

Filipe Pires Alvarenga Fernandes

Modelos Teóricos Paramétricos do Sistema Corrente do Brasil

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

Orientador:

Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira

SÃO PAULO

2005

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO

**Modelos Teóricos Paramétricos da Corrente do
Brasil**

Filipe Pires Alvarenga Fernandes

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

APROVADA EM / / POR:

Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira

Prof. no Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo

Dra. Olga Tiemi Sato

Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo

Dr. Renato Parkinson

Pesquisador no Centro de Pesquisas Leopoldo Américo M. de Mello

*Dedico este trabalho ao amor da minha vida e
minha companheira, Juliana*

Sumário

Lista de Figuras	v
Lista de Tabelas	vi
1 Introdução	1
1.1 Revisão dos Padrões de Circulação do Atlântico Sudoeste . . .	1
1.2 O Conceito e a Aplicação de Modelos de Feições Oceanográficas	7
1.3 Objetivos	10
2 O Modelo de Feição para o Sistema CB-CCI	11
2.1 Formulação Básica	11
2.2 A Função de Estrutura Vertical	16
2.3 A Função de Estrutura Horizontal	18
2.4 Recomposição da Seção de Velocidade	19
3 Validação do Modelo de Feição	22
3.1 Os Cruzeiros DEPROAS I e II	22
3.2 Aplicação do MF de Velocidades ao Conjunto DEPROAS	26
3.2.1 MF para o Cenário DEPROAS II	26
3.2.2 MF para o cenário DEPROAS I	29
3.3 Síntese dos Resultados da Validação	32

4	O Modelo de Estrutura de Massa	34
4.1	Formulação Básica	34
4.2	Aplicação do MF de Densidade ao Conjunto DEPROAS	36
4.3	Recomposição do Campo de Massa	38
5	O Modelo de Estrutura de Temperatura	43
5.1	Formulação Básica	43
5.2	Recomposição dos Campos de Temperatura	46
6	A Utilização dos MFs com Dados de ADCP	50
6.1	As Radiais de ADCP do Conjunto DEPROAS	51
6.2	Preparação para Uso dos Dados de ADCP	51
6.2.1	Protocolo de processamento	52
6.2.2	Remoção das Correntes de Deriva	55
6.2.3	Estimativa dos Parâmetros e Aplicação do MF	58
7	Considerações Finais	62
7.1	Síntese do Trabalho	62
7.2	Sugetões para Trabalhos Futuros	64
	Referências Bibliográficas	66

Agradecimentos

Agradeço ao meu orientador, professor, amigo e tio mala Ilson Carlos Almeida da Silveira (Tio K), por sua dedicação ao laboratório, à minha dissertação e acima de tudo na formação de futuros pesquisadores.

Gostaria de agradecer também aos meus colegas da FURG, Soarito Jr. e Rá por sempre me lembrarem que existe vida lá fora (do IO). A entidade “Anas”, que me aturam deste 1998. A todos os meus colegas de laboratório, em especial ao André pela figuras, Carol pelo *Abstract*, HJ pelas discussões científicas. Quero deixar também um “valeu” para as meninas do Rio e dupla sertaneja (Brócoli e Paquito) o futuro do LaDO.

Ao pessoal da sala dos Alunos-DOF, em especial ao Zero pelas dicas valiosas de cálculo e ADCP e a Manu por me atuarar no mesmo cubículo. Ao LabQOM pelas tardes animadas de sexta (salvação dos dias de rodízio).

Um muito obrigado também aos membros da banca exminadora, Dr. Renato Parkinson e Dra. Olga Tiemi Sato, pelas sugetões valiosas à este documento. Devo também a Olga a grande ajuda com os dados do *QuickSCAT*.

A todos os professores, e companheiros do IO. Aos meus familiares pela força. Um agradecimento especial a meu grande amigo Scooby e seus pais Graça e Ramon, pela casa aqui em São Paulo e por terem me acolhido como seu filho.

À FAPESP pelo apoio financeiro (Processo 03/01966-4).

Resumo

Neste trabalho buscamos representar estruturas oceanográficas (como jatos, meandros e vórtices), abordando-as sob o ponto de vista de sua parametrização por de modelos de feições (MFs). Usando a abordagem inversa, criamos uma série de MFs para o sistema CB-CCI.

Assumindo uma formulação do tipo “separação de variáveis” e usando a estrutura de velocidade observada, obtivemos funções de estrutura vertical (ϕ) e horizontal (γ). A função ϕ se aproxima da uma estrutura de primeiro modo baroclínico do Sistema CB-CCI, mostrando sua inversão de velocidade em profundidade. Já a função γ representa uma estrutura horizontal, ou perfil, de jato geofísico confinado, típico de correntes de contorno oeste, e contempla possíveis meandramentos da CB em superfície, além de interação com a plataforma. Adicionalmente buscamos uma função de estrutura horizontal para um cenário de vórtice frontal, feição comum no Sistema CB-CCI, sobrepondo duas “CBs” paramétricas com sentidos opostos.

Uma vez obtido o MF para o campo de velocidades, buscamos obter uma forma, também paramétrica, para o campo de densidade. Integrando o MF do campo de velocidades através da relação do vento térmico, foi possível obter um campo de massa. Usando a velocidade em superfície (V_{BC}^S) como principal parâmetro, podemos obter campos de massa em balanço geostrófico associados ao campo de velocidade. Adicionalmente, usando uma relação linear para a equação do estado, calculamos um campo de temperatura, associado a este campo de massa.

Por fim aplicamos os MFs desenvolvidos aos dados de ADCP do conjunto DE-PROAS. Estes foram capazes de gerar campos de velocidade, densidade e temperatura usando apenas os dados de velocidade em superfície da radial de ADCP.

Abstract

In this work, we aim to represent oceanographic structures (such as jets, meanders and eddies), working under the point of view of their parametrization by feature models (FMs). Using an inverse approach, we created a series of FMs for the BC-ICC system.

Assuming a “variable separation” formulation and using the observed velocity structure, we obtained functions of vertical (ϕ) and horizontal (γ) structure. The (ϕ) function resembles the a first mode baroclinic structure of the BC-ICC system, revealing its velocity inversion at greater depths. The (γ) function however represents a horizontal structure, or profile, of a confined geophysical jet, typically found in western boundary currents. Moreover, it contemplates possible meanders of the BC on the surface as well as interaction with the continental shelf. Additionally, we aim to obtain a horizontal structure function for a frontal eddie scenario, a common feature in the BC-ICC system, leaving us with two parametric BCs in opposite directions.

Once the FM is obtained for the velocity field, we aim to attain a parametric form for the density field. Integrating the FM of the velocity field by means of the thermal wind equation, a mass field was obtained. Using the superficial velocity (VBC) as the main parameter, we can obtain mass fields in geostrophic balance associated to the velocity field. Additionally, using a linear relation for the state equation, a temperature field which is associated to this mass field can be calculated.

Finally, we applied the developed FMs to the ADCP data for the DEPROAS. These were capable of generating velocity, density and temperature fields using only the superficial velocity data in the ADCP transect.

Lista de Figuras

1.1	Esquema mostrando as o transporte das massa de água. AIA - Água Intermediária Antártica, APAN - Água Profunda do Atlântico Norte, ACAS - Água Central do Atlântico Sul e AT - Água Tropical.	2
1.2	Imagens de temperatura da superfície do mar AVHRR da 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 que foram editados com o sentido da rotação.	3
1.3	Vórtice ciclônico observado ao largo de Cabo Frio detectado na topografia dinâmica (relativamente a 500 db). De acordo com <i>Signorini</i> [1978]. . .	5
1.4	Vórtice ciclônico na Bacia de Santos simulado pelo MICOM. Os campos de velocidade horizontal (vetores) e vertical (cores) são apresentados. .	6
1.5	Imagem de TSM do AVHRR e de cor do mar da região sudeste do Brasil, verão de 2001, cedida por Ciotti (UNESP).	7
2.1	Representação esquemática do MF para as correntes, adaptado de <i>Gan-gopadhyay & Robinson</i> [2002] para o sistema CB-CCI.	12
2.2	A radial TRANSCOBRA, onde perfilagens com Pegasus foram efetuadas por <i>Evans e Signorini</i> [1985].	14
2.3	Seção de velocidade em $m.s^{-1}$ normal à radial TRANSCOBRA, os triângulos representam as estações de Pegasus. Modificada de <i>Silveira et al.</i> [2004]	15

2.4	Resultados do ajuste para obtenção de $\phi(z)$, a partir do exio do sistema. A estrutura observada é representada pelos círculos, e o ajuste pela curva sólida.	17
2.5	Ajuste para a função de estrutura horizontal γ para o Sistema CB-CCI, distância relativa à isóbata de 100 m. A estrutura observada é representada pelos círculos e o ajuste pela curva sólida, quando $l_c \neq l_o$	19
2.6	Seção vertical de velocidade em $m.s^{-1}$ do modelo paramétrico representando a seção TRANSCOBRA.	21
3.1	A radial hidrográfica DEPROAS, realizada em janeiro e repetida em julho de 2001, próxima à radial TRANSCOBRA.	23
3.2	Seção de velocidade em $m.s^{-1}$ normal à radial DEPROAS II julho de 2001, os triângulos representam as estações hidrográficas. Modificada de <i>Silveira et al.</i> [2004].	24
3.3	Seção de velocidade em $m.s^{-1}$ normal à radial DEPROAS I janeiro de 2001, os triângulos representam as estações hidrográficas. Modificada de <i>Silveira et al.</i> [2004].	25
3.4	Ajustes para a função de estrutura horizontal γ do Sistema CB-CCI, a estrutura observada é representada pelos círculos e o ajuste pela curva sólida, quando $l_c = l_o$	27
3.5	Seção vertical de velocidade em $m.s^{-1}$ do MF para configuração de jato do DERPOAS II.	28
3.6	Perfil de velocidade em $m.s^{-1}$, linha vermelha representa os dados do DEPROAS II e a linha azul o MF.	29
3.7	Função de estrutura horizontal para configuração de vórtice frontal.	30
3.8	Seção vertical de velocidade em $m.s^{-1}$ do MF para configuração de vórtice frontal.	31
4.1	Função de Estrutura Vertical $\Phi(z)$	37

4.2	Função de Estrutura Horizontal $\Gamma(x)$ para configuração de jato.	37
4.3	Função de Estrutura Horizontal $\Gamma(x)$ para configuração de vórtice frontal.	38
4.4	Seção de densidade σ_t em kg.m^{-3} , configuração de jato para DEPROAS II.	39
4.5	Seção de densidade σ_t em kg.m^{-3} , configuração de vórtice frontal.	40
4.6	Seção de densidade σ_t em kg.m^{-3} da radial DEPROAS II configuração de jato, Julho de 2001.	40
4.7	Perfil de densidade σ_t em kg.m^{-3} , linha vermelha representa os dados do DEPROAS e a linha azul o MF.	41
5.1	Perfil vertical de densidade médio para o DEPROAS II, densidade convencional (σ_t) é a linha vermelha e densidade potencial (σ_θ) a linha azul.	45
5.2	Seção de temperatura pelo MF em $^\circ\text{C}$, configuração de jato.	47
5.3	Seção de temperatura observada em $^\circ\text{C}$ da radial DEPROAS II, configuração de jato, Julho de 2001.	48
5.4	Perfil de temperatura em $^\circ\text{C}$ do centro da seção, linha vermelha representa os dados do DEPROAS II e a linha azul o MF.	48
5.5	Seção de temperatura pelo MF em $^\circ\text{C}$ para configuração de vórtice frontal.	49
6.1	Dados do ADCP brutos para a radial DEPROAS V, setembro de 2003.	52
6.2	Representação esquemática da projeção dos segmentos de reta entre as estações e (re)construção da radial original através da projeção dos vetores de velocidade na reta do transecto. O espaçamento entre os segmentos denotam a deriva sofrida pelo navio durante as estações oceanográficas.	54
6.3	Tensão de cisalhamento do vento em N.m^{-2} (esquerda) e correntes de deriva de Ekman em m.s^{-1} (direita) durante a radial DEPROAS V – média entre 22-23 de setembro de 2003.	56

6.4	Correntes de Ekman interpoladas para radial do cruzeiro (esquerda) e correntes observadas pelo ADCP de casco já filtradas e com a componente de Ekman removida (direita), em m.s^{-1} durante o DEPROAS V – 22-23 de setembro de 2003.	57
6.5	Figura esquemática mostrando como são obtidos os parâmetros a partir da radial de ADCP.	58
6.6	Seção vertical de velocidade em m.s^{-1} do modelo paramétrico para configuração DEPROAS V.	59
6.7	Seção vertical de densidade σ_t em kg.m^{-3} do modelo paramétrico para configuração DEPROAS V.	60
6.8	Seção vertical de temperatura em $^{\circ}\text{C}$ do modelo paramétrico para configuração DEPROAS V.	61

Lista de Tabelas

3.1	Parâmetros do Modelo de Feições para o DEPROAS II	28
3.2	Parâmetros do Modelo de Feições para o DEPROAS I	31
5.1	Parâmetros do Modelo de Feições para temperatura	47
6.1	Parâmetros do Modelo de Feições para o DEPROAS V	61

Capítulo 1

Introdução

1.1 Revisão dos Padrões de Circulação do Atlântico Sudoeste

As correntes de contorno oeste são escoamentos intensos que fecham a circulação dos giros oceânicos em sua borda oeste. A Corrente do Brasil (CB) é a corrente de contorno oeste que fecha o giro subtropical do Atlântico Sul (Figura 1.1). Formada na bifurcação do ramo sul da Corrente Sul-Equatorial, ao sul de 12°S, ela flui para sul, ao longo das costas sudeste e sul do Brasil [Silveira *et al.* 1994]. Em torno de 38°S, quando se encontra com a Corrente das Malvinas, há a separação da costa sul-americana formando a Corrente do Atlântico Sul [Stramma *et al.* 1990]. A CB é formada pelas massas de água Tropical (AT) e Central do Atlântico Sul (ACAS), com espessura de 400-700 m [Silveira *et al.* 2000]. Já a Corrente de Contorno Intermediária (CCI), formada após a bifurcação em 28°S [Boebel *et al.* 1999], flui para norte no interior da Bacia de Santos. Esta corrente de contorno oeste intermediária transporta a Água Intermediária Antártica (AIA) e forma, juntamente com a CB, um complexo sistema vertical de correntes [Silveira *et al.* 2000], daqui para frente chamado de Sistema CB-CCI.

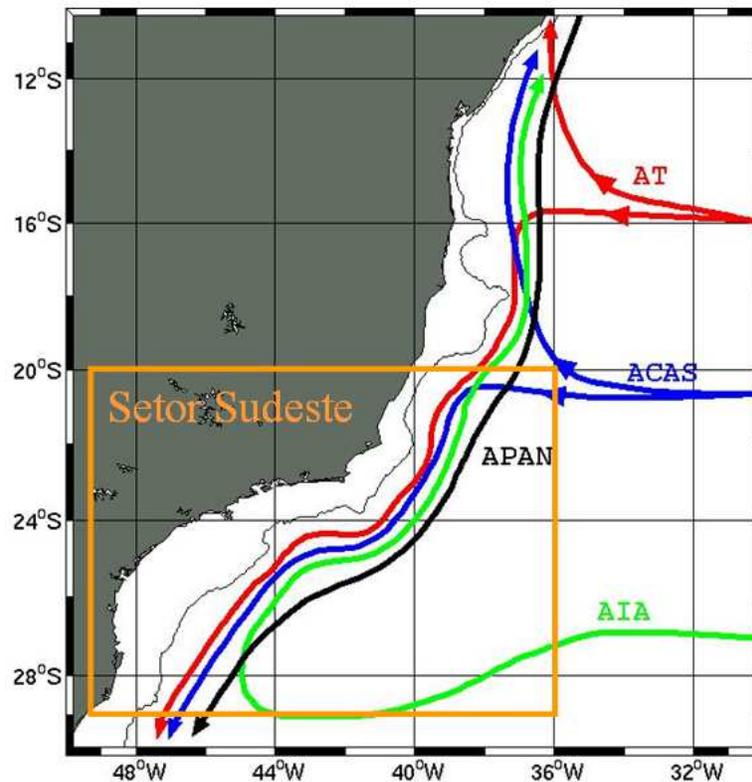


Figura 1.1: Esquema mostrando as o transporte das massa de água. AIA - Água Intermediária Antártica, APAN - Água Profunda do Atlântico Norte, ACAS - Água Central do Atlântico Sul e AT - Água Tropical.

Na literatura, a CB é descrita como a mais fraca e rasa das correntes de contorno oeste subtropicais do oceano mundial. Mesmo assim, enquanto flui ao largo do sudeste brasileiro, é usual a CB apresentar grandes meandros, que ocasionalmente se “fecham” em vórtices, principalmente na região entre Vitória - Trindade (19° S) e Cabo Frio (23° S). Estas estruturas vorticais emitidas pela CB são freqüentemente captadas por satélites (*Figura1.2*). As imagens de temperatura da superfície do mar (TSM) do *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) mostram o meandramento da CB em três ocasiões. Podemos notar padrões de meandros ciclônicos e anticiclônicos

na região, ocasionados por uma combinação de fatores físicos.

Por exemplo, quando a costa brasileira muda de orientação (relativamente à direção norte-sul) em torno de Cabo Frio, o fluxo da CB, antes centrado em 1000 m, por inércia atinge regiões mais profundas do talude continental. O aumento de profundidade causa o estiramento da coluna d'água, e para conservar a vorticidade potencial, a CB adquire vorticidade ciclônica. Desta forma, ao entrar na bacia de Santos, apresenta meandros coerente com a descrição clássica de uma onda de Rossby topográfica superposta a um fluxo básico [Campos *et al.* 1995; 1996].

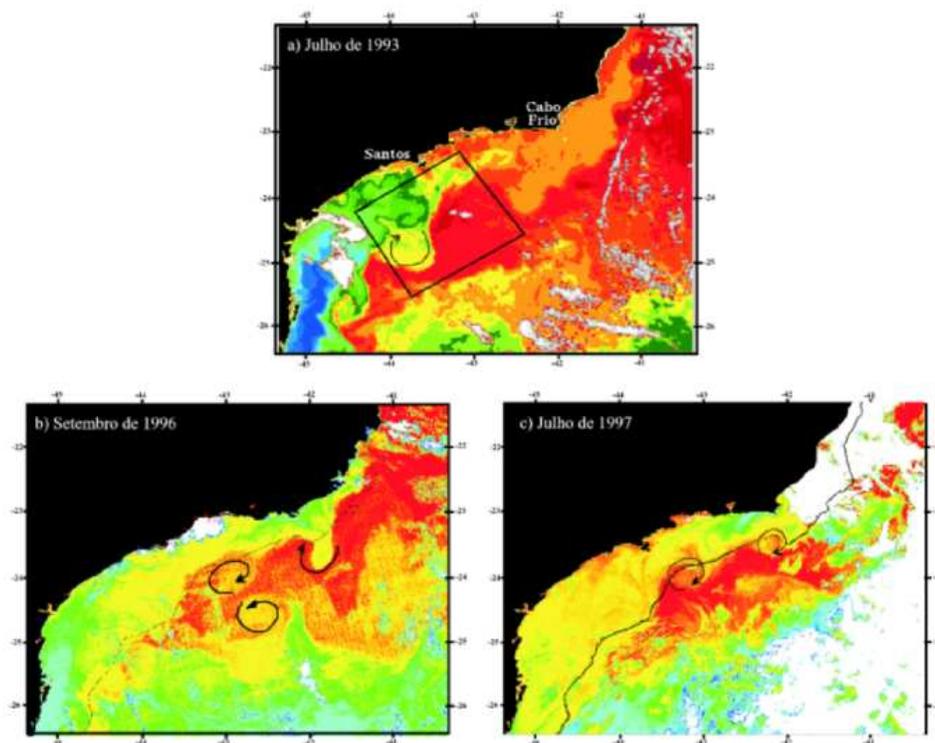


Figura 1.2: Imagens de temperatura da superfície do mar AVHRR da região sudeste do Brasil: (a) Julho de 1993; (b) Setembro de 1996; (c) Julho de 1997, onde as águas quentes (tons vermelhos) são características da CB e as ondulações configuram meandros que foram editados com o sentido da rotação.

Existe forte evidência observacional e suposições físicas que tentam explicar o meandramento ao sul de Cabo Frio. A primeira descrição do meandramento da CB e os vórtices associados na região SE foi realizada por *Mascarenhas et al.* [1971]. Esses autores descreveram a presença de estruturas vorticais, tanto ciclônicas como anti-ciclônicas, na região ao largo do Cabo Frio a partir de mapas de topografia dinâmica. Em algumas distribuições desta quantidade, nota-se o padrão de uma onda de vorticidade, com a presença de anticiclones sucedendo ciclones. Os autores também comentam que parte deste meandramento atinge regiões interiores à plataforma continental e especulam que feições topográficas da região favoreceriam o meandramento e geração de vórtices pela CB nesta região.

Signorini [1978] retoma o tema do meandramento da CB e discute a circulação entre o Cabo de São Tomé e a Baía de Guanabara. Este autor capturou um vórtice anticiclônico em sua análise dinâmica de dados hidrográficos, ligeiramente ao norte de Cabo Frio (Figura 1.3). O vórtice, de cerca de 100 km de raio, localizava-se em águas profundas (> 1000 m) e possuía extensão vertical de cerca de 500 m.

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

As simulações numéricas de *Velhote* [1998], usando o *Miami Isopycnic Coordinate Ocean* (MICOM), comprovam a participação de vórtices ciclônicos no suprimento de ACAS para a região da plataforma no entorno de Cabo Frio (Figura 1.4), mostra que a água ressurgida na parte frontal do ciclone é advectada para águas rasas. Esta autora sugere um possível aprisionamento do vórtice ciclônico advectado pela CB em função da topografia e conseqüente fortalecimento da estrutura.

A hipótese formulada por *Campos et al.* [1995; 1996] para explicar a razão do meandramento baseia-se apenas no princípio de conservação de vorticidade potencial

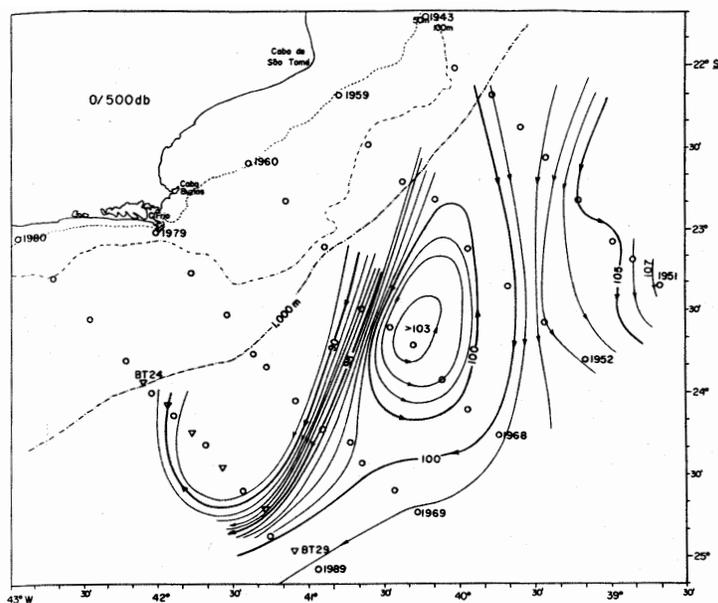


Figura 1.3: Vórtice ciclônico observado ao largo de Cabo Frio detectado na topografia dinâmica (relativamente a 500 db). De acordo com *Signorini* [1978].

no âmbito de um oceano de 1-1/2 camadas (pois a porção ocupada pela CB se estende apenas até os níveis intermediários). Tal idéia, que considera apenas a CB, levanta a seguinte questão: como uma corrente que transporta entre 5-8 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) [Garfield, 1990; Zemba, 1990] consegue meandrar tão vigorosamente, como comumente é observado em imagens de TSM do AVHRR e de cor do mar do MODIS para a região (Figura 1.5)? Essa pergunta emerge, pois é necessária grande quantidade de movimento e, por conseguinte, muito transporte para explicar meandros tão vigorosos. Dessa forma, algum mecanismo de crescimento do meandros precisaria ser adicionado para que a hipótese qualitativa se tornasse completa dinamicamente.

Resultados obtidos através de modelagem numérica e a análise dinâmica de observações de *Silveira et al.* [2004], quantificaram que a CB é parte de um sistema baroclinicamente instável. A baroclinicidade robusta do Sistema CB-CCI é confirmada

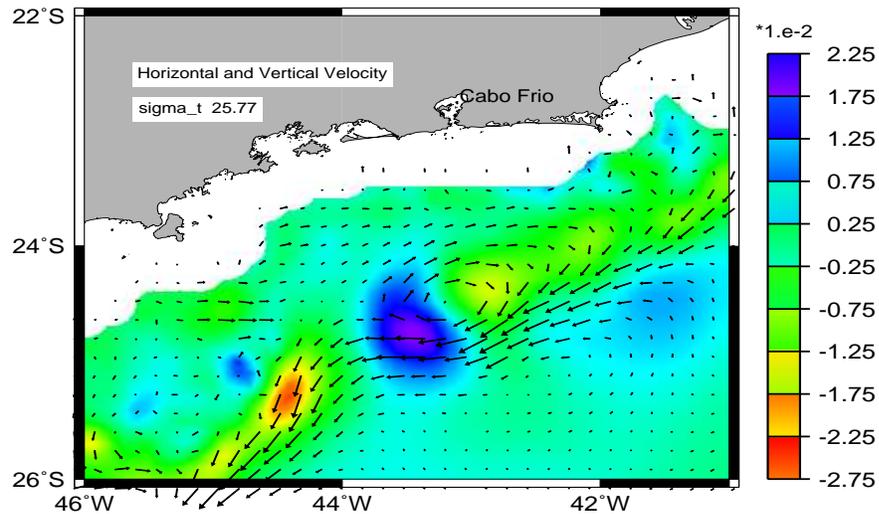


Figura 1.4: Vórtice ciclônico na Bacia de Santos simulado pelo MICOM. Os campos de velocidade horizontal (vetores) e vertical (cores) são apresentados.

por *Fernandes* [2001], que através da análise de modos normais em perfilagens de velocidade realizadas em 1983 e apresentadas por *Evans & Signorini* [1985], em torno da região de Cabo Frio, revelou que os quatro primeiros modos dinâmicos respondem por 75% da estrutura vertical de velocidade na região. Dentre esses modos, mais precisamente o primeiro baroclínico é responsável por aproximadamente 40% da estrutura vertical da velocidade.

Portanto, ao largo do talude e sopé continentais, um sistema formado pela CB e CCI pode ser baroclinicamente instável. Este sistema é provido de cisalhamento vertical necessário para que uma fraca corrente como a CB se desestabilize e meandre

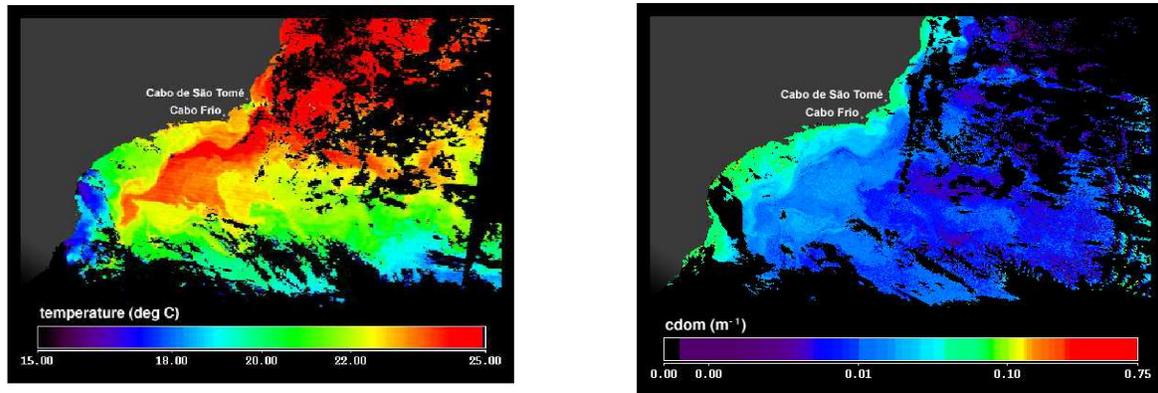


Figura 1.5: Imagem de TSM do AVHRR e de cor do mar da região sudeste do Brasil, verão de 2001, cedida por Ciotti (UNESP).

vigorosamente. Há pouco conhecimento sobre a dinâmica e variabilidade temporal do sistema formado pelas correntes CB e CCI [Silveira *et al.* 2000], sendo necessários mais esforços para compreensão e posterior previsão das suas feições de meso-escala.

1.2 O Conceito e a Aplicação de Modelos de Feições Oceanográficas

A assimilação de dados observacionais visando tanto estudos de processos como previsão de fenômenos oceanográficos, requer um fornecimento contínuo de informações. Estes nem sempre se mostram disponíveis em coberturas espaço-temporais adequadas ao problema ou situação de interesse. Há alternativas, menos custosas que esforço amostral, que podem ajudar na resolução destas limitações observacionais.

Feições como jatos, meandros e vórtices, podem ser abordadas sob o ponto de vista de sua parametrização através de modelos de feições (MF). Primeiramente usado por Smeed [1995] para a atmosfera, o conceito de Modelo de Feição foi expandido por Gangopadhyay & Robinson [1997]. Através desta técnica, feições oceanográficas de relevância dinâmica são desenvolvidas e assimiladas em modelos numéricos, para estu-

dos de processos físicos regionais.

Cada região oceânica, por mais única que seja no seu comportamento, consiste em um número de estruturas sinóticas de circulação e de massas de água. Estas estruturas sinóticas interagem e se desenvolvem, sendo responsáveis pela variabilidade da circulação. Tal variabilidade ocorre em múltiplas escalas regionais, sempre associadas a batimetria e forçantes dinâmicas e/ou termodinâmicas. *Gangopadhyay & Robinson* [2002] mencionaram que uma bacia regional pode incluir um conjunto de feições de meso-escala, como por exemplo: correntes oceânicas, meandros, giros, sub-giros em escala da bacia e vórtices de meso-escala. Em particular, correntes oceânicas podem ser representadas por feições confinadas em forma de jato. Já uma região costeira pode incluir feições da estrutura de circulação, como as frentes de densidade, frentes de ressurgência e vórtices de pequena escala ou de plataforma.

O Sistema CB-CCI não é exceção, sua estrutura vertical sugere parametrizar o sistema em termos da estrutura de velocidade para assimilação de dados. Nesse caso, a partir de valores de distribuição horizontal da frente de velocidade ou mesmo da posição de frentes térmicas, estimadas através de imagens de TSM do AVHRR, é possível gerar campos de velocidades e/ou densidade para uma escala regional.

Os modelos de feições oceânicas geralmente envolvem o conceito de geostrofia. Portanto, estabelece-se a relação entre estruturas de massa (densidade) e velocidades geostróficas através do princípio do vento térmico. Assim, de acordo com *Lozano et al.* [1996], dois são os tipos de técnicas usadas para construção dos MFs: abordagens avançadas (*forward approach*) e inversas (*backward approach*). Na abordagem avançada, campos de temperatura e salinidade são usados para construção dos MFs, estabelecendo-se a assinatura geostrófica de correntes e jatos. Na abordagem inversa, parte-se da parametrização da estrutura de velocidade e, através da relação do vento térmico, obtém-se a de densidade. Os campos de temperatura ou salinidade podem ser obtidos por meio da aplicação da equação de estado, por modelos de massa d'água [*Gan-*

gopadhyay et al. 1997], ou mesmo através de funções ortogonais empíricas (*Empirical Orthogonal Functions* - EOFs) [*Hátun & Hansen* 2004].

A previsão oceânica e simulações realísticas com assimilação de dados requerem campos de assimilação e inicialização. Para tanto, uma representação eficiente das realizações sinóticas, como as obtidas pelos modelos paramétricos de feição, é valiosa para tal fim.

Dados de satélites se tornaram uma fonte de informação importante para a oceanografia, principalmente para assimilações em sistemas de previsão [*Ezer & Mellor* 1997]. O principal objetivo da assimilação é obter uma realização em quatro dimensões (espaço tridimensional e tempo) dos movimentos oceânicos, simultaneamente consistente com as observações e a dinâmica do modelo numérico utilizado [*Malanotte-Rizzoli et al.* 1995]. Para tal existem diversas técnicas, como *Nudging* (onde o resultado do modelo numérico é relaxado para o valor das observações), interpolação ótima (como o OTIS - *Optimum Thermal Interpolation System* onde os dados são gradeados e interpolados com auxílio da função de correlação dos dados e matrizes de erro) e a filtragem de Kalman (que realiza sucessivos ajustes entre modelo numérico e dado observado).

Pinardi et al. [1995] demonstraram que a inserção de dados da superfície, sem a projeção desses dados nas camadas profundas, não são suficientes para forçar modelos de equações primitivas e não fornecem bons resultados durante a assimilação e evolução de experimentos numéricos. Como os dados provenientes de imagens de satélites fornecem apenas informações da superfície, e a assimilação eficiente deve ser calcada na projeção destes (da superfície) para profundidade, é necessário buscar uma ferramenta eficiente para realizar tal extrapolação. Campos tridimensionais mais coerentes podem ser obtidos através da utilização de modelos paramétricos como os propostos aqui. Realçando a importância do desenvolvimento dos MFs.

Adicionalmente, técnicas que empregam apenas a climatologia, como por exemplo, *Levitus et al.* [1994] ou *Boyer et al.* [2004], geralmente divergem na reprodução

de feições mais energéticas de meso-escala [Gangopadhyay et al. 1997]. Os modelos paramétricos constituem uma ferramenta para incluir tais informações sinóticas mais energéticas e atualizadas (espaço-temporalmente) através tanto de inicialização como de assimilação. Estes modelos são combinados com a climatologia através de análise objetiva de múltiplas escalas [Gangopadhyay et al. 2002]. A atualização depende da identificação dessas feições em imagens do AVHRR, dados de altimetria TOPEX/POSEIDON [Fu et al. 1994] e/ou de observações *in situ*. Com um mínimo de recursos disponíveis, como por exemplo uma imagem do AVHRR contaminada por nuvens ou dados de velocidade de ADCP em superfície apenas, é possível obter campos para assimilações.

1.3 Objetivos

O objetivo central desta dissertação é construir modelos paramétricos de feições, baseados nas idéias de *Gangopadhyay & Robinson* [2002], via abordagem inversa, a partir da estrutura de velocidade do sistema CB-CCI, bem como seus vórtices.

Os objetivos específicos são :

- I Construir um modelo da estrutura vertical da CB e seus vórtices utilizando funções analíticas em ajustes ótimos de observações pretéritas;
- II Construir um modelo da estrutura de superfície da CB;
- III Construir um modelo da estrutura de densidade associada ao sistema CB-CCI;
- IV Construir um modelo da estrutura térmica da CB-CCI.
- V Testar e aplicar o modelo de feição à observações de velocidade.

Utilizamos dados de cruzeiros hidrográficos do Projeto TRANSCOBRA (TRANSPORTE da CORRENTE do BRASIL) e DEPROAS (Dinâmica do Ecossistema de Plataforma da Região Oeste do Atlântico Sul) I, II e V.

Capítulo 2

O Modelo de Feição para o Sistema CB-CCI

2.1 Formulação Básica

Este capítulo consiste na construção do Modelo de Feição para o sistema CB-CCI. Os modelos de feição oceanográfica a partir de observações de velocidade foram inicialmente desenvolvidos por *Spall & Robinson* [1990], e posteriormente estendidos para modelos de feições em múltiplas escalas por *Gangopadhyay et al.*, [1997] e *Robinson & Gangopadhyay* [1997]. A Figura 2.1 ilustra os elementos básicos de um modelo de feição para um jato geofísico baroclínico. Neste trabalho, buscamos representar através deste método, as estruturas verticais da Corrente do Brasil e da Corrente de Contorno Intermediária. Os MFs são construídos combinando conhecimentos dinâmicos com informações disponíveis em dados históricos.

A localização geográfica, forma e intensidade de cada feição é obtida a partir dos dados pretéritos disponíveis (hidrografia, medições diretas de velocidade observada, etc), e modelos de circulação regional. Os MFs são primeiramente construídos ou por representações analíticas ou utilização de representação digital das observações na forma

não-dimensional.

Uma componente importante e crítica dos MFs é a interconexão cinemática e dinâmica das feições [*Gangopadhyay et al.* 1997]. A fim de resolver isto, trataremos as correntes (CB-CCI) como um sistema único, ou seja, uma única função horizontal e vertical representa as duas correntes.

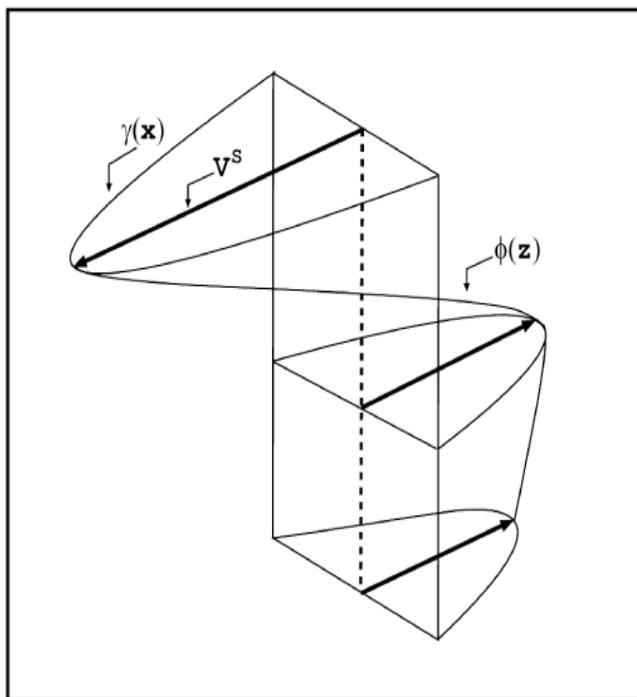


Figura 2.1: Representação esquemática do MF para as correntes, adaptado de *Gangopadhyay & Robinson* [2002] para o sistema CB-CCI.

Para a construção do modelo paramétrico, primeiramente assumimos uma formulação empírico-analítica da estrutura de velocidade, através da separação de variáveis. As-

sim, separa-se funcionalmente a estrutura tridimensional em vertical e horizontal, de acordo com a Eq. 2.1. Esta equação visa representar a distribuição de velocidade em um sistema frontal tipicamente de meso-escala. Nesta abordagem, o jato meridional associado ao sistema CB-CCI toma a forma de:

$$v(x, z) = \gamma(x)\{[V^S - V^B]\phi(z) + V^B\}, \quad (2.1)$$

onde γ e ϕ representam as funções de estrutura horizontal e de estrutura vertical respectivamente, V^S e V^B são parâmetros de velocidade no eixo do sistema em superfície e componente barotrópica respectivamente, x a coordenada normal à corrente e z a coordenada vertical.

A principal diferença entre o modelo proposto por [Gangopadhyay *et al.* 1997] e o proposto aqui, é que no MF destes autores, o parâmetro V^B representava a velocidade no fundo (Figura 2.1) e não a velocidade barotrópica. Assumindo V^B como a velocidade barotrópica, podemos desacoplar as partes barotrópica e baroclínica da velocidade, sendo a velocidade final a soma destas partes. Assim, rearranjando a Eq. 2.1 podemos observar que,

$$v = \underbrace{\gamma V^B}_I + \underbrace{\gamma \phi V_{BC}^S}_{II}, \quad (2.2)$$

onde I é o campo de velocidade barotrópica e II , o campo de velocidade baroclínica e V_{BC}^S é a velocidade baroclínica em superfície (V_{BC}^S é V^S menos a média integrada na coluna d'água).

Assumindo V^B como sendo a velocidade barotrópica podemos aplicar o modelo para

velocidades baroclínicas apenas (geradas por método dinâmico ou numericamente) e incluir a componente barotrópica quando esta estiver disponível.

Escolhemos a forma das funções γ e ϕ e os parâmetros V_{BC}^S e V^B usando a estrutura de velocidade observada ao longo da CB. Estes dados fazem parte do único conjunto de perfilagens superfície-fundo para o sistema CB-CCI, tomadas ao largo da Baía de Campos (RJ) durante o Experimento TRANSCOBRA (Figura 2.2) realizado por *Evans & Signorini* [1985], e cujos resultados foram recentemente re-analisados por *Silveira et al.* [2004]. Estes últimos autores mapearam objetivamente as observações de velocidade tomadas com o perfilador acústico Pegasus, apresentados na Figura 2.3. Assumindo que o campo de velocidade obtido por estes autores está em balanço geostrófico, buscamos todos os parâmetros lineares e não-lineares ajustados a partir deste campo de velocidade observado.

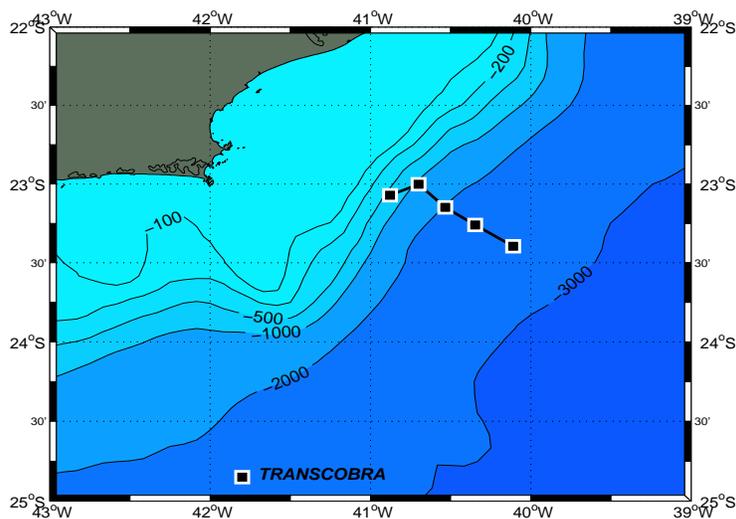


Figura 2.2: A radial TRANSCOBRA, onde perfilagens com Pegasus foram efetuadas por *Evans e Signorini* [1985].

A Figura 2.3 mostra a CB confinada entre a superfície e 450-500 m, e exibe um núcleo bem definido com velocidades menores que $-0,5 \text{ m.s}^{-1}$. A CB ocupa a porção superior da seção e se estende para a plataforma. A CCI possui extensão lateral similar à da CB, e o seu núcleo é centrado em 800 m. As maiores velocidades ($0,3 \text{ m.s}^{-1}$) estão junto ao talude continental.

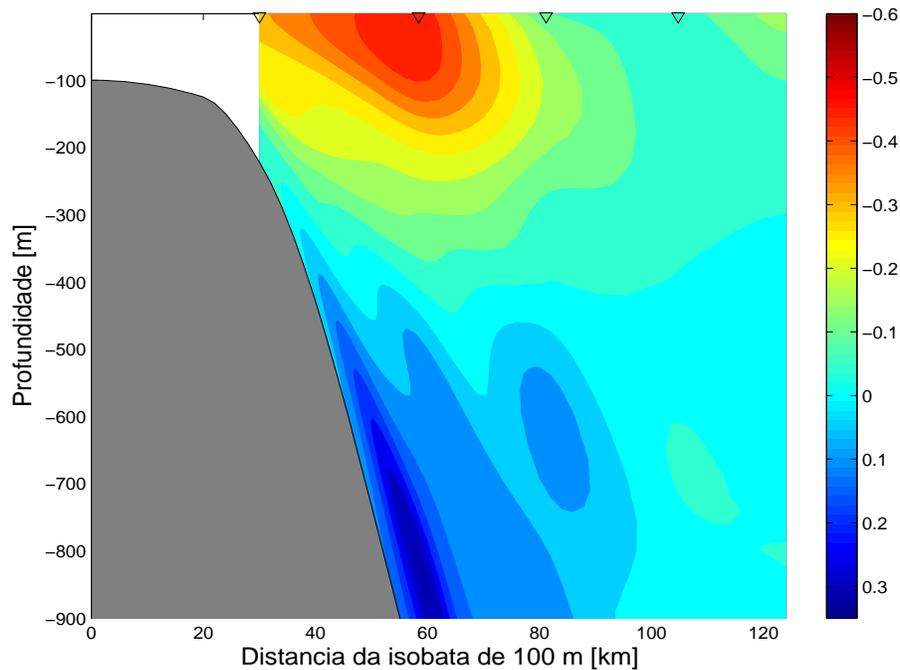


Figura 2.3: Seção de velocidade em m.s^{-1} normal à radial TRANSCOBRA, os triângulos representam as estações de Pegasus. Modificada de *Silveira et al.* [2004]

2.2 A Função de Estrutura Vertical

A função de estrutura vertical ϕ , normalizada pela velocidade em superfície, foi ajustada a partir do eixo do Sistema CB-CCI do conjunto de velocidade observada do Projeto TRANSCOBRA, passando pelos máximos de velocidade da CB na superfície e da CCI em 800 m de profundidade. Este sistema, que ocupa a coluna d'água até níveis intermediários do talude continental, tem configuração de um jato com uma única inversão de sentido, semelhante a uma estrutura de primeiro modo baroclínico, em torno dos 400-500 m de profundidade. Em outras palavras, CB flui para o sul entre 0 e 400 m enquanto a CCI para o norte entre 400 e 1200 m. A fim de capturar esses detalhes da estrutura vertical, optamos por ϕ ser representada por uma função exponencial, de acordo com:

$$\phi(z) = C_0 + Ce^{\frac{-z}{H}}, \quad (2.3)$$

A constante C_0 representa o *offset* da curva, necessário ao ajuste exponencial simples para que a condição de transporte baroclínico nulo integrado na vertical seja obtido.

É importante lembrar que não desprezamos a parte barotrópica, apenas deixamos essa componente da velocidade para um parâmetro ajustável do modelo (V^B), a ser obtido através da média vertical da velocidade integrada na coluna d'água. Após o ajuste ótimo não-linear da constante H e linear das constantes C e C_0 , obtemos os valores de 330 m, 1,5 e $-0,45$ respectivamente. A Eq. 2.3 é representada graficamente na Figura 2.4, onde a velocidade observada é mostrada sem a componente barotrópica

e normalizada pelo máximo em superfície.

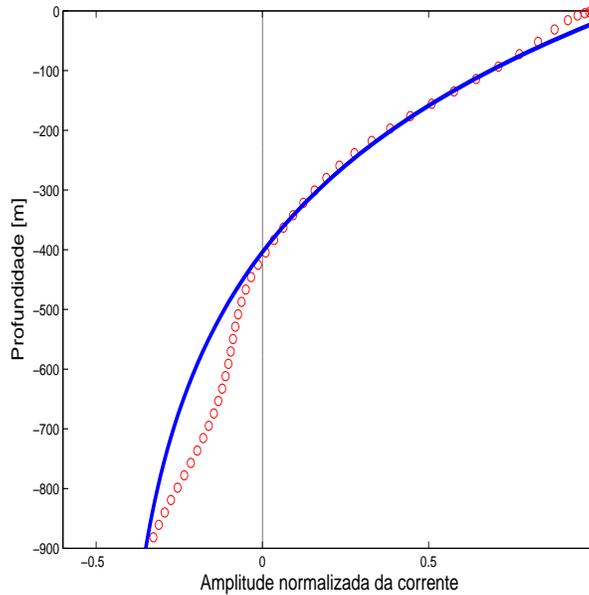


Figura 2.4: Resultados do ajuste para obtenção de $\phi(z)$, a partir do eixo do sistema. A estrutura observada é representada pelos círculos, e o ajuste pela curva sólida.

Observando a Figura 2.4, vemos que o perfil normalizado do eixo das correntes se assemelha bastante com um perfil de primeiro modo baroclínico, algo esperado, confirmando a alta baroclinicidade do sistema CB-CCI destacada por *Silveira et al.* [2004].

O ajuste em uma única curva foi possível devido a uma certa concordância entre os eixos da CB e CCI, configuração nem sempre observada neste sistema, uma vez que processos de instabilidade geram meandros e conseqüentemente uma discordância entre os eixos. Esta configuração, no entanto, provavelmente representa uma situação particular do Sistema CB-CCI. Possíveis variações à forma desta estrutura serão discutidas

nos próximos capítulos.

2.3 A Função de Estrutura Horizontal

Na Figura 2.3 é mostrada uma configuração onde parte da CB parece aproximar da quebra de plataforma. Porém, há situações onde a CB está completamente afastada desta. Por isso, devido à esta característica meandrante da CB, a função de estrutura horizontal foi elaborada para ser capaz de contemplar diversas situações. A função γ , da Eq. 2.1, é constituída por uma gaussiana, assumindo a simetria ou não desta pelos lados oceânico ou costeiro da corrente observada. Desta forma, alterando os parâmetros l_c (largura do lado costeiro da corrente) e l_o (largura do lado oceânico da corrente), podemos ajustar uma situação de interação da corrente com a plataforma ou um meandro ao largo.

A equação obtida para a curva paramétrica é

$$\gamma(x) = \begin{cases} e^{\frac{-(x-x_n)^2}{l_c^2}}, & \text{se } x \leq x_n \\ e^{\frac{-(x-x_n)^2}{l_o^2}}, & \text{se } x > x_n, \end{cases} \quad (2.4)$$

onde γ representa a Função de Estrutura Horizontal normalizada do eixo da corrente, l_c é a largura para o lado costeiro, l_o a largura para o lado oceânico, e x_n a posição do núcleo da corrente. O ajuste que representa a estrutura da corrente com a assimetria introduzida pela interação da CB com a plataforma se dá quando $l_c \neq l_o$. Esta formulação permite ainda contemplar situações em que os núcleos das CB e CCI não estão alinhados, como no cenário mostrado na Figura 2.3. Neste, dois valores de x_n podem ser usados: x_{nCB} e x_{nCCI} .

O ajuste para γ é mostrado na Figura 2.5, com valores de l_c e l_o correspondente à situação observada nos campos do projeto TRANSCOBRA.

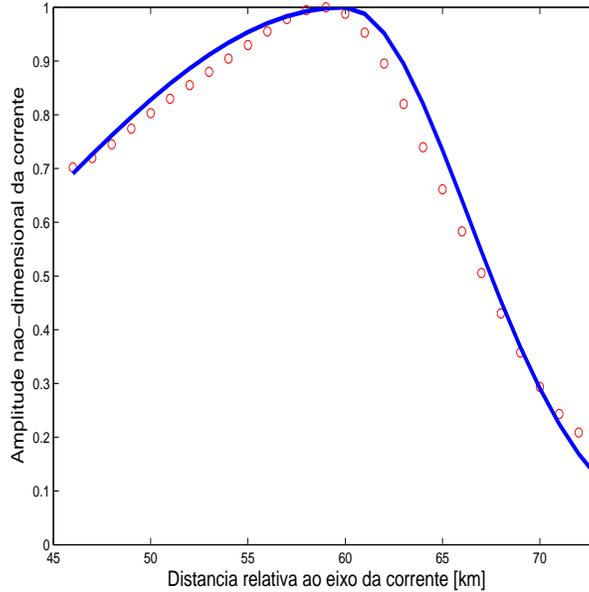


Figura 2.5: Ajuste para a função de estrutura horizontal γ para o Sistema CB-CCI, distância relativa à isóbata de 100 m. A estrutura observada é representada pelos círculos e o ajuste pela curva sólida, quando $l_c \neq l_o$.

Na Figura 2.5 nota-se claramente a influência da quebra da plataforma na corrente, esta se apresenta com uma assimetria, provavelmente devido ao atrito com o fundo.

2.4 Recomposição da Seção de Velocidade

A Figura 2.6 exhibe a representação, pelo modelo paramétrico, da seção de velocidade mostrada na Figura 2.3. Podemos observar que o sistema CB-CCI compara-se favoravelmente com a seção de velocidade observada quando utilizamos os parâmetros: $V_{BC}^S = -0,52 \text{ m.s}^{-1}$, $V^B = 0,01 \text{ m.s}^{-1}$. Tais parâmetros são obtidos do próprio con-

junto de dados do TRANSCOBRA, mas podem ser usadas quaisquer fontes de dados de velocidade para a região, ADCP, L-ADCP, Pegasus, altimetria etc. Usando da concordância entre os eixos das correntes CB e CCI optamos por manter os núcleos da CB e da CCI no mesmo local ($x_n = 54$ km) e a forma de $\gamma(x)$ obtida em superfície para a CB até o fundo para a CCI. Tal opção leva a uma representação com alto grau de idealismo principalmente para a CCI. É possível realizar ajustes separados para cada corrente (CB e CCI), porém aqui optamos pela simplicidade de manter as duas correntes como um sistema único, representado por apenas um MF. Esta opção torna o MF mais prático e fácil de ser aplicado reduzindo o número de parâmetros. Os parâmetros de largura da gaussiana foram: $l_c = 23$ km e $l_o = 9$ km (Estes valores estão sintetizados na Tabela 1).

Tabela 1. Parâmetros do Modelo de Feições.

Parâmetro	Valor
x_n	54 km
l_c	23 km
l_o	9 km
V_{BC}^S	$-0,52 \text{ m.s}^{-1}$
V^B	$0,01 \text{ m.s}^{-1}$
H	330 m
C	1,5
C_0	$-0,45$

A velocidade reproduzida pelo modelo no eixo da CB é de $-0,53 \text{ m.s}^{-1}$. Já a velocidade no eixo da CCI é de $0,29 \text{ m.s}^{-1}$. A profundidade em que ocorre a inversão das correntes é de ≈ 400 m.

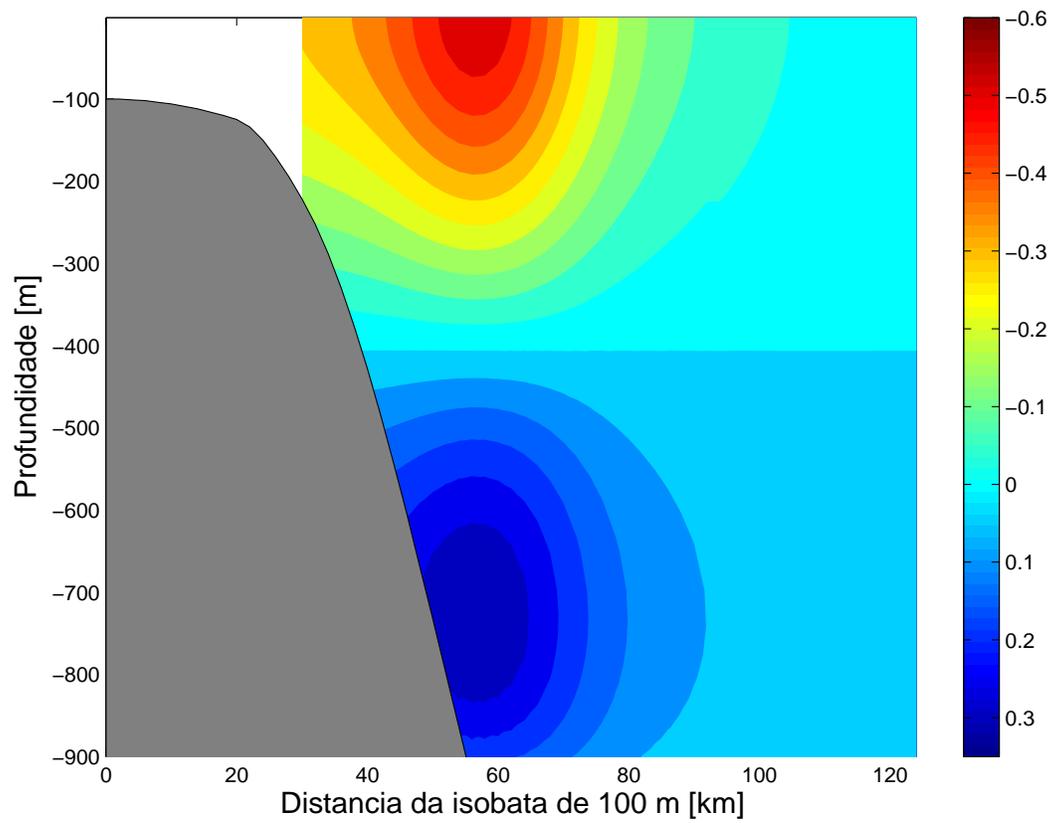


Figura 2.6: Seção vertical de velocidade em m.s^{-1} do modelo paramétrico representando a seção TRANSCOBRA.

Capítulo 3

Validação do Modelo de Feição

3.1 Os Cruzeiros DEPROAS I e II

Uma vez geradas as funções de estrutura horizontal e vertical para o MF de velocidades a partir do conjunto de dados TRANSCOBRA, buscamos agora validá-las para outras seções verticais de correntes. Como dito no Capítulo 2, este conjunto é o único disponível com perfilagens de velocidade do Sistema CB-CCI. Um conjunto de dados alternativo é o do Projeto DEPROAS, estes dados hidrográficos foram escolhidos devido à proximidade com a radial realizada no Projeto TRANSCOBRA (vide Figura 3.1).

A questão que se põe é como aplicar o MF de velocidades aos dados hidrográficos. Para tanto, utilizamos os resultados do trabalho de *Silveira et al.* [2004] da re-análise do conjunto de dados TRANSCOBRA. Estes autores mostraram que o sistema CB-CCI é aproximadamente 75–80% baroclínico, e a velocidade barotrópica varia de $-0,2 \text{ m.s}^{-1}$ na costa até $0,01 \text{ m.s}^{-1}$ no centro da seção. Assim, devido à baixa contribuição da parte barotrópica no sinal da corrente, é razoável aproximá-la pela estrutura baroclínica apenas.

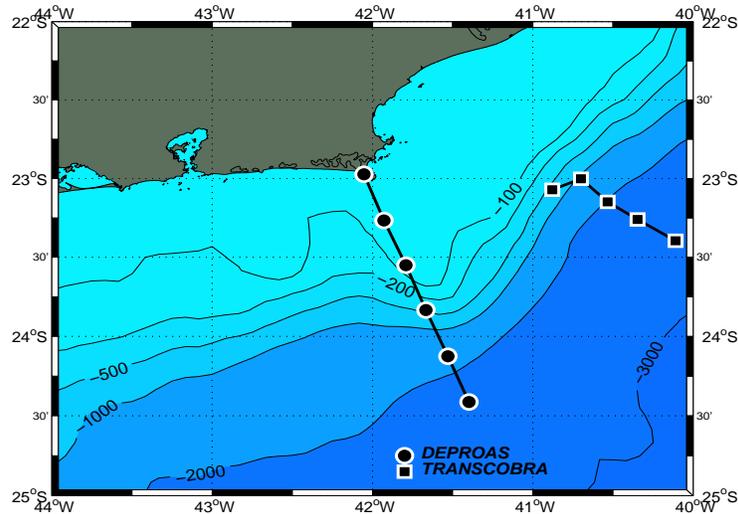


Figura 3.1: A radial hidrográfrica DEPROAS, realizada em janeiro e repetida em julho de 2001, próxima à radial TRANSCOBRA.

Com esta informação, os autores obtiveram velocidades baroclínicas absolutas geradas numericamente a partir dos campos hidrográficos do Projeto DEPROAS I e II (janeiro e julho de 2001, respectivamente). Tais campos de velocidade foram obtidos utilizando a versão seccional do Modelo Oceânico da Universidade de Princeton (representando uma versão bi-dimensional do código desenvolvido por *Blumberg & Mellor* [1987] - POMSec). O uso do POMSec para a obtenção da velocidade a partir dos campos hidrográficos, ao invés do uso de velocidade geostrófica via o método dinâmico clássico, se deve aos seguintes motivos:

- A saída do modelo oferece mapas de velocidades baroclínicas absolutas, independentes de um nível de referência arbitrário (como aquelas calculadas pelo método dinâmico), e que preservam a essência da baroclinicidade: não há transporte de massa integrado na vertical;
- As saídas de temperatura e salinidade são filtradas dinamicamente pelo modelo, o

que minimiza o *aliasing* principalmente por marés internas que introduzem enorme dificuldade na aplicação dos cálculos geostróficos clássicos.

- Os campos de velocidade, como têm de satisfazer às condições de contorno, ajustam-se à topografia. Assim, mapas de velocidades se tornam mais realísticos, ou seja, mais próximos do que seriam as correntes perfildas.

Os campos de velocidades obtidos pelo método do POMSec são essencialmente geostróficos. *Mattos et al.* [2003] mostrou que essa técnica reproduz 78% do campo baroclínico total, sugerindo esta ferramenta como alternativa ao método dinâmico tradicional. Reproduziremos a seguir as seções de velocidade baroclínicas para os Cruzeiros DEPROAS I e II, Figuras 3.3 e 3.2 respectivamente.

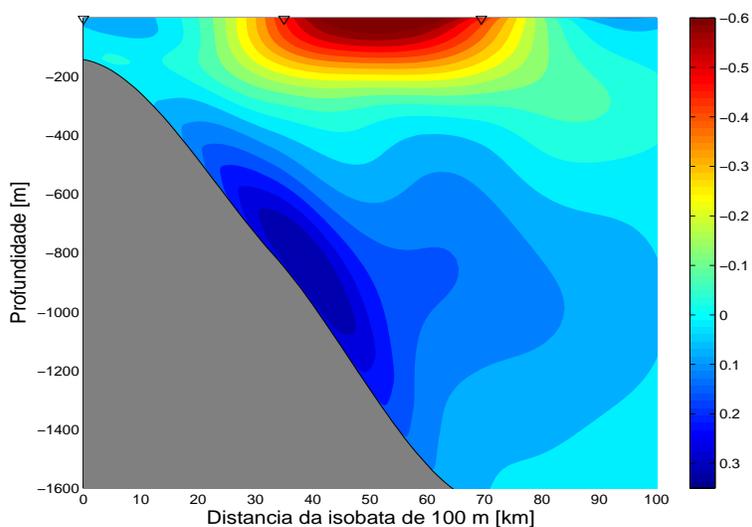


Figura 3.2: Seção de velocidade em $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ normal à radial DEPROAS II julho de 2001, os triângulos representam as estações hidrográficas. Modificada de *Silveira et al.* [2004].

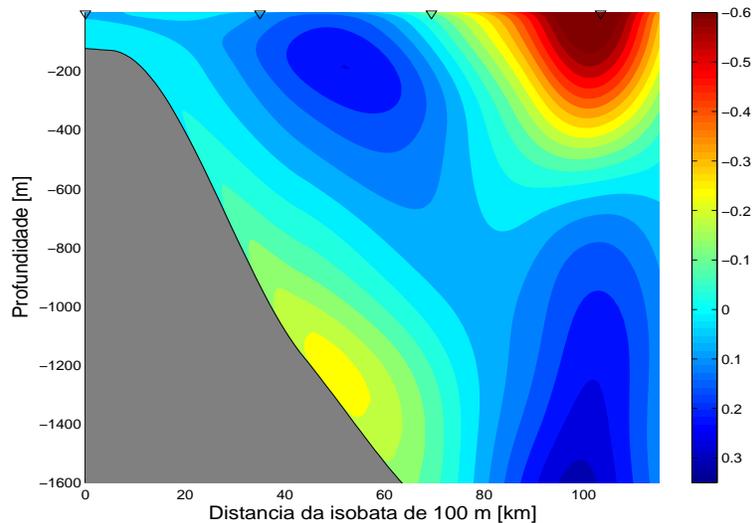


Figura 3.3: Seção de velocidade em m.s^{-1} normal à radial DEPROAS I janeiro de 2001, os triângulos representam as estações hidrográficas. Modificada de *Silveira et al.* [2004].

No cruzeiro DEPROAS II, Figura 3.2, temos uma estrutura que se assemelha com a observada no TRANSCOBRA (Figura 2.3), mostrando a CB com o núcleo na superfície em configuração de jato. A CB atinge velocidades menores que $-0,7 \text{ m.s}^{-1}$. Podemos observar que a inversão entre 450-500 m também está presente. Abaixo desta linha de inversão encontramos a CCI, com núcleo colado ao talude e velocidade máxima de $0,3 \text{ m.s}^{-1}$.

Para o cruzeiro DEPROAS I, Figura 3.3, podemos notar um vórtice frontal ciclônico. Este vórtice apresenta apenas uma reversão em profundidade, caracterizando um vórtice típico de primeiro modo baroclínico, semelhante ao sistema CB-CCI quando não está meandrando (Figuras 2.3 e 3.2). Próximo à costa a CB flui para norte e inverte para sul em direção ao largo. Devido à característica de primeiro modo, a CCI flui no sentido oposto a CB. Utilizamos esta seção de velocidades exibindo o vórtice apenas de forma ilustrativa, porém não tentaremos reproduzir a situação observada no DEPROAS I.

Buscaremos uma forma para representar um vórtice frontal típico do Sistema CB-CCI apenas.

3.2 Aplicação do MF de Velocidades ao Conjunto DEPROAS

Os Modelos de Feição oceanográficas são práticos e flexíveis, nos permitindo de forma simples ajustá-los e/ou atualizá-los mudando apenas alguns de seus parâmetros. Fazendo uso desta propriedade, e após inspeções nas Figuras 3.2 e 3.3, notamos que é necessário ajustar diferentes posições para os núcleos das correntes CB e CCI, pois estas nem sempre estão alinhadas no mesmo eixo (comparando Figura 2.3 e 3.2). Adicionalmente, o sistema CB-CCI comumente apresenta feições como vórtices frontais, o caso do cenário exibido na Figura 3.3.

Como os campos de velocidades do conjunto DEPROAS não possuem a parte barotrópica, uma forma particular do modelo paramétrico apresentado na Eq. 2.1 foi utilizada, contendo agora apenas a componente baroclínica da velocidade:

$$v(x, z) = \gamma(x)\phi(z)V_{BC}^S \quad . \quad (3.1)$$

3.2.1 MF para o Cenário DEPROAS II

Iniciamos a aplicação do MF pelo cruzeiro DEPROAS II, por este apresentar uma situação semelhante àquela da Figura 2.3, onde a CB e CCI não estão meandrando. A primeira etapa da aplicação do MF é ajustar a estrutura horizontal para a configuração de jato aproximadamente simétrico para a CB (Figura 3.2). A Figura 3.4 mostra $\gamma(x)$ para o DEPROAS II, que é um caso particular da estrutura horizontal apresentada

para o conjunto de dados TRANSCOBRA, agora com $l_c = l_o$, formando uma gaussiana simétrica representando a CB afastada da plataforma. A forma simétrica foi escolhida após observação da Figura 3.2.

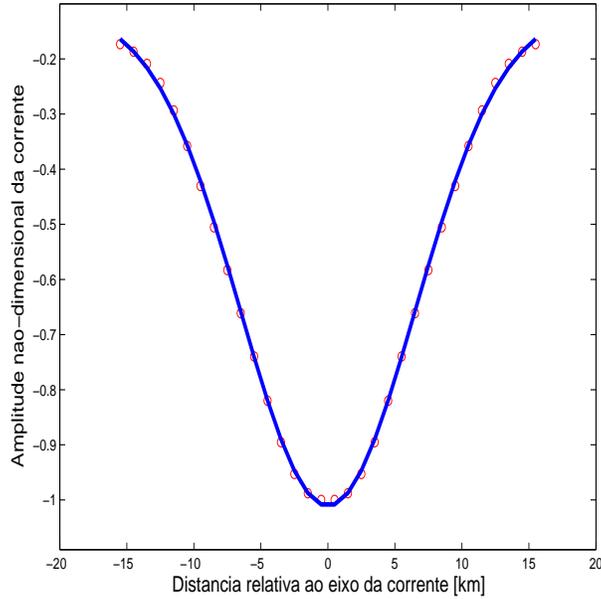


Figura 3.4: Ajustes para a função de estrutura horizontal γ do Sistema CB-CCI, a estrutura observada é representada pelos círculos e o ajuste pela curva sólida, quando $l_c = l_o$.

A Figuras 3.5 exhibe a representação, pelo modelo paramétrico, da seção de velocidade para situação de jato. Nota-se que o sistema CB-CCI representa satisfatoriamente a seção modelada por *Silveira et al.* [2004] (Figura 3.2). Utilizando os parâmetros: $V_{BC}^S = -0,77 \text{ m.s}^{-1}$, $l_c = l_o = 20 \text{ km}$, e para representar a assimetria entre os eixos do sistema, usamos x_n 55 km para a CB e x_n 35 km para a CCI (Tais valores estão sintetizados na Tabela 3.1).

Na Figura 3.6 podemos comparar o perfil vertical de velocidade do MF com os dados do DEPROAS II. Vemos que apenas através do ajuste dos parâmetros, o modelo de

Tabela 3.1: Parâmetros do Modelo de Feições para o DEPROAS II

Parâmetro	Valor
x_{nCB}	55 km
x_{nCCI}	35 km
$l_c = l_o$	20 km
V_{BC}^S	$-0,77 \text{ m.s}^{-1}$
H	330 m
C	1,5
C_0	$-0,45$

feição originalmente concebido para a situação observada no TRANSCOBRA, pode ser adaptado para diferentes configurações.

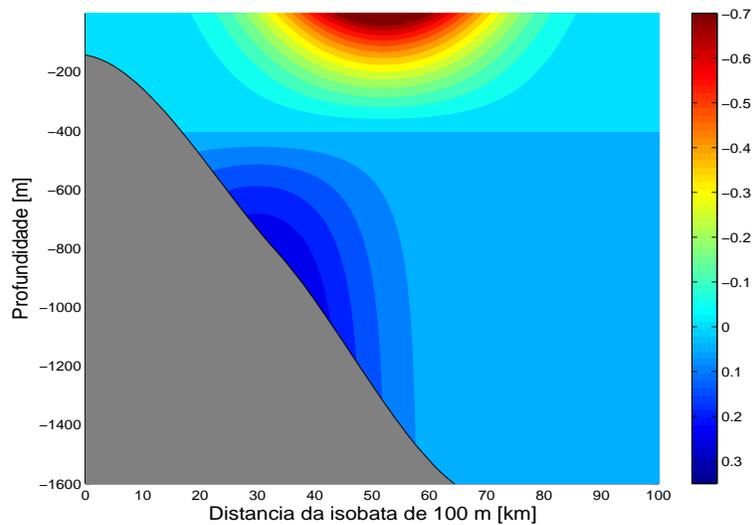


Figura 3.5: Seção vertical de velocidade em m.s^{-1} do MF para configuração de jato do DERPOAS II.

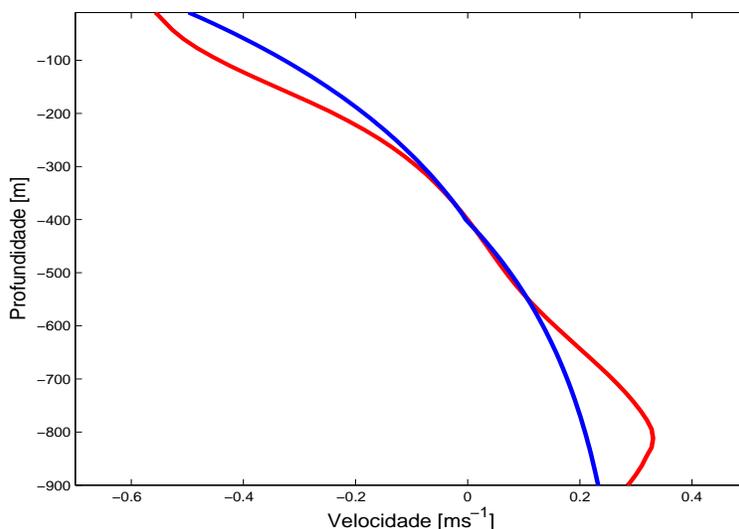


Figura 3.6: Perfil de velocidade em $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, linha vermelha representa os dados do DEPROAS II e a linha azul o MF.

3.2.2 MF para o cenário DEPROAS I

Além de testar a formulação paramétrica em outro conjunto de dados e somente com a parte baroclínica, buscamos também uma nova estrutura horizontal para representar a configuração de vórtice frontal, semelhante ao observado em janeiro de 2001 durante o cruzeiro DEPROAS I (Figura 3.3). Tais feições são comuns no sistema CB-CCI. Porém vale ressaltar que não buscamos representar especificamente o vórtice observado durante este cruzeiro, e sim um vórtice frontal de primeiro modo baroclínico qualquer.

Neste caso, consideramos um vórtice frontal como uma inflexão da frente da velocidade da CB que dobra sobre ela própria. Desta forma, o novo ajuste que representa o vórtice frontal, foi obtido com a composição de duas CBs paramétricas com sentidos opostos, assim γ é representada pela soma de duas gaussianas na seguinte forma:

$$\gamma(x) = e^{\frac{-(x-x_1)^2}{l^2}} - e^{\frac{-(x-x_2)^2}{l^2}}, \quad (3.2)$$

onde $\gamma(x)$ representa a função de estrutura horizontal do eixo da corrente, l é a largura da corrente, x_1 e x_2 são os centros das curvas. A forma da curva é mostrada na Figura 3.7.

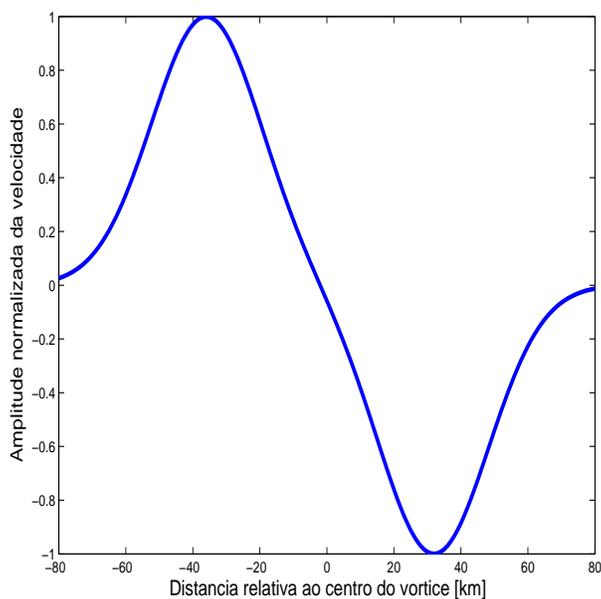


Figura 3.7: Função de estrutura horizontal para configuração de vórtice frontal.

A Figura 3.8 exibe a representação, pelo modelo paramétrico, da seção de velocidade para a situação de vórtice frontal. Observando o sistema CB-CCI, representada na seção modelada por *Silveira et al.* [2004] (Figura 3.3), podemos retirar os parâmetro: $V_{BC}^S = -0,70$, $l = 23$ km, $x_1 = 60$ km e $x_2 = 130$ km. Através da observação da Figura 3.3, optamos por manter os núcleos x_1 e x_2 alinhados em profundidade, os valores dos parâmetros estão sintetizados na Tabela 3.2.

Tabela 3.2: Parâmetros do Modelo de Feições para o DEPROAS I

Parâmetro	Valor
x_1	60 km
x_2	130 km
l	23 km
V_{BC}^S	$-0,70 \text{ m.s}^{-1}$
H	330 m
C	1,5
C_0	$-0,45$

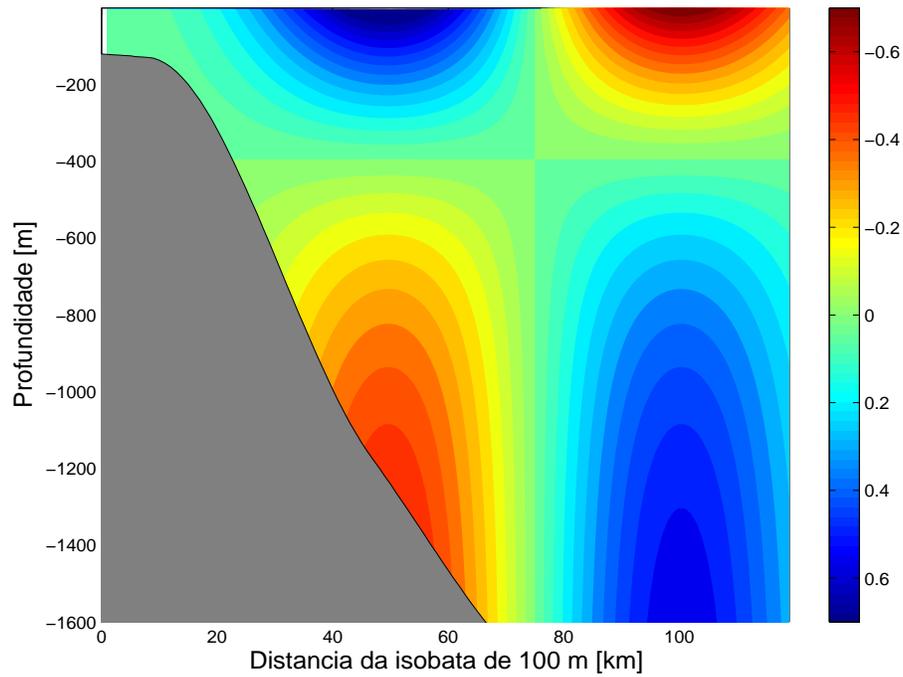


Figura 3.8: Seção vertical de velocidade em m.s^{-1} do MF para configuração de vórtice frontal.

3.3 Síntese dos Resultados da Validação

Obtemos representações dos campos de velocidade ajustados para os campos TRANSCOBRA (Capítulo 2) e DEPROAS (Capítulo 3). A representação do sistema CB-CCI através de um modelo paramétrico, que explora a estrutura vertical relativamente simples do sistema e a configuração zonal de jato, pode ser feita e atualizada mudando apenas os parâmetros V_{BC}^S , V^B para as amplitudes das velocidades, os núcleos das correntes (x_n) e as larguras (l_c e l_o) dos jatos.

Os resultados, considerando a simplicidade da formulação, preserva as características dos campos observados. Entretanto, podemos notar que as maiores diferenças estão junto ao fundo. Isto se deve principalmente ao ajustamento do POMSec à camada limite de fundo, as componentes ageostróficas oriundas desta interação não são contempladas pelo MF devido à sua natureza geostrófica. Porém, se o MF for usado para inicialização e/ou atualização em modelos numéricos de equações primitivas, este se encarregará de realizar tal ajustamento com o fundo.

As representações por MFs não devem ser tratadas como representações realísticas das feições que as originaram, e sim analisadas do ponto de vista do seu futuro uso prático. A facilidade e praticidade da implementação do MFs é valiosa quando estes são utilizados para atualizações, com informações observacionais, em esquemas de previsão oceânica. Assim, a partir de dados de satélite ou de ADCPs de casco de navios de oportunidade, os parâmetros, como posição da frente de velocidade, largura, localização do jato e/ou vórtice, podem ser continuamente atualizados.

A assimilação/atualização pode ser realizada mesclando-se os dados instantâneos com os MFs, estes atuam como “âncoras” para garantir a presença das feições. Além disso, imprimem a energia de meso-escala em modelos numéricos quando a inicialização é feita por dados climatológicos.

Geralmente os modelos de equações primitivas requerem o campo de massa para sua inicialização. Por isso, buscamos no próximo capítulo encontrar o campo de massa

correspondente ao campo de velocidade do MF.

Capítulo 4

O Modelo de Estrutura de Massa

Uma vez obtido uma forma paramétrica para o campo de velocidades, buscamos obter uma forma, também paramétrica, para o campo de massa. Propomos aqui um procedimento alternativo aos modelos inversos de *Gangopadhyay et. al* [1997] e *Hátun & Hansen* [2003]. Para tanto, preservamos do modelo dos primeiros autores a concepção de que o campo de velocidades está em balanço geostrófico, e tal balanço está associado ao seu respectivo campo de massa.

Como o conjunto de dados hidrográficos do histórico Projeto TRANSCOBRA não está disponível, formularemos e aplicaremos o MF ao conjunto de dados DEPROAS. Com isso continuaremos, como no Capítulo 3, a considerar apenas a estrutura baroclínica da velocidade, mesmo porque esta é consequência dos campos termohalinos.

4.1 Formulação Básica

Para obter o campo de massa, a partir do modelo paramétrico de velocidade baroclínica, assumimos que os campos de velocidades estão em balanço geostrófico. Assim, partindo da relação do vento térmico,

$$\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0 f_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad , \quad (4.1)$$

onde f_0 é o parâmetro de Coriolis, g a aceleração da gravidade, ρ_0 é a densidade média da água do mar, v a velocidade normal à seção em x e $\rho = \rho(x, z)$.

A equação do vento térmico relaciona o cisalhamento vertical de velocidades baroclínicas com o gradiente horizontal de pressão imposto pelo campo de massa. Substituindo v da Eq. 4.1 pela expressão do modelo paramétrico para velocidades baroclínicas na Eq. 3.1 e integrando entre o início da radial ($x = x_0$) até uma distância arbitrária, obtemos:

$$\rho = \rho(x_0) - \left(\frac{\rho_0 f_0}{g} V_{BC}^S \int_{x_0}^x \gamma(x') dx' \right) \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad . \quad (4.2)$$

O MF para densidade também pode ser escrito em forma de separação de variáveis, partindo da Eq. 4.2, temos que a anomalia de densidade é:

$$\rho'(x, z) = \Gamma(x)\Phi(z) \quad , \quad (4.3)$$

onde a estrutura horizontal de densidade é dada por:

$$\Gamma(x) = \frac{\rho_0 f_0 V_{BC}^S}{g} \int_{x_0}^x dx' \gamma \quad , \quad (4.4)$$

e a estrutura vertical de densidade:

$$\Phi(z) = \frac{\partial\phi}{\partial z} \quad . \quad (4.5)$$

Da Eq. 4.5, vale destacar que a derivada de ϕ , estrutura vertical de velocidade, em relação à coordenada z é que representa a estrutura vertical de massa. Decorrente da integração, $\Phi(z)$ é não-dimensional, mas $\Gamma(x)$ é dimensional e carrega o parâmetro V_{BC}^S .

4.2 Aplicação do MF de Densidade ao Conjunto DEPROAS

A Figura 4.1 mostra Φ , onde podemos ver que a estrutura se assemelha a um perfil vertical típico de densidade. Como os MFs elaborados para velocidade representam apenas a porção geostrófica, seu derivado para densidade é capaz de reproduzir um campo de massa apenas onde a geostrofia é válida. Logo este é incapaz de reproduzir a camada de mistura, por esta ser essencialmente ageostrófica. A limitação da não resolução da camada de mistura pelo MF se traduz no perfil vertical de Φ , onde há estratificação deste os primeiros níveis de profundidade.

Cabe ressaltar que tal forma para Φ , semelhante à estrutura de um perfil vertical de densidade, é simples devido à forma de primeiro modo baroclínico de ϕ , a função de estrutura vertical da velocidade. Formas para ϕ mais complexas em estrutura modal resultariam certamente em maior grau de dificuldade na obtenção de um perfil de densidade.

Já a estrutura horizontal de massa (Eq. 4.4) é representada principalmente pela integral de γ , a estrutura horizontal de velocidade. Os perfis mostrados nas Figuras 4.2 e 4.3 representam as distribuições horizontais de massa para as configurações de jato

(do cruzeiro DEPROAS II) e vórtice (do cruzeiro DEPROAS I) respectivamente.

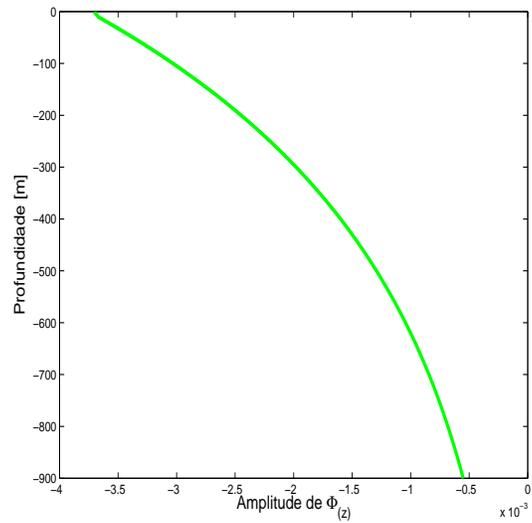


Figura 4.1: Função de Estrutura Vertical $\Phi(z)$.

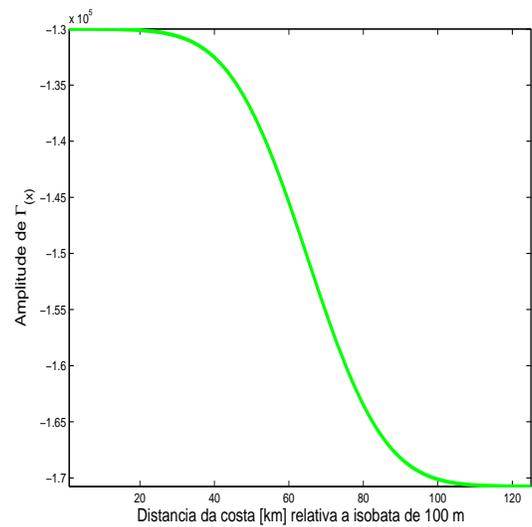


Figura 4.2: Função de Estrutura Horizontal $\Gamma(x)$ para configuração de jato.

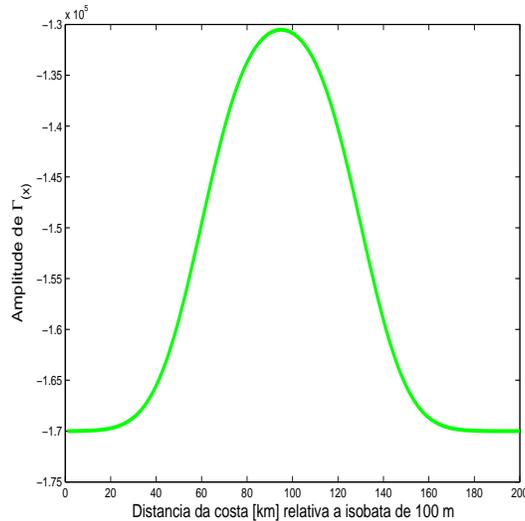


Figura 4.3: Função de Estrutura Horizontal $\Gamma(x)$ para configuração de vórtice frontal.

4.3 Recomposição do Campo de Massa

Aqui mostramos a reconstrução do campo de massa a partir dos campos de velocidades para os casos DEPROAS com e sem o vórtice frontal, (Figuras 3.5 e 3.8).

Para a reconstrução usamos os valores: $\rho_0 = 1023 \text{ kg.m}^{-3}$, $f_0 = -5.7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ para -23° de latitude. Para $\rho(x_0) = 1028 \text{ kg.m}^{-3}$ utilizamos uma média dos dados observados. Podemos observar nas Figuras 4.4 (jato) e 4.5 (vórtice) os campos de massa plotados em σ_t ($\sigma_t = \rho - 1000$), podemos notar que os campos de densidade obtidos pelo MF são condizentes com as velocidades baroclínicas esperadas. A Figura 4.6 mostra o campo de massa observado durante o DEPROAS II. O campo gerado pelo MF (Figura 4.4) mostra-se bastante semelhante ao observado, tendo suas amplitudes, nível de inversão e posição da frente de densidade bem reproduzidos. É possível notar também a limitação do MF em reproduzir a camada superficial, devido a limitação em reproduzir a camada

de mistura. O valor para a constante de integração ($\rho(x_0)$) foi obtido a partir da média de ρ para o campo dos dados.

A Figura 4.7 mostra um perfil vertical de densidade para os dados que deram origem à velocidade baroclínica apresentada na Figura 3.2. Uma rápida validação destes campos, não mostrada aqui, foi realizada através da aplicação do método dinâmico tradicional, que reproduziu de forma semelhante os campos de velocidades dos modelos paramétricos iniciais.

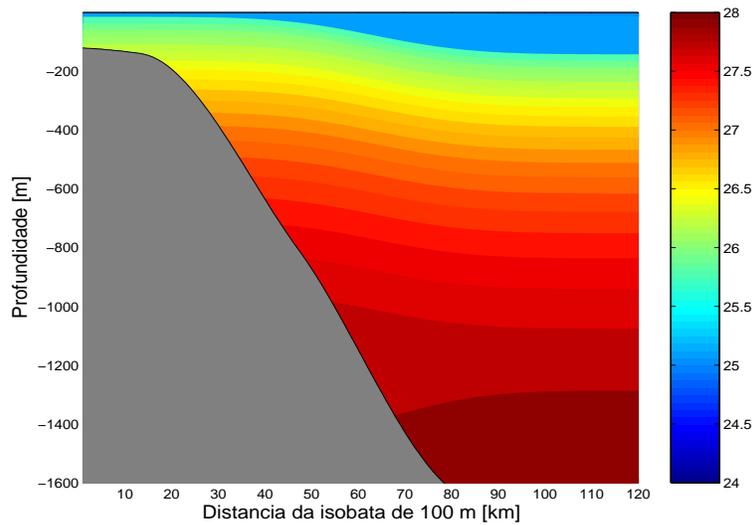


Figura 4.4: Seção de densidade σ_t em $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, configuração de jato para DERPOAS II.

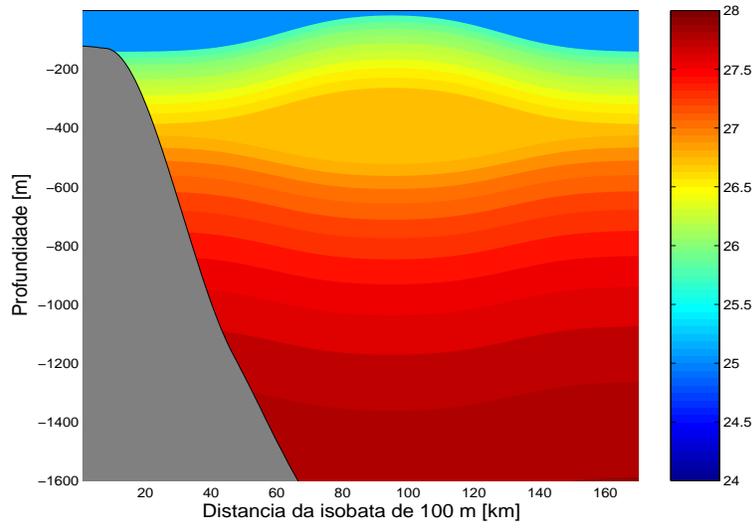


Figura 4.5: Seção de densidade σ_t em $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, configuração de vórtice frontal.

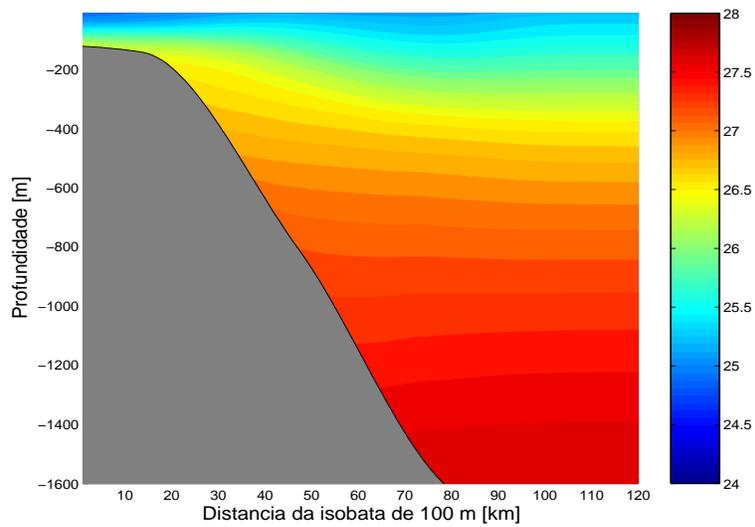


Figura 4.6: Seção de densidade σ_t em $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ da radial DEPROAS II configuração de jato, Julho de 2001.

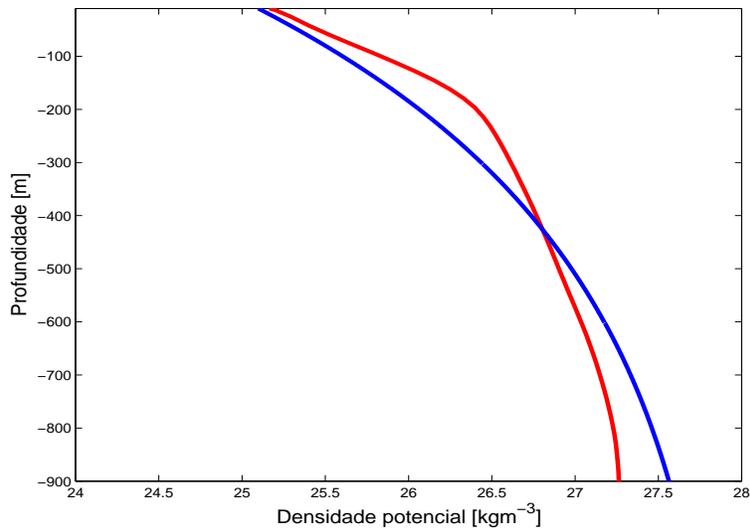


Figura 4.7: Perfil de densidade σ_t em $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, linha vermelha representa os dados do DEPROAS e a linha azul o MF.

Escolhemos a configuração de jato para comparar o perfil vertical da densidade obtida pelo modelo com o perfil dos dados. Tal comparação não cabe na configuração de vórtice, pois esta não representa o ciclone observado na campanha DEPROAS II, e sim um vórtice frontal qualquer, quando a frente de velocidade se dobra. Nota-se que o perfil do MF (Figura 4.7) é claramente mais “suave” que o observado, porém, mesmo assim, apresenta as mesmas estruturas observadas nos dados. A camada profunda e a pinoquina são evidentes, já a camada de mistura não é reproduzida pelo MF devido à aproximação geostrofica. Porém mesmo nos dados do DEPROAS durante o inverno, esta se mostrou bastante reduzida (≈ 20 m).

Desta forma parametrizamos o sistema CB-CCI e um vórtice frontal ciclônico em termos da estrutura de massa. Este modelo é baseado na frente de velocidade e seu cisalhamento vertical, assumindo a relação do vento térmico para obter o campo de massa partindo do campo de velocidades.

Podemos assim obter campos de massa em balanço geostrófico, a partir de campos de velocidades baroclínicas para utilização em modelos numéricos ou em estudos teóricos onde estes se façam necessários.

Capítulo 5

O Modelo de Estrutura de Temperatura

Um dos principais usos dos MFs é a inicialização/assimilação em modelos de equações primitivas. Portanto, muitas das vezes são necessário modelos de temperatura (T) e salinidade (S) para serem incluídos nas simulações numéricas. Dois dos principais problemas, para se criar um MF de T e S partindo do MF de densidade, são: a resolução do problema inverso para T e S a partir de apenas ρ do MF e a natureza não-linear da equação de estado da água do mar. O primeiro, resolvemos assumindo que T é o principal responsável pela distribuição de ρ e assim adotamos um valor médio fixo para S. O segundo resolvemos construindo um MF para T a partir de uma forma linear da equação de estado. Com isso buscamos obter o campo de T correspondente ao campo de densidade do MF obtido anteriormente para o conjunto DEPROAS.

5.1 Formulação Básica

A equação do estado de acordo com JPOTS (*Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards*) mostra uma relação funcional $\rho = \rho(S, T, p)$ não-linear muito complexa.

Esta se apresenta na forma de uma série de potências das variáveis independentes complicada demais para ser utilizada em problemas de hidrodinâmica. Por isso buscamos uma forma linear desta relação de acordo com *Mamayev* [1975].

Partindo da forma diferencial,

$$\frac{d\rho}{\rho_0} = \beta dS - \alpha dT + \kappa dp \quad , \quad (5.1)$$

onde ρ_0 é a densidade de referência, β é o coeficiente de contração salina, α o coeficiente de expansão térmica e κ o coeficiente de compressão bórica. Entretanto, o modelo de densidade foi desenvolvido em termos da densidade convencional [$\rho = \rho(S, T, 0)$], isso nos conduz à eliminação do termo κdp (variação da densidade em função da pressão). Podemos então simplificar a Eq. 5.1. Tal aproximação é válida uma vez que a densidade potencial é muito próxima da densidade convencional em função de T e S à pressão atmosférica (Figura 5.1).

Assim, seguindo *Mamayev* [1975], integramos a Eq. 5.1 para obter Assim integramos a Eq. 5.1 para obter:

$$\rho = \rho_0(\bar{\beta}S - \bar{\alpha}T) + A \quad , \quad (5.2)$$

onde A é a constante de integração e assumimos $\bar{\beta}$ e $\bar{\alpha}$ como coeficientes médios de contração salina e expansão térmica. Como ρ_0 é a densidade de referência quando T=S=0, temos que: $\rho = \rho_0$ para S=T=0, logo, $A = \rho_0$. Logo, a forma linear da equação do estado em duas dimensões se torna

$$\rho(x, z) = \rho_0(1 + \bar{\beta}\bar{S} - \bar{\alpha}T(x, z)) \quad , \quad (5.3)$$

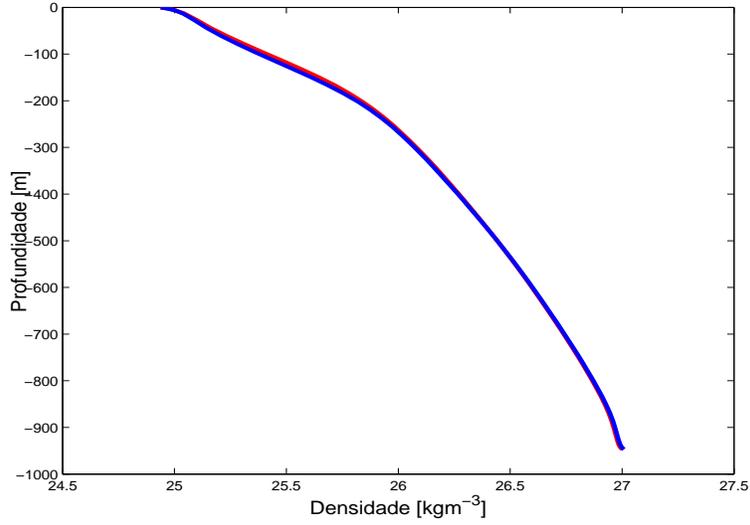


Figura 5.1: Perfil vertical de densidade médio para o DEPROAS II, densidade convencional (σ_t) é a linha vermelha e densidade potencial (σ_θ) a linha azul.

onde passamos a considerar uma salinidade média \bar{S} para toda a coluna d'água.

Rearranjando a Eq. 5.3 em termos de T,

$$T(x, z) = \frac{\frac{-\rho}{\rho_0} + 1 + \bar{\beta}\bar{S}}{\bar{\alpha}} \quad . \quad (5.4)$$

Substituindo ρ pela parametrização para densidade via Eq. 4.2 na Eq. 5.4, chegamos a

$$T(x, z) = \frac{\left\{ - \left[\left(\rho(x_0) - \frac{\rho_0 f_0 V_{BC}^S}{g} \int_{x_0}^x \gamma(x) dx' \right) \frac{\partial \phi(z)}{\partial z} \right] \right\} + 1 + \bar{\beta}\bar{S}}{\bar{\alpha}\rho_0} \quad . \quad (5.5)$$

Com a Eq. 5.5, podemos construir o campo de temperatura a partir de MF de densidade.

Pela Eq. 5.3 podemos notar que pode-se construir um MF para salinidade considerando temperatura constante, aproximação útil para regiões onde esta é mais relevante que a temperatura na distribuição de densidade.

5.2 Recomposição dos Campos de Temperatura

O campo de temperatura reconstruído pelo modelo paramétrico de temperatura é apresentado na Figuras 5.2 para o cenário DEPROAS II. Para tanto utilizamos os parâmetros sintetizados na Tabela 5.1. Assim como para a densidade, o MF de temperatura se compara favoravelmente aos dados observados (Figura 5.3). Porém, em profundidade, há uma aparente maior diferença entre dados observados e MF de temperatura que para densidade. Provavelmente isso decorre da aproximação para uma salinidade constante. Próximo à região onde ocorre o mínimo de salinidade associado à AIA, a temperatura modelada deve variar mais que as observações (aumentando) a fim de compensar as variações na densidade.

A Figura 5.4 mostra um perfil vertical de temperatura no centro da seção para o MF e os dados observados pela campanha DEPROAS II. Ambas mostram a configuração de jato, pois, assim como para a densidade, não cabe a comparação para a configuração de vórtice. O perfil do MF se compara favoravelmente com os dados, pois assim como o perfil de densidade, o perfil de temperatura também é bem suave em relação as observações, porém mantém as principais estruturas e amplitudes.

Já a Figura 5.5 exhibe a reconstrução pelo MF para o vórtice modelado no Capítulo 3. Vale lembrar que, assim como para densidade, uma comparação com os dados observadas não seria válida, já que este MF representa um vórtice frontal qualquer e não observado no cenário DEPROAS I (Figura 3.3). As variações sazonais não são evidentes, uma vez que estas atuam principalmente na camada de mistura, feição não

resolvida por este modelo.

Tabela 5.1: Parâmetros do Modelo de Feições para temperatura

Parâmetro	Valor
$\bar{\alpha}$	$1,5 \times 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$
$\bar{\beta}$	8×10^{-4}
ρ_0	1000 kg.m^{-3}
\bar{S}	35

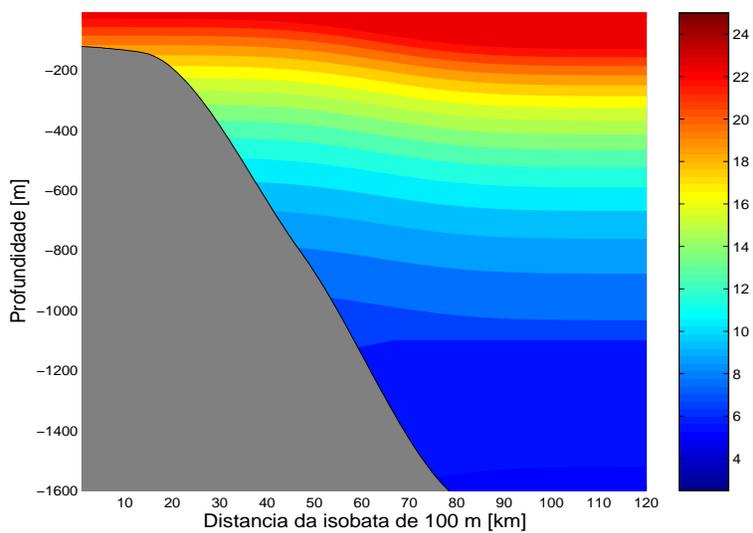


Figura 5.2: Seção de temperatura pelo MF em °C, configuração de jato.

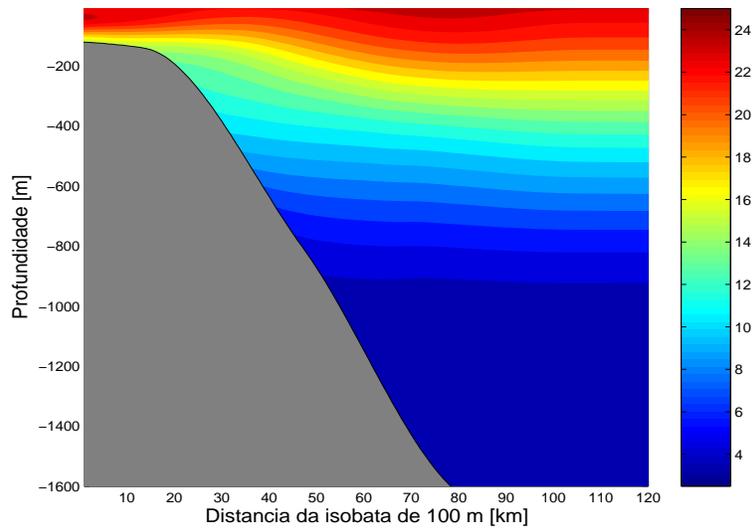


Figura 5.3: Seção de temperatura observada em °C da radial DEPROAS II, configuração de jato, Julho de 2001.

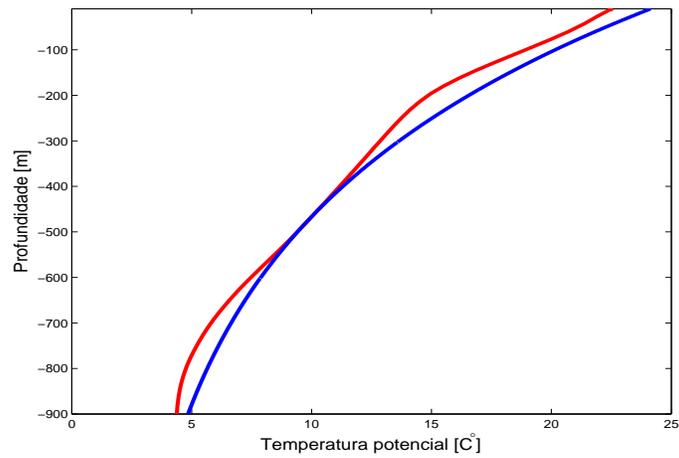


Figura 5.4: Perfil de temperatura em ° C do centro da seção, linha vermelha representa os dados do DEPROAS II e a linha azul o MF.

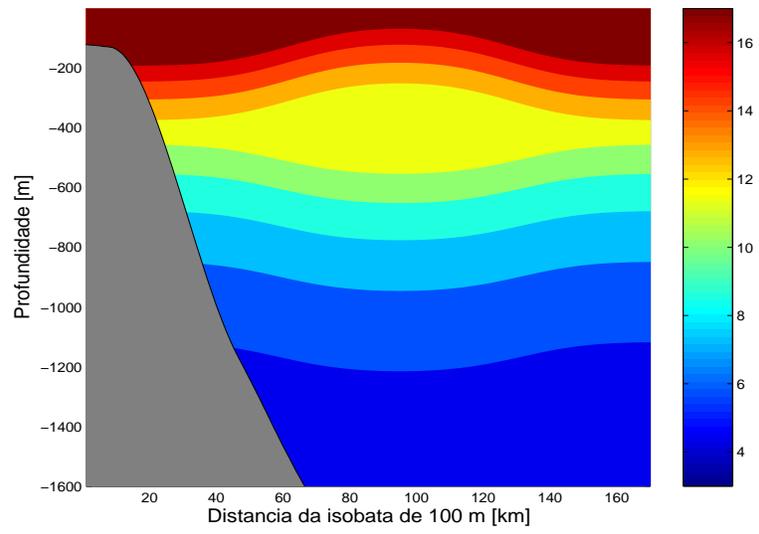


Figura 5.5: Seção de temperatura pelo MF em °C para configuração de vórtice frontal.

Capítulo 6

A Utilização dos MFs com Dados de ADCP

Ao longo dos primeiros capítulos desta dissertação, desenvolvemos MFs de velocidade, densidade e temperatura para o Sistema CB-CCI, baseados na abordagem inversa e assumindo (quase-) geostrofia. No Capítulo 1, descrevemos os objetivos que se baseiam essencialmente no desenvolvimento e aplicação dos MFs a partir do conhecimento da estrutura de velocidade em superfície.

Neste capítulo, trataremos da utilização dos MFs a partir de radiais de velocidade observada por ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) de casco. Escolhemos este tipo de conjunto de dados porque os ADCPs tornaram-se instrumentos de rotina para medir correntes oceânicas em ambas dimensões vertical e horizontal na última década [*Munchow, 2000*]. Também apresentaremos, resumidamente, o protocolo de preparação e aplicação dos dados de ADCP nos MFs, visto que a hipótese de geostrofia requer a remoção/minimização de velocidades agestróficas.

6.1 As Radiais de ADCP do Conjunto DEPROAS

O aparelho utilizado durante os cruzeiros DEPROAS foi um *Vessel Mount - Broad Band - ADCP* ou perfilador de correntes acústico por efeito doppler de banda larga em casco de navio da RDInstruments (VM-BB-ADCP), operando à 153,6 kHz de frequência e instalado no casco do N/Oc. Prof. W. Besnard do Instituto Oceanográfico da USP. A resolução vertical é de 8 m, sendo o primeiro *bin* à 12,25 m da superfície. O alcance máximo é cerca de 200 m (25 *bins*). As correntes medidas foram processadas através da integração do ADCP ao sistema de navegação do navio, composto por um girocompasso e pelo sistema de orientação por satélite (DGPS). A obtenção precisa do perfil de velocidade de correntes é obtida preferencialmente através do referenciamento em relação ao fundo (via sistema de *bottom tracking*) até 200 m de profundidade. Porém, em águas mais profundas, os valores de correntes são obtidos através da remoção da velocidade do navio, uma vez conhecida sua derrota pelo sistema de navegação.

A região observada situa-se entre as latitudes 23° e 24° S ao redor da longitude 42° W, correspondendo à radial do cruzeiro oceanográfico DEPROAS V, realizada durante setembro de 2003. Na Figura 6.1, mostramos a radial de ADCP ainda sem processamento, este será discutido a seguir.

6.2 Preparação para Uso dos Dados de ADCP

Assumimos primeiramente que a parte geostrófica do sinal do ADCP é principalmente baroclínica na região, de acordo com o proposto por *Silveira et al.* [2004], estes autores demonstraram que o sinal total do sistema CB-CCI é cerca de 75% baroclínico, ou seja, assumimos $V^S = V_{BC}^S$. Desta forma, como desprezamos a estimativa da componente barotrópica, podemos utilizar a versão baroclínica do MF proposto no Capítulo 3. Entretanto, é necessário tratar inicialmente os dados do ADCP, a fim de tentar minimizar componentes ageostróficas das correntes.

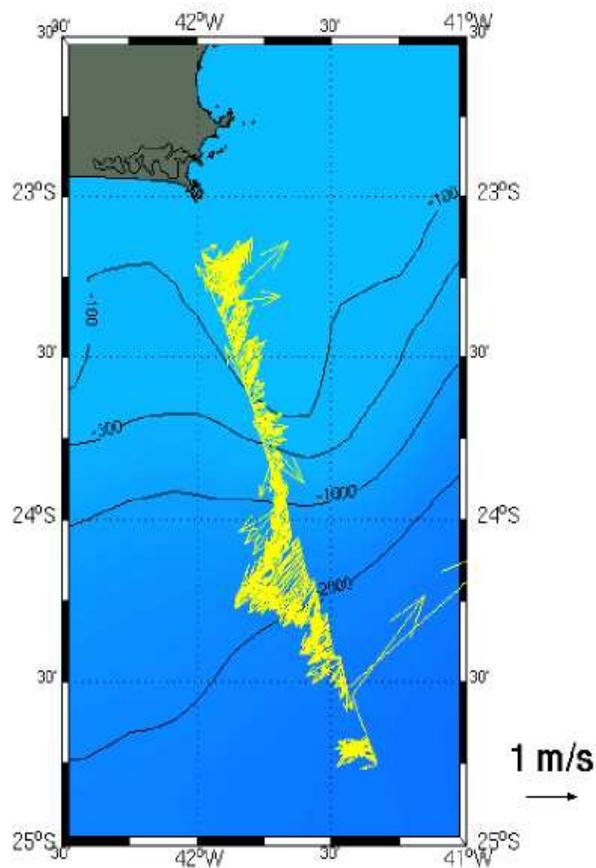


Figura 6.1: Dados do ADCP brutos para a radial DEPROAS V, setembro de 2003.

6.2.1 Protocolo de processamento

Apesar da popularidade dos perfiladores ADCP móveis (de casco e de submersão com o CTD) nos últimos anos, o desenvolvimento rotineiro de metodologias que permitam o uso científico de seus dados ainda constitui objeto de pesquisa e discussão na comunidade científica. Por esta razão, detalharemos o processamento utilizado nos dados de ADCP usando navegação como referência. Tal protocolo foi adaptado de *Leite* [2005], para velocidades rastreadas pelo fundo e expandido aqui para processamento usando

navegação.

O pré-processamento dos dados de ADCP consiste de:

- Promediação dos dados a cada 2 minutos, seguindo *Chereskin & Harding* [1993], para reduzir o erro da medida devido à utilização da navegação como referência;
- Conversão das medições do ADCP, que são realizadas ao longo do tempo, para distribuições no espaço;
- Remoção da velocidade do navio calculada pelos dados do DGPS e do girocompasso;
- Correção da rota devido à coleta de dados hidrográficos conjuntamente com medição de ADCP, projetando-a num segmento de reta de acordo com o desenho amostral original do cruzeiro (Figura 6.2);
- Remoção das velocidades espúrias (*spikes*) devido à passagem de organismos abaixo do casco. Removendo valores três vezes acima do desvio padrão da radial;
- Eliminação de correntes quase-inerciais, ondas de superfície e maré baroclínicas realizando médias verticais dos três primeiros *bins* seguindo *Chereskin & Trunnell* [1996]; e
- Eliminação de ruídos pelo filtro digital passa-baixa tipo *Chebyshev* de primeira ordem [*Chereskin et al.* 1997].

Após a aplicação do protocolo, ainda é necessário remover as marés barotrópicas. *Down & Thompson* [1996] sugerem que tal contaminação ao sinal do ADCP ocorre

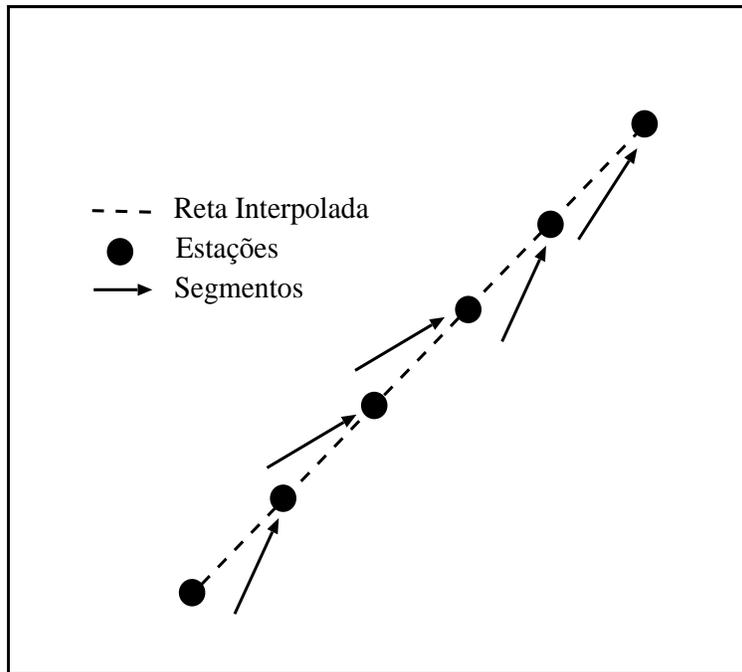


Figura 6.2: Representação esquemática da projeção dos segmentos de reta entre as estações e (re)construção da radial original através da projeção dos vetores de velocidade na reta do transecto. O espaçamento entre os segmentos denotam a deriva sofrida pelo navio durante as estações oceanográficas.

principalmente em regiões costeiras e sobre a plataforma continental. Mesmo estando o foco deste estudo localizado além da quebra da plataforma, *Leite* [2005] mostrou que as correntes de maré na região costeira adjacente são muito pequenas se comparadas ao sinal total medido: cerca de 0-17% da energia cinética total. Desta forma, assumimos que na região oceânica o sinal por marés seja desprezível, se comparado ao da corrente de contorno oeste.

6.2.2 Remoção das Correntes de Deriva

O uso das médias verticais, no entanto, não elimina o efeito das correntes de deriva ou correntes de Ekman. Para removê-lo de forma eficiente, calculamos o sinal das correntes de Ekman a partir do campo de vento correspondente ao período do cruzeiro. Entretanto, o campo de correntes de Ekman é associado ao vento em meso-escala atmosférica e a utilização dos dados da estação meteorológica do navio pode introduzir efeitos de pequena escala não compatíveis com a teoria.

Os dados de vento considerados na análise são provenientes de escaterômetro do programa *SeaWinds/QuikSCAT* nível 3, que fornecem um campo de vento sinótico duas vezes ao dia gradeados com resolução de $1/4^\circ$. As velocidades do vento medidas durante a execução da radial, nos dias 22 e 23 de setembro de 2003, variam de 3,6 - 7,8 m.s^{-1} e a média é de 6,2 m.s^{-1} . A exatidão do escaterômetro utilizado é de aproximadamente 1,4 m.s^{-1} para velocidades entre 3 - 20 m.s^{-1} . Um problema comum em dados de escaterômetros é a ambigüidade na direção do vento, que pode introduzir medições espúrias nos dados. Para eliminar tal problema, aplicamos um filtro de mediana circular como o proposto por *Schultz* [1990]. Mesmo com tais limitação *Liu et al.* [1998] demonstraram que dados de escaterômetro produzem campos de ventos sobre o oceano com mais estruturas que modelos de previsão numérica. Realizamos médias entre os dois dias da amostragem para corresponder ao período de realização da radial.

Para obter e remover as correntes médias na camada de Ekman, selecionamos os dados para a região e o período em que o cruzeiro foi realizado, calculamos o transporte (por unidade de comprimento) integrado na camada de Ekman. A tensão de cisalhamento do vento foi calculada de acordo com *Large & Pond* [1981], que computa coeficientes de arrasto dependentes da velocidade do vento, assumindo uma camada de contorno atmosférica neutra e estável. Após isso, estimamos a espessura da camada de Ekman seguindo *Ralph & Niler* [1999]. Este método estende a formulação clássica e considera adicionalmente a frequência de estratificação da coluna d'água e a veloci-

dade friccional do vento. Assim podemos calcular uma profundidade da camada de Ekman com menor grau de idealização do que a teoria clássica de Ekman. Os valores obtidos foram entre 33 - 48 m. Na Figura 6.3 apresentamos os campos de tensão de cisalhamento do vento e correntes de Ekman para a região durante o DEPROAS V. Na Figura 6.4 temos a corrente de Ekman interpolada na seção do ADCP e os dados de ADCP subtraídos da deriva de Ekman.

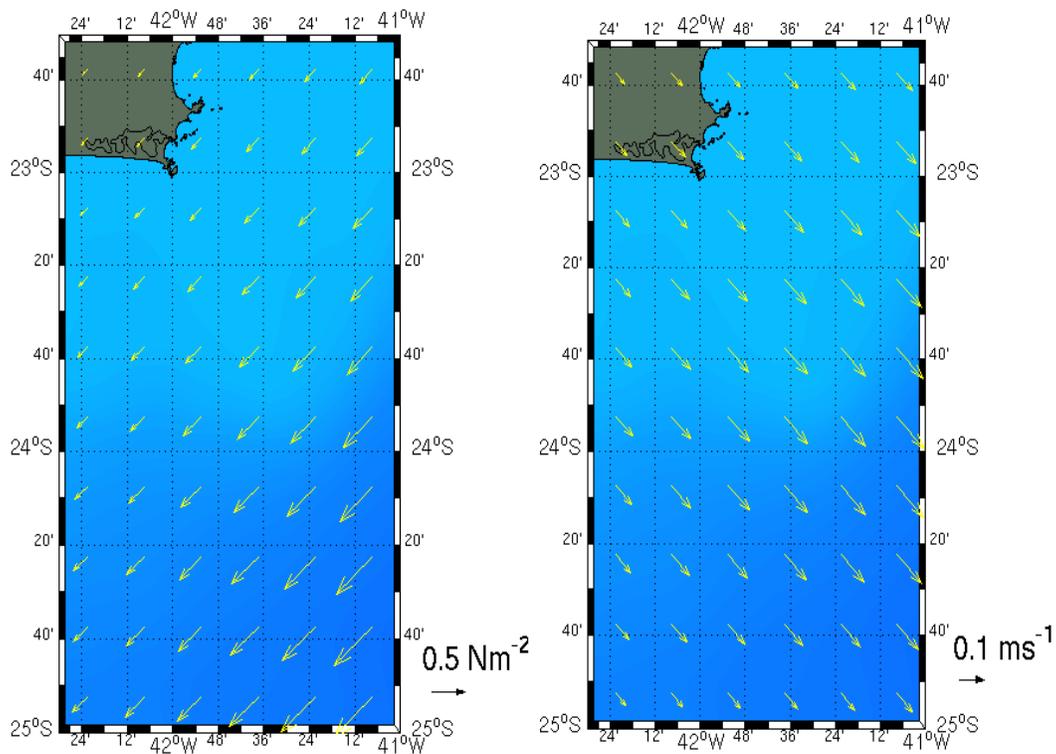


Figura 6.3: Tensão de cisalhamento do vento em N.m^{-2} (esquerda) e correntes de deriva de Ekman em m.s^{-1} (direita) durante a radial DEPROAS V – média entre 22-23 de setembro de 2003.

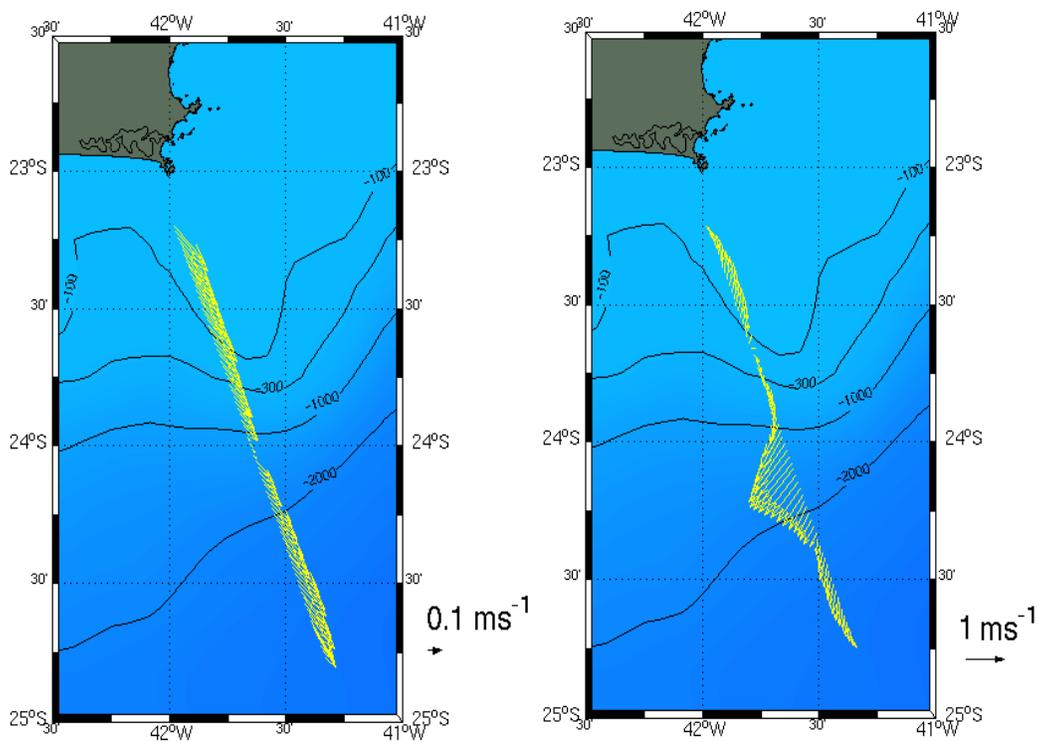


Figura 6.4: Correntes de Ekman interpoladas para radial do cruzeiro (esquerda) e correntes observadas pelo ADCP de casco já filtradas e com a componente de Ekman removida (direita), em $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ durante o DEPROAS V – 22-23 de setembro de 2003.

6.2.3 Estimativa dos Parâmetros e Aplicação do MF

Na Figura 6.5 mostramos como extrair os parâmetros necessários para o modelo (l_c, l_o, x_n e V_{BC}^S).

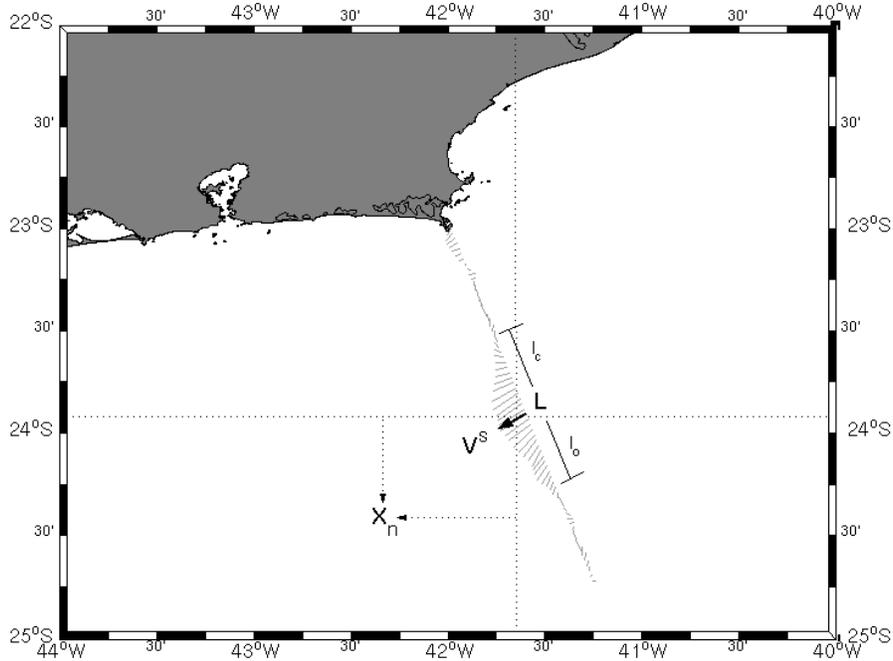


Figura 6.5: Figura esquemática mostrando como são obtidos os parâmetros a partir da radial de ADCP.

Os parâmetros obtidos para aplicação do MF ao DEPROAS V foram: $V_{BC}^S = -0,67$ m.s^{-1} , $x_n = 70$ km (relativo à isóbata de 100 m) e $l_o = l_c = 25$ km. Na Figura 6.6 observamos a representação do campo de velocidade em profundidade para estes parâmetros. A falta da informação sobre a posição do núcleo da CCI nos leva a aproximá-lo para a mesma posição que o núcleo da CB em superfície. Porém, mesmo com as limitações impostas pelo método, podemos obter um campo de velocidade em profundidade a partir de dados de superfície apenas.

Vale observar que a posição do núcleo da CCI pode ser inserida como parâmetro do modelo quando esta informação estiver disponível (como no Capítulo 3). Porém, mesmo quando esta não está, é possível aplicar modelos de feição. As alternativas, que seguem as sugestões de *Spall & Robinson* [1990], *Robinson & Gangopadhyay* [1997] e *Gangopadhyay et al.*, [1997], são:

- assumir o mesmo eixo que a CB em superfície;
- usar a posição do núcleo da CCI climatológica para a região; ou
- em caso de assimilação em modelos numéricos, usar a posição obtida para o último passo de tempo antes da assimilação.

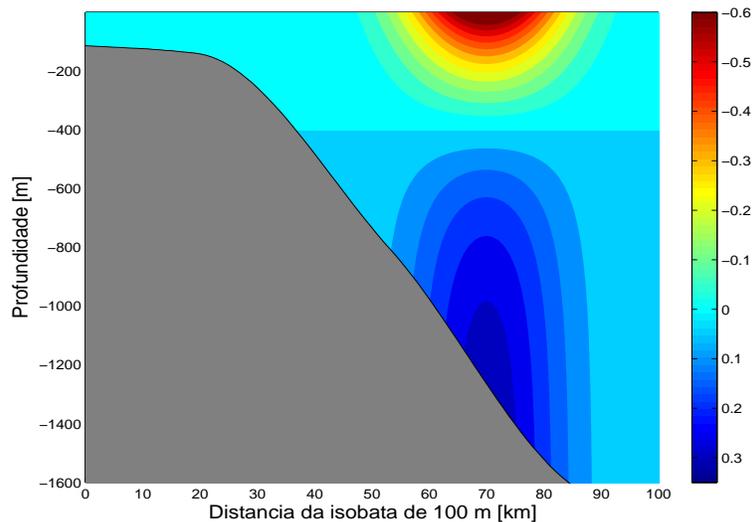


Figura 6.6: Seção vertical de velocidade em m.s^{-1} do modelo paramétrico para configuração DEPROAS V.

Uma vez que buscamos aplicar o MF sem os dados da hidrografia, temos que utilizar um valor para a constante de integração ($\rho(x_0)$) da climatologia. O valor aplicado na

reconstrução do campo de densidade foi de 1025 kg.m^{-3} . Podemos ver na Figura 6.7 o perfil de densidade reconstruído a partir dos dados de ADCP apenas e na Figura 6.8 temos a temperatura obtida para esta densidade. Os parâmetros para o MF de velocidade, densidade e temperatura estão resumidos na tabela 6.1.

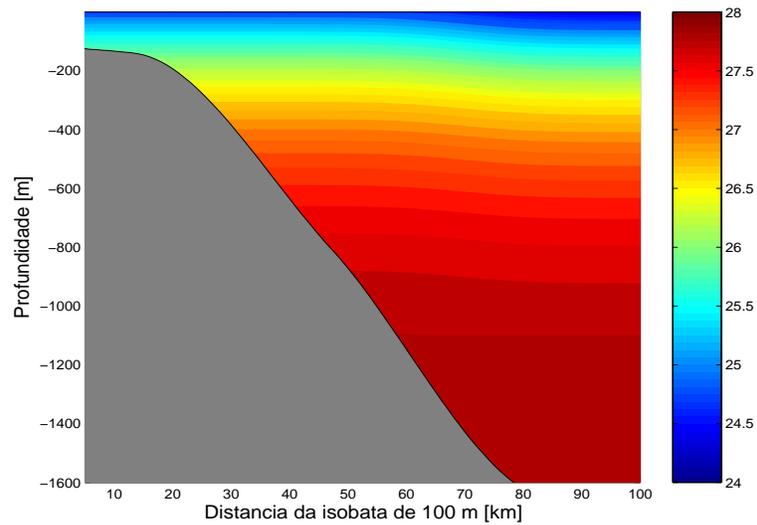


Figura 6.7: Seção vertical de densidade σ_t em kg.m^{-3} do modelo paramétrico para configuração DEPROAS V.

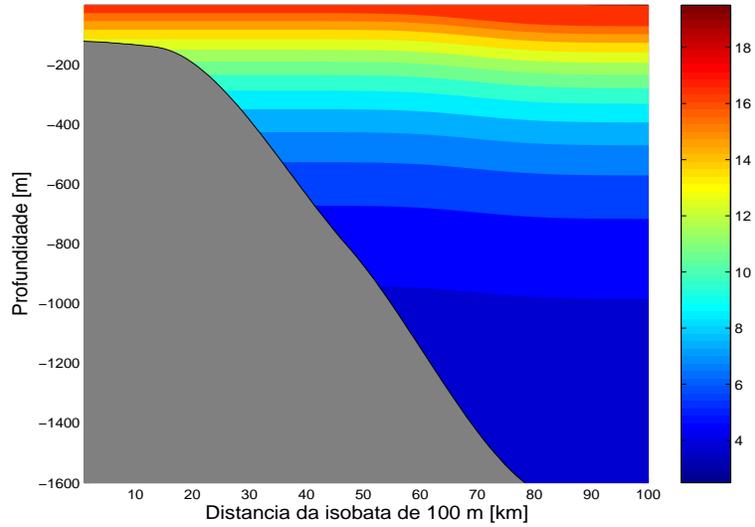


Figura 6.8: Seção vertical de temperatura em °C do modelo paramétrico para configuração DEPROAS V.

Tabela 6.1: Parâmetros do Modelo de Feições para o DEPROAS V

Parâmetro	Valor
x_n	70 km
$l_c = l_o$	25 km
V_{BC}^S	$-0,67 \text{ m.s}^{-1}$
$\rho(x_0)$	1025 k.gm^{-3}
$\bar{\alpha}$	$2 \times 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$
$\bar{\beta}$	7×10^{-4}
ρ_0	1023 kg.m^{-3}
\bar{S}	35

Capítulo 7

Considerações Finais

7.1 Síntese do Trabalho

Neste trabalho buscamos representar estruturas oceanográficas como jatos, meandros e vórtices, abordando-as sob o ponto de vista de sua parametrização por Modelos de Feições (MFs).

Os MFs podem ser usados em estudos teóricos, modelos numéricos, etc. Consistem em uma ferramenta útil para incluir informações atualizadas espaço-temporalmente. A atualização depende da identificação dessas feições em imagens de satélite, dados de altimetria e/ou de observações *in situ*. Com os MFs podemos transformar o sinal da quantidade na superfície para um campo tridimensional. O uso dos MFs para assimilação e atualização é realizado mesclando-se os dados instantâneos com os MFs, estes últimos atuando como “âncoras” para garantir a presença das feições. Adicionalmente, imprimem a energia de meso-escala em estudos de processos numéricos quando a inicialização é feita por campo básico climatológico.

A título de exemplo, *Small et al.* [1997] testaram a eficiência dos MFs na previsão de propriedades acústicas do oceano. Usando representações matemáticas simples das estruturas horizontais e verticais de temperatura, como as apresentadas aqui. Eles cons-

tataram que os modelos de feição representam as propriedades principais do oceano.

O ponto forte do método de MFs em simulações é que o modelo de circulação, alimentado com feições conhecidas e realísticas, é capaz de gerar campos sinóticos estimados a partir de um número muito limitado de observações diretas. Isto é, os MFs fornecem base para inicialização com dados reais em realizações sinóticas, com o mínimo de dados observacionais disponíveis e sem necessariamente um *spin-up* dinâmico prévio. Tais representações são de grande utilidade devido à sua praticidade de implementação.

Visando seu uso prático, e usando a abordagem inversa, onde os MFs são elaborados a partir de velocidade observada e numa última etapa, construímos campo de massa e temperatura, criando assim uma série de MFs para o sistema CB-CCI.

Assumindo uma formulação do tipo separação de variáveis e usando a estrutura de velocidade observada, oriunda do projeto TRANSCOBRA (único conjunto de velocidades observadas disponíveis para a CB), obtivemos uma função de estrutura vertical (ϕ) e uma função de estrutura horizontal (γ). A função ϕ se aproxima de uma estrutura de primeiro modo baroclínico do Sistema CB-CCI, mostrando sua inversão de velocidade em profundidade. Já a função γ representa uma estrutura horizontal, ou perfil, de jato confinado, típico de correntes de contorno oeste, e contempla possíveis meandramentos da CB em superfície, além de interação com a plataforma. Tais funções foram usadas para reconstruir o campo de velocidades observadas na radial TRANSCOBRA, onde foi possível reproduzir a CB se projetando sobre a plataforma continental.

Como dados de velocidade observada são escassos, buscamos validar as funções obtidas aplicando o MF ao conjunto hidrográficos DEPROAS. Valendo-nos da alta baroclinicidade do Sistema CB-CCI, assumimos que os campos para velocidades baroclínicas apenas eram suficientes para representar o sistema. Usamos velocidades baroclínicas modeladas por *Silveira et al.* [2004] a partir dos dados de CTD. Com este conjunto, mostramos dois cenários diferentes: no primeiro a CB se mostra de forma simétrica e a CCI meandrando e no segundo temos a presença de um vórtice ciclônico.

Modelos numéricos de equações primitivas geralmente requerem os campos de temperatura e salinidade. Por isso, uma vez obtido o MF para o campo de velocidades, buscamos obter uma forma, também paramétrica, para o campo de densidade. Integrando o MF do campo de velocidades através da relação do vento térmico, foi possível obter um campo de massa. Este MF usa a velocidade em superfície (V_{BC}^S) como principal parâmetro, permitindo obter campos de massa em balanço geostrófico associados ao campo de velocidade. Além de V_{BC}^S , é necessário um valor médio de densidade no extremo oceânico da radial ($\rho(x_0)$), resultado da integração do vento térmico. Quando não disponível sinoticamente, propõe-se a utilização de um valor climatológico.

Adicionalmente, usando uma relação linear para a equação do estado, obtivemos o campo de temperatura, associado a este campo de massa, para salinidade constante ($\bar{S} = 35$). Os resultados, considerando a simplicidade da formulação, preservaram as características dos campos observados.

A fim de testar os MF com dados de velocidade de conjuntos de dados independentes (que podem ser observada por ADCPs, LADCPs, altimetria, modelagem numérica, etc), aplicamos o método a dados de ADCP do conjunto DEPROAS. Após a filtragem e remoção das componentes ageostróficas, obtivemos campos de velocidade, densidade e temperatura usando apenas os dados de uma radial de ADCP. Os MFs foram capazes de gerar representações em profundidade a partir de velocidades em superfície apenas.

7.2 Sugetões para Trabalhos Futuros

O método de assimilação por MFs foi testado em modelos numéricos por *Robinson & Gangopadhyay* [1997], onde foram geradas simulações para mais de 12 semanas, com dispersão e formação de vórtices realísticos para a região de meandramento da corrente do Golfo. O modelo de equações primitivas foi inicializado por uma simulação curta de um modelo quase-geostrófico para ajuste dinâmico a fim de “ligar” dinamicamente as diversas feições em um único domínio. Estes autores tiveram sucesso no uso dos MFs

para simulações numéricas. Uma sugestão para trabalhos futuros seria a aplicação dos MFs nas radiais de ADCP do Projeto DEPROAS visando a sua implementação em esquemas de modelagem numérica.

Uma das vantagens do MF baseados em velocidades é a possibilidade da inserção da componente barotrópica, onde esta for importante, algo que é inviável na abordagem avançada. Porém, uma vez que dados de hidrografia são mais abundantes de velocidades observadas, seria interessante trabalhos futuros utilizando a abordagem avançada para a construção de MFs. A maior abundância de dados permitiria não só a construção de MFs calcados nas estruturas transversais à corrente (*cross stream*) como também a estrutura ao longo da corrente (*along stream*).

Referências Bibliográficas

Blumberg, A. F., & Mellor, G. L., 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, in Three-Dimensional Coastal Ocean Models. *American Geophysical Union, Washington, D.C* edited by N.Heaps, 4:208 pp.

Boebel, O., Davis, R. E., Ollittraut, M., Peterson, R.G., Richard, P.L., Schmid, C. & Zenk W., 1999. The Intermediate Depth Circulation of the Western South Atlantic. *Geophys. Res. Let.*, 26(21):3329-3332.

Boyer, T., Levitus, S., Baranova, O., Locarnini, R., Garcia, H., Johnson, D., Antonov, J., Gelfeld, B. & Tatusko, R., 2004. World Ocean Database online: Access and use of quality controlled oceanographic profile data for oceanographic and climate change studies. *AGU Fall Meeting Abstracts*.

Campos, E. J. D., Gonçalves, J. E. & Ikeda Y., 1995. Water Mass Structure and Geostrophic Circulation in the South Brazil Bight – Summer of 1991. *J. Geophys. Res.*, 100(C9):18537-18550.

Campos, E. J. D., Ikeda, Y., Castro, B. M., Gaeta, S. A., Lorenzetti, J. A. & Stevenson M. R., 1996. Experiment studies circulation in western South Atlantic. *EOS*, 77(27):253-259.

Campos, E. J. D., Velhote, D., & Silveira, I. C. A. da, 2000. Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. *Geophys. Res. Let.*, 27(6):751-754.

- Chereskin, T. K. & Harding, A. J., 1993. Modeling the performance of an acoustic Doppler current profiler. *J. of Atmos. and Ocean. Tech.*, 10(1):41-63.
- Chereskin, T. K., & Trunnell, M., 1996. Correlation scales, objective mapping, and absolute geostrophic flow in the California Current. *J. Geophys. Res.*, 101:22.619-22.629.
- Chereskin, T. K., Wilson, W. D., Bryden, H. L., Field, A. & Morrison, J., 1997. Observations of the Ekman balance of 8°30'N in the Arabian Sea during the 1995 southwest monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, 24(21):2541-2544
- Dowd, M., & Thompson K. R., 1996. Extraction of tidal streams from a ship-borne acoustic Doppler current profiler using a statistical dynamical model. *J. Geophys. Res.*, 101:8943-8956.
- Evans, D. L. & Signorini, S. R., 1985. Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, 315:48-50.
- Ezer, T., Mellor, G. L., 1994. Diagnostic and prognostic calculations of the North Atlantic circulation and sea level using a sigma coordinate ocean model. *J. Geophys. Res.* 99:14159-14171.
- Ezer, T., Mellor, G. L., 1997. Data Assimilation Experiments in the Gulf Stream Region: How Useful Are Satellite-Derived Surface Data for Nowcasting the Subsurface Fields? *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 14(6):1379-1391
- Fernandes, A. M., 2001. Dinâmica baroclínica da Corrente do Brasil na Região Sudeste. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, SP. 108 pp.
- Fu, L-L., Yamarone Jr., E. C. A., Lefebvre, M., Menard, Y. M., Dorrer & Escudier, P., 1994. TOPEX/POSEIDON mission overview. *J. Geophys. Res.*, 99:24369-24382.

- Gangopadhyay A. & Robinson, A. R., 1997. Circulation and Dynamics of the Western North Atlantic. Part III: Forecasting the Meanders and Rings. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 14(6):1352-1365.
- Gangopadhyay A. & Robinson, A. R., 2002. Feature-oriented regional modeling of oceanic fronts. *Dynam. of Atms. and Oceans*, 36:201-232.
- Gangopadhyay, A., Robinson, A. R. & Arango, H. G., 1997. Circulation and dynamics of the wester North Atlantic. Part I: Multiscale feature models. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 14:1314-1332.
- Garfield III, N., 1990. The Brazil Current at Subtropical Latitudes. Ph.D. Thesis, University of Rhode Island, 121 pp.
- Hátun, H., Hansen, B. & Haugan, P., 2004. Using an “Inverse Dynamic Method” to Determine Temperature and Salinity Fields from ADCP Measurements. *J. of Atmos. and Ocean. Tech.*, 527-534.
- Large, W. G. & Pond, S., 1981. Open Ocean Flux Measurements in Moderate to Strong Winds, *J. of Phys. Oceanography*, 11:324-336.
- Leite, J. R. B., 2005. Correntes na Plataforma Continental ao largo de Arraial do Cabo (RJ): medições com perfilador acústico (ADCP). Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, SP.
- Levitus, S. & Boyer, T. P., 1994. World Ocean Atlas 1994, *Technical Report, National Oceanographic Data Center, Ocean Climate Laboratory*, 4:117 pp.
- Liu, W. T., Tang, W. Q. & Polito, P. S., 1998. NASA scatterometer provides global ocean-surface wind fields with more structures than numerical weather prediction *Geophys. Res. Let.*, 25(6):761-764.

- Lozano, C. J., Robinson, A., Arango, H. G., Gangopadhyay, A., Sloan, III, N. Q., Haley, Jr., Anderson, L., Leslie, W., 1996. An Interdisciplinary ocean prediction system, assimilation strategies and structured data models. In: Malanotte-Rizzoli, P. (Ed.), Modern Approaches to Data Assimilation in Ocean Modeling. *Elsevier*, Amsterdam, 413-452 pp.
- Malanotte-Rizzoli, P., & Young, R. E., 1995. Gulf Stream System Assimilation Experiments: A Sensitivity Study. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 14(6):1392-1408.
- Mamayev, O. I., 1975. The Temperature-Salinity Analysis of the World Ocean Waters. Elsevier Oceanographic Series. *Elsevier Publishing Company. Amsterdam* 11:9-47.
- Mascarenhas Jr., A. S., Miranda, L. B. & Rock N. J., 1971. A study of oceanographic conditions in the region of Cabo Frio. In Fertility of the sea, J. D. Costlow, ed., Gordon & Breach, N. Y., 1:285-308.
- Mattos, R. A. de, Calado, L., Silveira, I. C. A., 2003. Estrutura Vertical do Sistema Corrente do Brasil ao largo de Cabo Frio (23°S). In: 11.o Simpósio Internacional de Iniciação Científica da Universidade de São Paulo, 2003, São Carlos. Anais do 11 Simpósio Internacional de Iniciação Científica da Universidade de São Paulo.
- Münchow, A., 2000. Detiding three-dimensional velocity survey data in coastal waters. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 17:736-748.
- Pinardi, N., Rosati, A. & Pacanowski, R. C., 1995. The sea surface pressure formulation of rigid lid models. Implications for altimetric data assimilations studies. *J. Mar. Syst.*, 6:109-119.
- Ralph E. A. & Niiler P. P., 1999. Wind-driven currents in the tropical Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 29(9):2121-2129.

- Robinson, A. R., & Gangopadhyay, A., 1997. Circulation and Dynamics of the Western North Atlantic. Part II: Dynamics of Meanders and Rings. *J. of Atmos. and Ocean. Tech.*, 14(6):1333-1351.
- Schultz, H., 1990. A circular median filter approach for resolving directional ambiguities in wind fields retrieved from spaceborne scatterometer data. *J. Geophys. Res.*, 95(4):5291-5303.
- Signorini, S. R., 1978. On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Res.*, 25:481-490.
- Silveira, I. C. A. da, Miranda, L. B. de & Brown, W. S., 1994. On the origins of the North Brazil Current. *J. Geophys. Res.*, 99(11):22501-22512.
- Silveira, I. C. A. da, Calado, L., Castro, B. M., Cirano, M., Lima, J. A. M. & Mascarenhas, A. da S., 2004. On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current system at 22°-23°S. *J. Geophys. Res.*, 31:14308:14311.
- Silveira, I. C. A. da, Schmidt, A. C K., Campos, E. J. D., Godoi, S. S de. & Ikeda, Y., 2000. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira, *Rev. Bras. Oceanogr.*, 48(2):171-183.
- Small, J., Shackleford, L. & Pavey G., 1997. Ocean feature models - their use and effectiveness in ocean acoustic forecasting. *Ann. Geophysicae*, 15:101-112.
- Smeed, D. A., 1995. Feature models and data assimilation. Proc. Int. Symp. Assimilation of Observations in Meteorology and Oceanography. Tokyo March 1995.
- Spall, M. A. & Robinson, A. R., 1990. Regional primitive equation studies of the Gulf Stream meander and ring formation region. *J. Phys. Oceanogr.*, 20(7):905-1016.
- Stramma, L., 1990. The South Atlantic Current, *J. Phys. Oceanogr.* 20:846-859.

Velhote, D., 1998. Modelagem Numérica da Ressurgência da Quebra de Plataforma Induzida por Vórtices Ciclônicos da Corrente do Brasil na Bacia de Santos, Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, 134 pp.

Zemba, J.C., 1990. 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, 160pp.