas cartesianas, isobáricas ou isopicnais. Optando pela adoção de uma superfície de pressão, esta deve, em termos médios, representar a Interface entre CB-CCI. No entanto, o que se obtém da literatura é uma ampla variação para região que varia de 300 dbar a mais de 1000 dbar.

A primeira parte desta pesquisa consistiu, então, em buscar uma forma quantitativa de escolha deste NR. Dois métodos são utilizados para realizar tal avaliação. O primeiro, denominado neste trabalho de *Critério Termodinâmico* aplica teoria clássica analítica das curvas T-S para quantitativamente inferir uma superfície isobárica média de separação entre ACAS e AIA. Os *Teoremas de Shtokman* são aplicados às curvas T-S médias dos cruzeiros HM1 e HM2. O resultado é uma interface em 478 dbar.

O segundo método utilizado para a avaliação foi a utilização da versão seccional do Modelo Oceânico da Universidade de Princeton - o POM _{σ} . Por ser um modelo de equações primitivas, campos de velocidade absoluta são obtidos. A única “forçante” do modelo é a introdução dos campos termohalinos, derivados dos dados de CTD e interpolados por mapeamento objetivo anisotrópico. O resultado são seções de velocidade baroclínicas ajustadas à topografia de fundo e que denotaram em oceano aberto uma única inversão na vertical entre a superfície e 1200 dbar. Obviamente, essa isotaca de velocidade nula que separava a CB da CCI modelada apresenta variações. Para representar a posição média desta isotaca, sem incluir incursões desta associadas à interação da CB com a plataforma, adotou-se o nível

isobárico médio da isotaca de zero entre as posições dos núcleos de velocidade/máximos da CB e da CCI. O resultado médio foi 485 dbar. A composição entre os métodos que relacionam a interface de 50% de mistura entre ACAS e AIA e a determinação numérica da profundidade de inversão do gradiente baroclínico de pressão conduziu a adoção de um NR de 480 dbar nos cálculos geostróficos.

A segunda parte desta pesquisa consistiu em obter distribuições horizontais de função de corrente geostrófica $\psi(x, y, z)$, relativamente aos 480 dbar, com o objetivo de descrever a variação vertical das ondas baroclínicas do Sistema CB. Antes do mapeamento de $\psi(x, y, z)$, seções de velocidade geostrófica para as quatorze radiais foram elaboradas e seus transportes de volume comparados com os resultados obtidos pelo modelo numérico POM _{$x\sigma$} . Os padrões geostróficos e modelados foram semelhantes em termos de estrutura vertical, localização de máximos e extensão lateral das correntes. A diferença entre transporte da CB modelada e geostrófica ficou em apenas 5%, já para a CCI foi cerca de 35%. O maior valor obtido é creditado às limitações do Método Dinâmico lidar com o ajuste à topografia, no caso, o talude. Os valores de transporte também se compararam favoravelmente com as poucas estimativas na literatura envolvendo observações de velocidades [Böebel et al., 1999; Silveira et al., 2004]. Conclui-se assim que os resultados parecem apenas refletir o acerto na escolha do NR de 480 dbar.

Na construção dos mapas de função de corrente geostrófica em várias profundidades, utilizou-se mapeamento objetivo isotrópico e buscou-se respeitar as condições de contorno de *Dirichlet* para não permitir fluxo normal a contornos sólidos. Tais mapas de ψ apresentaram evidências inequívocas de que os ciclones e anticiclones, observados nos experimentos de verão e inverno de 1993, são estruturas de vórtices associadas aos meandros do Sistema CB. Estes aparecem como estruturas de vórtices postadas em lados diametralmente opostos ao eixo da CB: ciclones no lado costeiro, e anticiclones no lado oceânico. A aplicação do filtro espacial via mapeamento objetivo, a otimização na escolha do NR e o tratamento com as condições de contorno permitiram descrever detalhes não observados por Gonçalves [2000], principalmente para o cruzeiro HM1, mas cujas estruturas de velocidades são semelhantes às obtidas por Cirano [1995] usando modelagem numérica tridimensional.

A variação vertical das estruturas dos meandros e a existência de uma única inversão de sentido permite comprovar e concluir que são ondas baroclínicas de primeiro modo, corrob-

orando *Silveira et al.* [2004].

A análise dos campos de ψ para o HM1 e HM2 revelou notável semelhança em termos da localização dos ciclones e anticiclones e levantaram a questão se estas estruturas seriam estacionárias ou recorrentes. Esta pergunta, seguidas de outras a cerca da natureza dinâmica destas feições levaram à realização da terceira e última parte desta pesquisa. Esta consistiu na construção de um modelo original, calcado nas idéias de *Silveira et al.* [2000b] para análise dinâmica deste tipo de ondas. Tal modelo consistiu em transformar, de forma fisicamente consistente, as observações num oceano quase-geostrófico de duas camadas sob a aproximação do plano β e do fundo plano. Os resultados obtidos anteriormente por *Fernandes* [2001] e *Calado* [2001], através de simulações numéricas, validam a aproximação do fundo plano e quebra de plataforma-talude continental aproximados por uma parede vertical. A isóbata de 180 m foi escolhida para representar este limite entre regiões oceânica e continental.

A aproximação para duas camadas foi conduzida seguindo o esquema de *Calibração Dinâmica* de *Flierl* [1978], de tal forma que a estrutura de massa idealizada reproduzisse os respectivos Raios de Deformação interno do oceano real e continuamente estratificado. O modelo tem estrutura unimodal, ou seja, apenas com componente associada ao modo baroclínico dada a impossibilidade de resolver o modo barotrópico.

A estrutura das funções de corrente das camadas é muito semelhante aos resultados obtidos por *Silveira et al.* [2004] para o Vórtice de Cabo Frio onde há intenso fluxo para o sul, junto ao talude nas profundidades da CCI. Este fluxo estava associado ao anticiclone que se opõe ao ciclone em superfície: tratava-se de um vórtice de primeiro modo.

A formulação analítica do modelo de duas camadas permitiu a análise de vorticidade potencial a partir da construção dos mapas de vorticidade relativa, vorticidade de estiramento e variação de vorticidade planetária. Apesar do grau de idealização dos presentes cálculos, necessários aqui devido à exclusiva manipulação de dados hidrográficos, acredita-se que os resultados a serem descritos abaixo sejam os primeiros obtidos a cerca da estrutura dinâmica tridimensional do Sistema CB.

Uma constatação advinda meramente da inspeção dos mapas de vorticidade é que todos têm ordem de magnitude tipicamente de 10^{-5} s^{-1} , como máximos absolutos próximos de $1,6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Tais valores são cerca de 25% do parâmetro de Coriolis-vorticidade potencial

básica da região ($f_0 = -6,3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$).

Os valores associados ao termo de variação de vorticidade planetária βy são bastante baixos se comparados aos da vorticidade relativa e de estiramento. Também se torna evidente que as magnitudes das vorticidade relativa e estiramento são comparáveis, mas revelam uma dominância da vorticidade de estiramento. Ou seja, as ondas baroclínicas são ondas de meso-escala mas estão mais próximas às ondas longas dentro desta classe de movimentos.

Entretanto, a análise de vorticidade potencial deve incluir avaliação não somente dos valores entre as porções que a compõem, mas também avaliação dos gradientes. Afinal, uma onda de *Rossby* tem como força restauradora quantidade proporcional ao gradiente de vorticidade potencial. Os resultados da análise de gradiente revelaram que a variação devido ao gradiente de vorticidade planetária na região é pelo menos uma ordem de grandeza inferior que aquelas devido às vorticidades relativa e de estiramento. Tal avaliação permitiu concluir que o campo de vorticidade básico devido à CB suplanta o planetário e que estas ondas baroclínicas são ondas que devem sua existência ao cisalhamento vertical e horizontal da corrente. Para detalhar a última afirmação, deve ser lembrado que é o cisalhamento vertical das correntes geostróficas que se relaciona à vorticidade de estiramento, bem como é o cisalhamento horizontal que se relaciona à vorticidade relativa. A dominância do termo de estiramento só enfatiza a natureza baroclínica dos movimentos em investigação.

A ausência de informações na literatura a cerca da estrutura dinâmica da CB permitiu apenas a comparação com outros sistemas de correntes e não com dados da CB em outras localidades. Ainda assim, não foram encontrados informações a cerca da estrutura de vorticidade das correntes de contorno enquanto ainda fluem ao largo das margens continentais, como por exemplo, a Corrente da Flórida, a Corrente das Agulhas e mesmo de Kuroshio. Encontra-se apenas relatos das Extensões das Corrente do Golfo (CG) (após deixar o Cabo Hatteras em 40°N) e Corrente Norte do Brasil (CNB) (após deixar a costa norte brasileira em 6°N). O salto médio de vorticidade potencial encontrado para os dois lados da frente da CB foi ao redor de $1,7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Tal valor é uma ordem de grandeza menor que o encontrado por *Hall* [1985] para a Corrente do Golfo e da mesma ordem que para a CNB. Em termos da composição deste salto, para o presente trabalho é a vorticidade de estiramento a responsável por cerca de mais de 60% da variação de vorticidade. Na CG, a variação de vorticidade de estiramento responde por 75% do gradiente, enquanto para a CNB apenas

35%. Conclui-se então que a natureza da repartição das porções do gradiente de vorticidade potencial aproxima a CB mais da CG que da CNB de baixas latitudes. Conclui-se também que levados em consideração o transporte de volume e baroclinicidade destas três correntes de contorno oeste, o gradiente de vorticidade potencial da CB é bastante robusto e justifica a alta atividade de vórtices observada neste e em outros trabalhos da região. Lembre-se que nas latitudes supra-citadas, a CG transporta cerca de 60-70 Sv e a CNB, próximo de 30-35 Sv contra os 5-8 Sv característicos da CB no Embaiamento de São de Paulo.

A última etapa da análise de vorticidade potencial foi a de superposição de mapas de função de corrente e vorticidade para verificação de regiões de intersecções das isolinhas de dois campos que pudessem permitir a inferência de movimentos ou identificar as ondas baroclínicas do Sistema CB como estacionárias. Esta análise, segundo *Silveira et al.* [2000b] consiste na aplicação do princípio de conservação de vorticidade potencial no oceano. A análise permitiu não só a determinar que as ondas de vorticidade são propagantes como sugere que o cenário apresentado pelo Cruzeiro HM2 possa representar aquele de uma onda geofisicamente instável. A determinação do tipo de instabilidade é possível mas está fora do escopo deste trabalho.

Por fim, este trabalho é concluído com a derivação de uma relação de dispersão para as ondas baroclínicas do Sistema CB. Tal derivação teórica, baseada em teoria linear e aplicação do método das perturbações, representa a síntese de todos os resultados aqui obtidos:

$$\omega = \frac{\bar{v}k [K^2 + R_{BC}^{-2}] + k \frac{\partial}{\partial x} \bar{Q}_{BC}}{K^2 + R_{BC}^{-2}}.$$

6.2 Sugestões para Futuros Trabalhos

As análises conduzidas nesta tese e os resultados delas decorrentes levam à sugestão para execução de três abordagens distintas:

- (i) Análise de instabilidade;
- (ii) Modelagem numérica com incorporação de informações derivadas de observações; e
- (iii) Esforços observacionais que envolvam medições de perfis de velocidade.

Detalhando o primeiro item acima, a sugestão é de que se avance no estudo dos fenômenos de instabilidade associados às ondas baroclínicas. Sabe-se que ocorre formação tanto de vórtices isolados, observados principalmente ao largo do Cabo de São Tomé (22°S) e em Cabo Frio (23°S) [Silveira *et al.*, 2000a] e de dipolos semelhantes às ruas de vórtices. É bastante possível que estes dois tipos de estruturas tenham gêneses distintas quanto aos mecanismos de crescimento. A utilização de modelos, como o apresentado no Capítulo 5 desta tese, associados às idéias de inversão individual de “pools” de vorticidade, por métodos teóricos, podem acrescentar informações valiosas a cerca da importância e proporcionalidade entre os crescimentos ditos de cisalhamento horizontal e vertical. Este foi o bem sucedido caminho apresentado por Silveira *et al.* [2000b] para a CNB e que pode ser aplicado ao Sistema CB. É intenção da autora do presente trabalho prosseguir com esta linha de pesquisa e avançar no estudo de interações entre anomalias de vorticidade.

Sugere-se também extensão e construção de modelos como o aqui apresentado para outras regiões do Sistema CB, principalmente ao norte da Bacia de Campos. Ao norte de 20°S, não há o Platô de São Paulo, o talude é mais inclinado e é possível que haja o acoplamento entre CB, CCI e a CCP. Duas inversões de sentido de correntes são observadas e um modelo de três camadas provavelmente precisa ser considerado. A análise de inversão de vorticidade pode-se constituir em importante ferramenta para explicar a origem do fenômeno do meandramento do Sistema CB (vide Figura 1.4).

Em termos do item (ii), o conhecimento das estruturas oriundas de análise de observações e a interpretação de fenômenos e processos tecidas a luz deste devem se constituir em ponto de partida para a avançar na exploração destes e almejar sua previsão via modelagem numérica. Mais precisamente, seria ideal ter a possibilidade de incluir as feições observadas em experimentos numéricos e vê-las evoluir espaço-temporalmente ajustadas ao sistema de equações hidrodinâmicas. Este é exatamente o tema de investigação do recém iniciado Projeto Desenvolvimento de “Protótipo de Sistema de Previsão Oceânica e Costeira para o Leste Brasileiro “ - SPOC, financiado pelo CNPq, apoiado pela Marinha do Brasil, e executado pelos Laboratórios de Dinâmica Oceânica (LaDO) e Hidrodinâmica Costeira (LHICO) do IOUSP. A autora desta tese atuaria como pesquisadora e colaboradora deste esforço de pesquisa.

O item (iii) é uma necessidade veemente visto que a componente barotrópica da Corrente do Brasil só pode ser conhecida se perfilagens superfície-fundo de velocidade forem realizadas. Isto é possível através de utilização de instrumento como o *Lowered Acoustic Doppler Current Profiler* - LADCP, que é acoplado ao Sistema Rosette-CTD. Este tipo de observação pode em muito enriquecer análises dinâmicas como as conduzidas nesta tese, permitindo a avaliação da vorticidade divergente, tornando possível a quantificação da semi-geostrofia do sistema de correntes e avaliando os efeitos não-lineares, tão importantes no isolamento de estruturas de vórtices. Adicionalmente, o conhecimento da componente barotrópica é extremamente importante para implementação de condições de contorno em modelos numéricos regionais. Projetos de pesquisa estão sendo submetidos à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq pela equipe do LaDO, do qual esta autora é parte integrante, tanto para a compra do LADCP bem como para a aquisição de recursos necessários à realização de cruzeiros oceanográficos.

Referências Bibliográficas

- Allen, J. S., P. A. Newberger & J. Federiuk: Upwelling circulation on the Oregon continental Shelf. Part I: Response to idealized forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, 25:1843-1866, 1995.
- Böebel, O., C. Schmid & W. Zenk: Flow and Recirculation of Antarctic Intermediate Water across the Rio Grande Rise, *J. Geophys. Res.*, 102 (C9):20967-20986, 1997.
- Böebel, O., R. E. Davis, M. Ollittraut, R.G. Peterson, P.L. Richard, C. Schmid & W. Zenk: The Intermediate Depth Circulation of the Western South Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 26(21), 3329-3332, 1999.
- Blumberg, A. F. & G.L. Mellor: A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, three-dimensional coastal ocean models, edited by N.Heaps, American Geophysical Union, 208p, 1987.
- Bretherton, F. P., E.D. Russ & C. B. A. Fandry: Technic for Objective Analysis and design of Oceanographic Experiments Applied to MODE-73. *Deep Sea Research*, 23:559-582, 1976.
- Calado, L.: Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da Corrente do Brasil ao largo do Sudeste Brasileiro. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo, SP. 95 p, 2001.
- Campos, E.J.D.: Estudos da Circulação Oceânica no Atlântico Tropical e Região Oeste do Atlântico Subtropical Sul, Tese de Livre Docência, Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo, 114p., 1995.

- Campos, E. J. D., J. E. Gonçalves & Y. Ikeda: Water Mass Structure and Geostrophic Circulation in the South Brazil Bight – Summer of 1991. *J. Geophys. Res.*, 100(C9), 18537-18550, 1995.
- Campos, E. J. D., Y. Ikeda, B. M. Castro, S. A. Gaeta, J. A. Lorenzetti & M. R. Stevenson: Experiment studies circulation in western South Atlantic, *EOS*, 77(27), 253-259, 1996.
- Campos, E. J. D., D. Velhote & I. C. A. da Silveira: Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. *Geophys. Res. Lett.*, 27(6):751-754, 2000.
- Carter, E. F. & A. R. Robinson: Analysis Models for the Estimation of Oceanic fields *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 4(1):49-74, 1987.
- Castro, B.M.: Subtidal response to wind forcing in the south Brazil bight during winter. Ph.D. Dissertation in Ocean Physics. Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science University of Miami. Miami, Flórida, 211p, 1985.
- Chu, P.C.: P-vector method for determining absolute velocity from hydrographic data, *Mar. Technol. Soc. J.*, 29(2), 3-14, 1995.
- Cirano, M.: Utilização de Modelo Numérico no Estudo Diagnóstico da Circulação Oceânica na Bacia de Santos. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo, SP. 116p, 1995.
- Cushman-Roisin, B.: Introduction to Geophysical Fluid Dynamics. Prentice-Hall, Inc. New Jersey. 320p, 1994.
- Defant, A., Die absolute topographie des phys. Meeresniveaus und der Druckflächen, sowie die Wasserbewegungen im Atl. Ozean. *Meteor Werk.*, 6(2). 5.: 191-250, 1941.
- Evans, D.L. & S.R. Signorini: Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, 315, 48-50, 1985.
- Ezer, T. & G. L. Mellor: Diagnostic and prognostic calculations of the North Atlantic circulation and sea level using a sigma coordinate ocean model. *J. Geophys. Reserch.*, 99, (C7):14.159-14.171, 1994.

- Federiuk, J. & J. S. Allen: Upwelling circulation on the Oregon continental shelf. Part II: Simulations and comparisons with observations. *J. Phys. Oceanogr.*, 25:1867-1889, 1995.
- Fernandes, A. M.: Dinâmica baroclínica da Corrente do Brasil na Região Sudeste. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo, SP, 108p, 2001.
- Flierl, G.R.: Models of Vertical Structure and the Calibration of Two-Layer Models, *Dyn. Atm. Oc.*, 2, 341-381, 1978.
- Freitas, A. C. N.: A Estrutura Vertical do Sistema de Correntes de Contorno Oeste ao sul da Bifurcação de Santos. Dissertação de Mestrado. Fundação Universidade Federal do Rio Grande. Rio Grande - RS. 124p., 2003.
- Garfield III, N.: The Brazil Current at Subtropical latitudes. Ph.D. Thesis, University of Rhode Island, 121p., 1990.
- Gill, A. E.: Atmosphere-ocean dynamics. *International Geophysics Series*, 30, W. L. Donn, editor. 662 p, 1982.
- Godoi, S. S. de: Dinâmica quase-geostrófica do Sistema Corrente do Brasil no Embaia-mento de São Paulo. (23,5° - 27°S). Tese de Doutorado. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo. 133p., 2005.
- Godoi, S. S. de, C. P. F. Francisco, I. C. A. da Silveira & E. J. D. Campos: Estrutura vertical da função de corrente geostrófica da Corrente do Brasil na Bacia de Santos - Condições de inverno. In : Semana Nacional de Oceanografia, 13, 2000, Itajaí. Anais...,v.1, p.369-371, 2000.
- Godoi, S. S. de, C. P. F. Francisco, I. C. A. da Silveira & E. J. D. Campos: Estimativa do nível de movimento nulo para a Corrente do Brasil, baseada na Teoria Analítica das Curvas T-S. In: Semana Nacional de Oceanografia, 14., 2001, Rio Grande. Anais ... 1 CD-ROM, 2001.

- Godoi, S. S. de, C. P. F. Francisco, I. C. A. da Silveira, L. B. de Miranda & E. J. D. Campos: Redefinição da Interface ACAS/AIA ao Largo do Sudeste Brasileiro. Simpósio Brasileiro de Oceanografia. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo, São Paulo. 1 CD-ROM, 2002.
- Godoi, S. S. de, L. Calado, I. C. A. da Silveira, L. B. de Miranda & E. J. D. Campos: A Interface entre a Água Central do Atlântico Sul e a Água Intermediária Antártica na Região Central do Embaiamento de São Paulo; Critérios Termodinâmico e Dinâmico. Semana Nacional de Oceanografia. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo, 15. 1 CD-ROM, 2003.
- Godoi, S. S. de, L. Calado, I. C. A. da Silveira & L. B. de Miranda: O Nível de Inversão da Corrente do Brasil: uma nova abordagem. In: Simpósio Brasileiro de Oceanografia, 2. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo. São Paulo, 1CD-ROM, 2004a.
- Godoi, S. S. de, R. A. de Mattos, C. P. F. Francisco & I. C. A. da Silveira: A Aproximação do Sistema da Corrente do Brasil/ Corrente de Contorno Oeste Intermediária por um Modelo Quase-Geostrófico de Duas Camadas. In: Congresso Brasileiro de Oceanografia e Semana Nacional de Oceanografia, 16. Itajaí. p286, 2004b.
- Gonçalves, J. E.: Estrutura Termohalina, Campos de Velocidade e Transportes Geostróficos da Corrente do Brasil entre Rio de Janeiro (RJ) e Iguape (SP). Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo. 98 p, 1993.
- Gonçalves, J. E.: Características e Circulação de Massas de Água no Limite Oeste do Atlântico Sul entre 20° e 30° S. Tese de Doutorado. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo. 133p, 2000.
- Groen P.: Methods for Estimating Dynamic Slopes and Currents in Shallow Water, *J. Mar. Res.*, 7(3), 313-316, 1948.
- Hall, M. M.: Horizontal and Vertical Structure of Velocity, Potential Vorticity and Energy in the Gulf Stream. Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, 165 p, 1985.
- Lima, J. A. M.: Oceanic Circulation on the Brazilian Shelf Break and Slope at 22° S, Ph.D. Thesis, University of New South Wales, 164 p, 1997.

- Mamayev, O. I.: Temperature - Salinity Analysis of World Ocean Waters. Elsevier Scientific Publ., Co., Amsterdam. 374 p, 1975.
- Mascarenhas Jr., A. S.; L. B. de Miranda & N. J. Rock : A study of oceanographic conditions in the region of Cabo Frio. In Costlow, J.D., ed. Fertility of the sea, New York, Gordon and Breach, 1:285-308. 1971
- Mattos, R. A. da: Avaliação da geostrofia do Sistema Corrente do Brasil ao largo de Cabo Frio (23°S). Trabalho de Graduação do Curso de Bacharelado em Física, com Habilitação em Oceanografia Física. Instituto de Física. Universidade de São Paulo. São Paulo. 53p, 2003.
- Mellor, G.L.: A three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model, Program in Atmospheric and Oceanic Sciences Princeton University, 41p, 1993.
- Mellor, G. L.: Numerical simulation and analysis of the mean coastal circulation off California. *Cont. Shelf Res.*, 6:689-713, 1986.
- Mellor, G. L. & T. Yamada: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Revs of Geophys. Space Phs.*, 20:851-875, 1982.
- Mellor, G. L. & X. H. Wang: Pressure compensation and the bottom boundary layer. *J. Phys. Oceanogr.*(26) 2214-2222, 1996.
- Miranda, L. B. de: Forma de Correlação T-S de massa de água das regiões costeira e oceânica entre o Cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP). Bolm. Inst. oceanogr., S Paulo, 33(2):105-119, 1985.
- Miranda, L. B. de: Análise de Massas de Água nos Oceanos. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo. São Paulo. 213 p, 1998. (Apostila de Curso)
- Montgomery, R. B.: Transport of the Florida Current off Habana, *J. Mar. Res.*,4(3), 198-219, 1941.
- Pedlosky, J.: Geophysical Fluid Dynamics. Springer. Second Edition. 710 p, 1987.

- O'Connor, W.P.: A User's Manual for the Princeton Numerical Ocean Model, Special Report SP-5, Institute for Naval Oceanography, Stennis Space Center, MS, 69 p, 1991.
- Phillips, N. A.: Energy transformations and meridional circulations associated with simple baroclinic waves in a two-layer, quasi-geostrophic model. *Tellus*, 6, 273-286. 1954.
- Pond, S.; Pickard, G. L. : Introductory Dynamical Oceanography. Pergamon Press. Oxford. Ed.329 p., 1991.
- Reid, J. L. & A. W. Mantyla: The Effect of the Geostrophic Flow Upon Coastal Sea Elevations in the Northern North Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 81(18), 1976.
- Reid, J. L.: On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports, *Prog. Oceanog.*, 23:149-244, 1989.
- Sandström, J. W. & B. Helland-Hansen: Über die Berechnung von Meeresströmungen, *Rept. Norwegian Fishery and Marine Investigations*, 2(4), 1903.
- Sarmiento, J. L. & K. Bryan: An ocean transport model for the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 87:394-408, 1982.
- Schmid, C.; H. Schäfer; G. Podestá & W. Zenk: The Vitória Eddy and its Relation to the Brazil Current. *J. Phys. Ocgr*, 25, 2532-2546, 1995.
- Schmidt, A. C. K.: Iteração Margem Continental, vórtices e jatos geofísicos. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo, 201p., 2004.
- Shtokman, V. B.: Geometrical properties of $\theta - S$ curves in the mixing of tree water masses in an infinite sea. *Izv.Akd. Nauk.S.S.S.R.*, 13(8), 1944.
- Shtokman, V. B.: A Theory of T-S curves as a method for studying the mixing of water masses in the sea. *J. Mar. Res.*, 6(1):1-24, 1946.
- Signorini, S. R.: On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Res.*, 25 481-490, 1978.

- Silva, M. P. da: Caracterização Físico-Química das Massas de Água da Bacia de Santos durante o Projeto COROAS. Verão e Inverno de 1993. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo. 135p, 1995.
- Silveira, I. C. da, A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. S. de Godoi & Y. Ikeda: A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira, *Rev. Bras. oceanogr.*, 48(2):28 p, 2000a.
- Silveira, I. C. A. da, W. S. Brown & G. R. Flierl: Dynamics of the North Brazil Current Retroflection from the WESTRAX observations, *J. Geophys. Res.*, 105(C12), 28559-28583, 2000b.
- Silveira, I. C. da, L. Calado, B. M. Castro, M. Cirano, J. A. M. Lima & A. S. Mascarenhas Jr.: On the baroclinic structure of the Brazil Current Intermediate Western Boundary Current System. *Geophys Res. Lett.*, 31 LI, 4308-4313, 2004.
- Stramma, L. & M. England : On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 104(C9) 20863-20883, 1999.
- Stramma, L., The South Atlantic Current, *J. Phys. Oceanogr.*, 20,846-859, 1990.
- Stramma, L., J. Fischer & J. Reppin: The North Brazil Undercurrent, *Deep Sea Res.*, 42(5):773-795. 1995.
- Sverdrup, H.U.: Wind-driven current in a baroclinic ocean: with application to the Equatorial Currents of the Eastern Pacific.In: ROBINSON, A. R.(Ed.), WIND-DRIVEN OCEAN CIRCULATION. A collection of theoretical studies. United States of America.161p.,1963.
- Sverdrup, H. U.; M. W. Johnson & R. H. Fleming: The Oceans: their physics, chemistry and general biology. Englewood Cliffs, Prentice-Hall Inc.,1087 p, 1942.
- Tomczak, M & J. S. Godfrey: Regional Oceanography: An Introduction. Pergamon. Great Britain. 422 p., 1994.
- Velhote, D. : Modelagem numérica da ressurgência da quebra de plataforma induzida por vórtices ciclônicos da Corrente do Brasil na Bacia de Santos, Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo, 134p, 1998.

Wüst, G.: Schichtung und zirkulation des Atlantischen Ozeans. Die stratosphäre des Atlantischen Ozeans. Wiss Ergebn. Deutsch. Atlant. Exp. "Meteor", 6:109-228, 1935.

Zemba, J. C.: The Structure and Transport of the Brazil Current between 27° and 36° South. Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, 160 p, 1991.

Zembruski, S. G.: Geomorfologia da margem continental sul-brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: Chaves, H.A.F. (Ed.), Geomorfologia da margem continental brasileira e das bacias oceânicas adjacentes, v.7., Rio de Janeiro, Petrobrás, p.129-177. 1979.