

Rafael Augusto de Mattos

Avaliação da Geostrofia do Sistema Corrente do Brasil ao largo de Cabo Frio (23°S)

Trabalho de Graduação do Curso de
Bacharelado em Física, com Habilitação em
Oceanografia Física, do Instituto de Física
da Universidade de São Paulo.

Orientador:

Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira

SÃO PAULO

2003

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO

**Avaliação da Geostrofia do Sistema Corrente do Brasil
ao largo de Cabo Frio (23°S)**

Rafael Augusto de Mattos

Trabalho de Graduação do Curso de Bacharelado em Física, com Habilitação em
Oceanografia Física, do Instituto de Física da Universidade de São Paulo.

Laboratório de Dinâmica Oceânica - LaDO
Departamento de Oceanografia Física

Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira (Orientador)
Prof. Dr. no Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo

MSc. Leandro Calado (Colaborador)
MSc. no Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo

Sumário

Abstract	i
Resumo	ii
Lista de Figuras	iii
Lista de Tabelas	v
1 Introdução	1
2 Objetivos	5
3 Metodologia	6
3.1 Análise dos Dados Hidrográficos	8
3.2 Descrição do Modelo Numérico	12
3.2.1 Equações Governantes	12
3.2.2 Esquema Numérico e Interação dos Modos Interno e Externo	15
3.2.3 Condições de Contorno	16
3.2.4 Implementação do Modelo	17
3.3 Avaliação da Geostrofia	20
3.4 Aplicação do Método Dinâmico	22
4 Resultados e Discussão	24
5 Conclusões	40
6 Agradecimentos	41
7 Referências Bibliográficas	42

Abstract

The Brazil Current (BC), while flowing along the southeast Brazilian coast, is part of the Subtropical South Atlantic Gyre. It originates at 10°S as the southern branch of the South Equatorial Current and stretches all the way to the Subtropical Convergence (33-38°S) where it merges with the Malvinas Current. The vertical speed structure of the BC is inferred, in most cases, through estimates of relative geostrophic velocity, usually proceeding from the Dynamic Method. Direct measurements are few and sparse, adding up to basically the Pegasus profiles according to *Evans & Signorini (1985)*. Such velocity estimates are sensible to the choice of the so called no motion level, usually chosen in the region of study as being the interface between the South Atlantic Central Water (SACW), which flows towards the south, and the Antarctic Intermediate Water (AAIW) which flows in the opposite direction, at an intermediate level, as a western boundary current - Intermediate Western Boundary Current (IWBC). However, the choice of such level may be easily put into question due to the complex flow pattern of the AAIW. In this ambit, we performed diagnostic simulations of the sectional version of the Princeton Ocean Model as an attempt to get an absolute baroclinic velocity field for the BC-IWBC system. A hydrographic transect, which took place in the surroundings of Cabo Frio (23°S) and was conducted within the scope of the DEPROAS Project, was used to supply a description of the temperature and salinity vertical structures. A comparative analysis between the field which was numerically generated and the result of the application of the Dynamic Method is presented. Equally described is the structure of relative vorticity associated to the BC. The evaluation of the equation of the thermal wind described in *sigma* coordinates provides the knowledge as to how geostrophic are the modeled baroclinic velocities. As a result, the transect at hand reveals a BC flowing in the south-southeast direction, confined to the first 400 m and with maximum velocities surpassing $0,7 \text{ m s}^{-1}$. On the other hand, the IWBC reveals itself with its nucleus confined in the outskirts of the continental slope, flowing towards north-northeast, surpassing $0,35 \text{ m s}^{-1}$. From the analysis of the thermal wind equation, one may obtain the geostrophic components corresponding to 78% of the total baroclinic field.

Resumo

A Corrente do Brasil (CB) integra o Giro Subtropical do Atlântico Sul enquanto esta flui ao largo da costa sudeste brasileira, originando-se em 10°S na bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSE) e estendendo-se até a Convergência Subtropical (33-38°S), onde conflui com a Corrente das Malvinas. A estrutura vertical de velocidade da CB, descrita na literatura, é inferida na maioria das vezes através de estimativas da velocidade geostrófica relativa, comumente fruto da aplicação do Método Dinâmico. Medições diretas são poucas e esparsas, resumindo-se basicamente às perfilagens do instrumento Pegasus conforme *Evans & Signorini* (1985). Tais estimativas da velocidade se apresentam sensíveis à escolha do chamado nível de movimento nulo, usualmente escolhido na região de estudo como sendo a profundidade associada à interface entre a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), que flui em direção sul, e a Água Intermediária Antártica (AIA), que flui em direção oposta, em nível intermediário, como uma corrente de contorno oeste - a Corrente de Contorno Intermediária (CCI). Entretanto, a escolha de tal nível pode ser facilmente questionada devido ao padrão complexo do escoamento da AIA. Neste âmbito, efetuamos simulações diagnósticas da versão seccional do Modelo Oceânico de Princeton como tentativa de se obter um campo de velocidade baroclínica absoluta para o Sistema CB-CCI. Uma radial hidrográfica, realizada nas proximidades de Cabo Frio (23°S) e conduzida dentro do escopo do Projeto DEPROAS, foi utilizada para fornecer uma descrição da estrutura vertical de temperatura e salinidade. Uma análise comparativa entre o campo numericamente gerado e o resultado da aplicação do Método Dinâmico é apresentada. Ainda, é igualmente descrita a estrutura de vorticidade relativa associada à CB. A avaliação da equação do vento térmico, descrita em coordenadas *sigma*, proporciona conhecer o quão geostróficas são as velocidades baroclínicas modeladas. Como resultado, a radial de estudo revela uma CB fluindo na direção sul-sudoeste, confinada aos primeiros 400 metros da coluna d'água e com velocidades máximas superando 0,7 m s⁻¹. Já a CCI revela-se com núcleo confinado nas imediações do talude, fluindo para norte-nordeste, superando 0,35 m s⁻¹. Da análise da equação do vento térmico, têm-se componentes geostróficas correspondendo a 78% do campo baroclínico total.

Lista de Figuras

Lista de Figuras

1	Representação esquemática do Giro Subtropical do Atlântico Sul. De acordo com <i>Peterson & Stramma</i> (1991).	1
2	Seção de velocidades geostróficas (relativas a 600 m de profundidade) em radial normal a Cabo Frio ($\approx 23^\circ\text{S}$). De acordo com <i>Signorini</i> (1978).	2
3	Componentes zonal (painel à esquerda) e meridional (painel à direita) obtidas em três lançamentos do perfilador PEGASUS ao largo de Cabo Frio (<i>Evans & Signorini</i> , 1985).	3
4	Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste. Painel esquerdo: à 100 m de profundidade; painel direito: à 800 m de profundidade. De acordo com <i>Silveira et al.</i> (2000).	4
5	Localização da radial hidrográfica ao largo de Cabo Frio (RJ), onde foram conduzidas as perfilagens de CTD durante o cruzeiro DEPROAS I2001. As estações oceanográficas estão representadas em amarelo, seguidas de sua respectiva nomenclatura.	7
6	Atuação da janela móvel tipo <i>Hanning</i> para as larguras de 5 dbar, 11 dbar e 31 dbar.	10
7	Representação do esquema de coordenadas <i>sigma</i> . De acordo com <i>Campos</i> (1999).	13
8	Interação entre o modo interno e o modo externo. De acordo com <i>Campos</i> (1999).	16
9	Estruturação da grade aplicada ao POMx- σ . Painel superior: Espaçamento de 65 níveis <i>sigma</i> verticais (KB=65); painel inferior: “zoom” próximo ao fundo do talude continental.	18
10	Resultados dos banhos de aferição do sensor de temperatura. Painéis superiores: temperaturas de 5,7 e 10,5°C; painéis inferiores: temperaturas de 15,0 e 19,8°C.	25
11	Diagrama T-S espalhado anterior à correção do “offset” de 0,38 psu na salinidade, relativamente às climatologias de <i>Sverdrup et al.</i> (1942) e <i>Miranda</i> (1985).	26
12	Diagrama T-S espalhado após a correção do “offset” de 0,38 psu na salinidade.	26

13	Perfis verticais de temperatura e salinidade. Painéis esquerdos: Estação 7049; painéis direitos: Estação 7050. As curvas delgadas em azul representam os perfis brutos. As curvas contínuas representam os perfis pós-tratamento.	27
14	Perfis verticais de temperatura e salinidade. Painéis esquerdos: Estação 7051; painéis direitos: Estação 7052. As curvas delgadas em azul representam os perfis brutos. As curvas contínuas representam os perfis pós-tratamento.	28
15	Perfis verticais de temperatura e salinidade. Painéis esquerdos: Estação 7053; painéis direitos: Estação 7054. As curvas delgadas em azul representam os perfis brutos. As curvas contínuas representam os perfis pós-tratamento.	29
16	Distribuições seccionais das propriedades ao longo da radial. Painel superior: seção de temperatura [$^{\circ}\text{C}$]; painel intermediário: seção de salinidade [ups]; painel inferior: seção de densidade convencional σ_T [kg m^{-3}].	32
17	Seção de velocidade baroclínica absoluta gerada numericamente pelo POMx- σ . . .	33
18	Seção de vorticidade relativa obtida a partir da estrutura de velocidade representada na Figura 17 para o Sistema CB-CCI. Tons de azul registram regiões de vorticidade ciclônica e tons de vermelho regiões de vorticidade anti-ciclônica.	34
19	Estrutura de densidade em coordenadas <i>sigma</i> . Estrutura sobre a qual o lado direito da equação do vento térmico (L_D) é resolvido.	36
20	Estrutura de velocidade em coordenadas <i>sigma</i> . Estrutura sobre a qual o lado esquerdo da equação do vento térmico (L_E) é resolvido.	36
21	Diagrama da resolução numérica de (L_D), em coordenadas <i>sigma</i>	37
22	Diagrama da resolução numérica de (L_E), em coordenadas <i>sigma</i>	37
23	Campo de velocidade ajustado através da aplicação do Método Dinâmico. O nível de movimento nulo adotado para esta estrutura corresponde a 450 dbar.	39

Lista de Tabelas

Lista de Tabelas

- 1 Informações referentes às estações oceanográficas da radial de estudo 6
- 2 Valores de salinidade média da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), para diferentes valores de temperatura. *De acordo com *Sverdrup et al.* (1942). 11

1 Introdução

A Corrente do Brasil (CB) integra o Giro Subtropical do Atlântico Sul (Figura 1) fluindo ao largo da costa sudeste brasileira, originando-se em 10°S na bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSE), que por sua vez também dá origem à Corrente Norte do Brasil (CNB) (Stramma, 1991; Silveira et al., 1994). A CB estende-se até a região da Convergência Subtropical (33-38°S) onde conflui com a Corrente das Malvinas e se separa da costa.

As correntes de contorno oeste tem por característica padrões de escoamentos intensos, estreitos e bem definidos fluindo ao largo de margens continentais. Entretanto, a literatura descreve a CB como uma corrente fraca se comparada à sua análoga no Atlântico Norte, a Corrente do Golfo (CG).

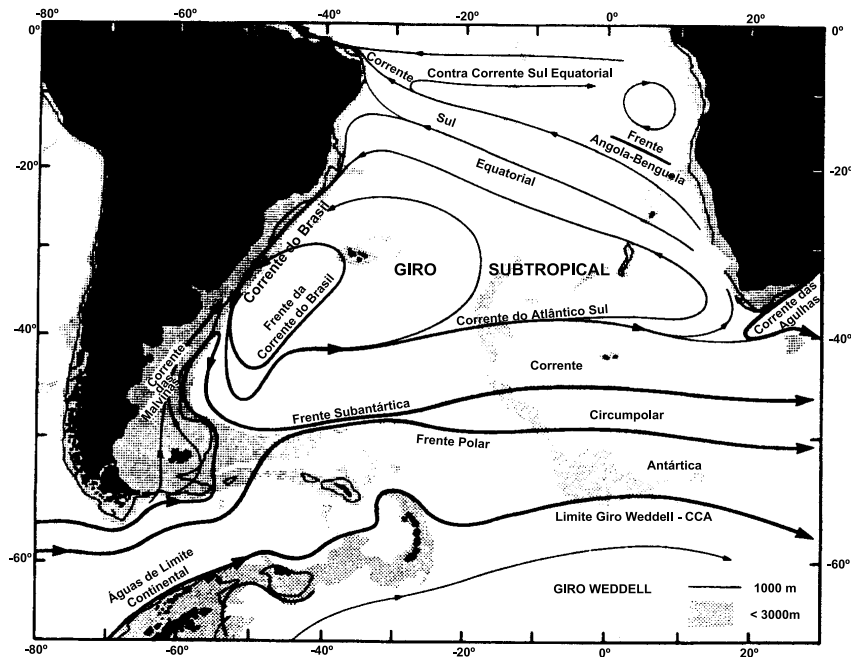


Figura 1: Representação esquemática do Giro Subtropical do Atlântico Sul. De acordo com Peterson & Stramma (1991).

Existem poucas e esparsas medições diretas de velocidade da Corrente do Brasil. As perfilagens de velocidade, pelo instrumento denominado PEGASUS, resumem-se à iniciativa

pioneira relatada nos trabalhos de *Evans et al.* (1983) e *Evans & Signorini* (1985). No estado atual do conhecimento, a maioria das estimativas de velocidade tem se concentrado em duas regiões: próximo ao Rio de Janeiro e na Zona de Confluência Brasil-Malvinas. *Signorini et al.* (1989) calcularam a corrente geostrófica para dados hidrográficos e batitermométricos na região de Cabo Frio (23°S), relativamente à superfície isobárica de 500 db, encontrando velocidades máximas na superfície próximas a 0,3 - 0,4 m s⁻¹. Numa radial normal à costa na mesma região, *Signorini* (1978), conforme sua análise de topografia dinâmica, já havia estimado o campo de velocidade geostrófica, relativo à profundidade de 600 m, obtendo um pico de velocidade da ordem de 0,55 m s⁻¹ em superfície (Figura 2). Nesta mesma latitude, observações, até agora singulares, com o perfilador PEGASUS (*Evans & Signorini*, 1985) revelaram velocidades na direção sudoeste superiores a 0,5 m s⁻¹, confirmando as geostróficas acima citadas. Ainda, retrata uma CB rasa, de maneira que a inversão de velocidade se dá em 400 m onde evidencia-se o escoamento para nordeste devido à Água Intermediária Antártica (AIA) (Figura 3).

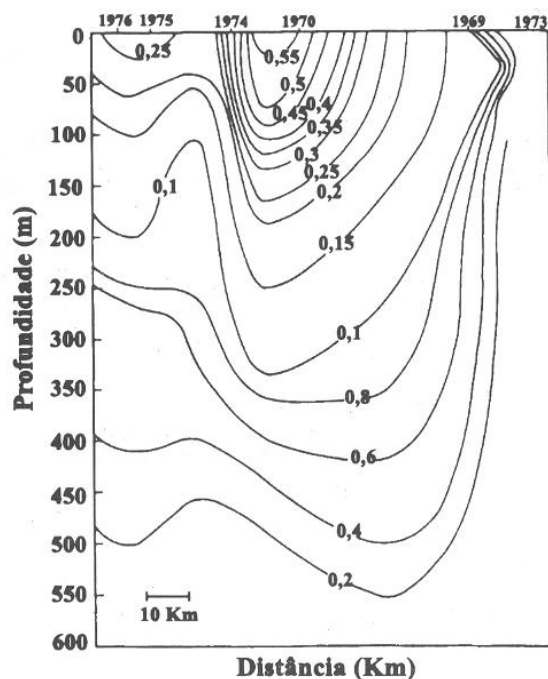


Figura 2: Seção de velocidades geostróficas (relativas a 600 m de profundidade) em radial normal a Cabo Frio (≈ 23°S). De acordo com *Signorini* (1978).

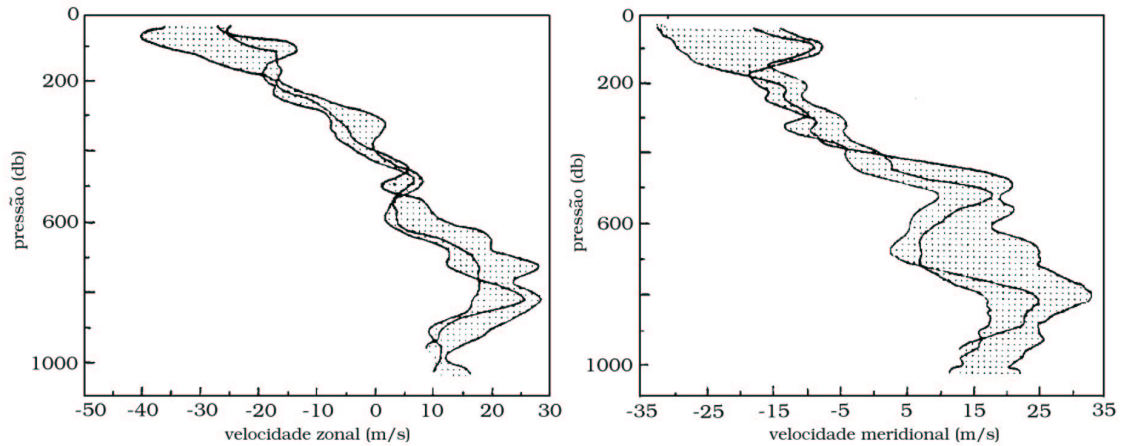


Figura 3: Componentes zonal (painel à esquerda) e meridional (painel à direita) obtidas em três lançamentos do perfilador PEGASUS ao largo de Cabo Frio (*Evans & Signorini, 1985*).

A estrutura vertical da CB, descrita na literatura, é inferida na maioria das vezes através de estimativas da velocidade geostrófica relativa, comumente fruto da aplicação do Método Dinâmico (*Sandström & Helland-Hansen, 1903*). Conseqüentemente, estas estimativas são sensíveis à escolha do chamado nível de movimento nulo, ou nível de referência, usualmente escolhido na região como sendo a profundidade associada à interface entre a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), que flui em direção sul, e a AIA, que flui em direção oposta, em nível intermediário, como uma corrente de contorno oeste - a Corrente de Contorno Intermediária (CCI) segundo trabalhos de *Boebel et al. (1999)* e *Silveira et al. (2000)* (Figura 4). Entretanto, a escolha de tal nível pode ser facilmente questionada devido ao padrão complexo do escoamento da AIA ao largo da costa leste brasileira, principalmente no interior da Bacia de Santos.

Diante das informações apresentadas e retratantes das características da estrutura vertical do Sistema Corrente do Brasil, ou ainda do Sistema CB-CCI, buscamos neste trabalho uma descrição desta mesma estrutura a partir da realização de simulações numéricas da versão seccional do Modelo Oceânico de Princeton (*Blumberg & Mellor, 1987*), também conhecido como POMx- σ . A implementação utilizada segue *Lima (1997)* em complementação à metodologia desenvolvida e relatada nos trabalhos de *Mellor et al. (1994)* e *Mellor & Wang (1996)*, já aplicada conforme *Allen et al. (1995)* e *Gibbs et al. (1998)*. A modelagem reflete

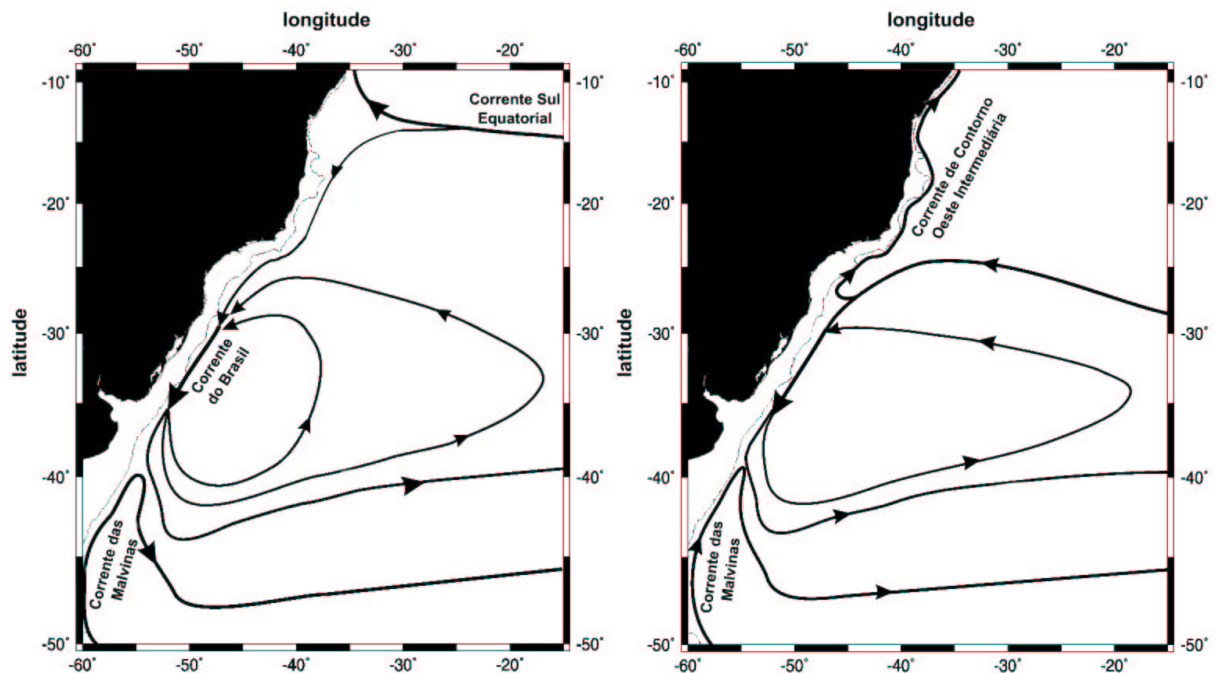


Figura 4: Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste. Painel esquerdo: à 100 m de profundidade; painel direito: à 800 m de profundidade. De acordo com *Silveira et al.* (2000).

numa tentativa de se obter um campo de velocidade baroclínica absoluta a partir dos campos das propriedades físicas temperatura e salinidade, adquiridos por perfilagens de CTD na região de estudo. Tais campos termohalinos são descritos através de seções hidrográficas assim como a distribuição de densidade convencional relacionada. A aplicação do Método Dinâmico ao conjunto de dados hidrográficos referido resulta num campo de velocidade tal qual buscamos descrevê-lo comparativamente ao campo de velocidade resultante dos experimentos numéricos. Conjuntamente, procuramos abordar de maneira sucinta a estrutura de vorticidade relativa associada ao Sistema CB-CCI. O grau de geostrofia do campo numericamente modelado será avaliado pelo cálculo da equação do vento térmico expressa em coordenadas sigma, a qual é a coordenada estirada utilizada como eixo vertical no POMx- σ . Tal procedimento, que inclui a determinação de figuras de mérito estatística, segue *Lima & Silveira* (2001).

2 Objetivos

Sob as argumentações apresentadas na Introdução, evidenciamos novamente quais são os objetivos vigentes e pretendidos no âmbito deste trabalho. Logo, procuramos satisfazer o objetivo principal de avaliar a utilização da versão seccional do Modelo Oceânico de Princeton (POMx- σ) como uma ferramenta de análise da estrutura vertical do Sistema CB-CCI nas proximidades de Cabo Frio. Em suma, buscamos apontar as características desta estrutura modelada quando confrontada àquela resultante da aplicação do Método Dinâmico clássico.

Por seguinte, determinados objetivos específicos se fazem necessários. Estes são:

- Descrever os campos de temperatura, salinidade e densidade obtidos a partir das perfila-gens de CTD;
- Modelar o campo de velocidade baroclínica absoluta, ajustado aos campos termohalinos observados;
- Avaliar o grau de geostrofia da estrutura de velocidade baroclínica numericamente gerada conforme estudo da equação do vento térmico;
- Discutir comparativamente os campos de velocidade resultantes da aplicação do POMx- σ e do Método Dinâmico.

3 Metodologia

O conhecimento a respeito da estrutura vertical de temperatura e salinidade da região da Corrente do Brasil, nas imediações de Cabo Frio (RJ), foi adquirido através de perfilagens de CTD, amostradas da superfície ao fundo. Estas perfilagens foram realizadas durante o cruzeiro oceanográfico denominado DEPROAS I2001 conduzido dentro do escopo do Projeto DEPROAS (*Dinâmica do Ecossistema de Plataforma da Região Oeste do Atlântico Sul*), desenvolvido pelo Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo - IOUSP, e do Sub-projeto DEPROAS-BR (*Compartilhamento da Análise de Dados Oceanográficos da Plataforma e Talude Continentais da Região Sudeste Brasileira*), em parceria com a Petróleo Brasileiro S. A. - PETROBRAS. As amostragens foram realizadas a bordo do Navio Oceanográfico “Prof. W. Bersnard”. O planejamento do cruzeiro objetivou o levantamento inédito das condições oceanográficas, em escalas de tempo subinerciais, ao largo da região de estudo. Uma mesma radial hidrográfica, delimitada pelas isóbatas de 30 e 2247 m e apresentando por extremidades máximas as posições aproximadas de 22°58,4' S, 42°03,2' W e 24°43,0' S, 41°15,0' W, foi repetida quatro vezes. Neste trabalho, serão consideradas as perfilagens referentes à primeira repetição da radial, amostradas no período de 14-15 de Julho de 2001. A disposição geográfica da radial em questão é apresentada na Figura 5 assim como as informações das estações oceanográficas, que a compõe, estão contidas na Tabela 1.

Tabela 1: Informações referentes às estações oceanográficas da radial de estudo

Estação	Latitude (S)	Longitude (W)	Profundidade (m)	Data
7049	22°58,4'	042°03,2'	38	14/07/2001
7050	23°16,0'	041°55,7'	116	14/07/2001
7051	23°33,0'	041°47,5'	153	14/07/2001
7052	23°50,0'	041°40,0'	826	15/07/2001
7053	24°07,5'	041°31,8'	1650	15/07/2001
7054	24°24,8'	041°23,9'	2247	15/07/2001

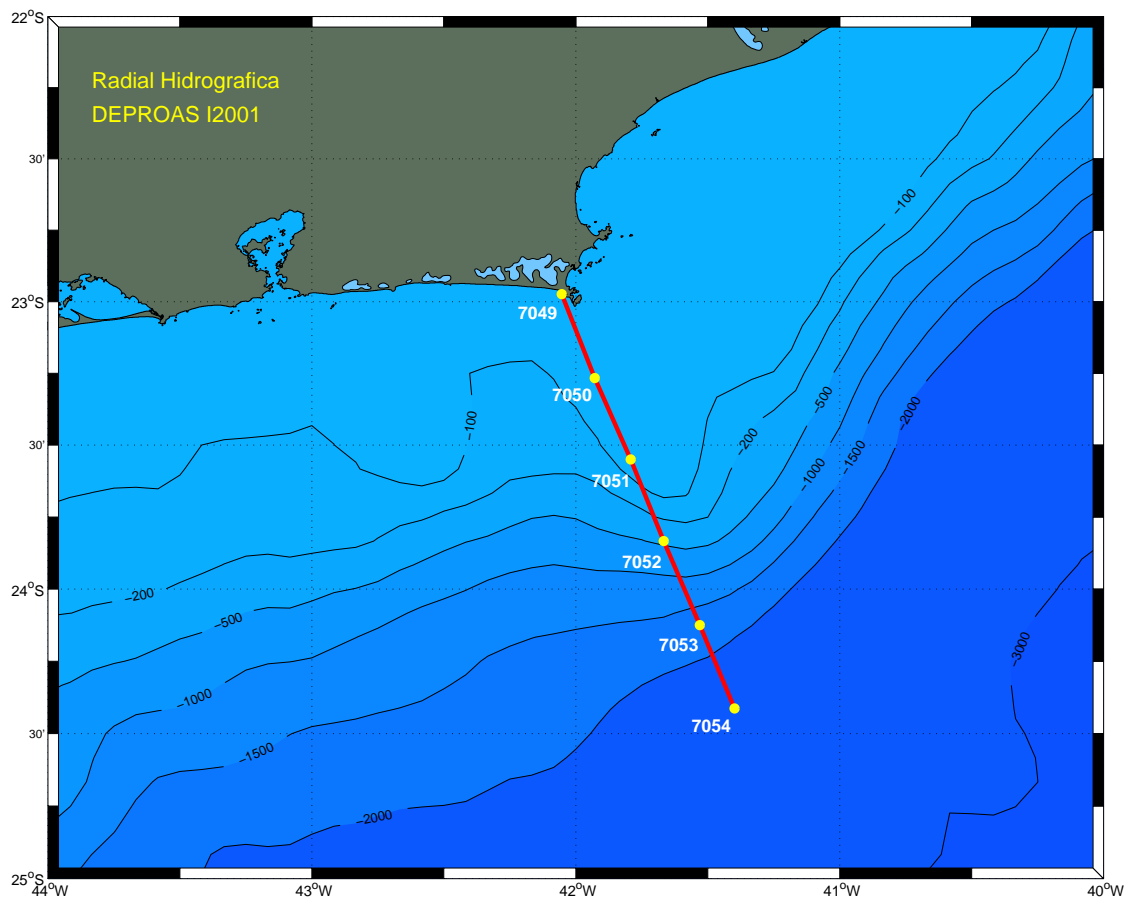


Figura 5: Localização da radial hidrográfica ao largo de Cabo Frio (RJ), onde foram conduzidas as perfilagens de CTD durante o cruzeiro DEPROAS I2001. As estações oceanográficas estão representadas em amarelo, seguidas de sua respectiva nomenclatura.

3.1 Análise dos Dados Hidrográficos

De porte das amostragens perfiladas resultantes da realização do cruzeiro oceanográfico DEPROAS I2001, buscamos um acurado tratamento sobre os dados hidrográficos.

A análise das perfilagens hidrográficas foram realizadas nos dados coletados durante o procedimento de descida do CTD. As razões são: (a) por se considerar que o processo de turbulência associado à subida do aparelho introduz maior perturbação se comparado ao procedimento de descida, perturbando a estratificação original; (b) pelo fato dos disparos das garrafas de Niskin, cujo conteúdo foi destinado à análise química de sais nutrientes e produção primária, causarem variações freqüentes nos tempos de subida do aparelho, além de turbulência adicional; e (c) por, no caso de estações profundas, a deriva do navio ser maior e introduzir erro em relação à posição inicialmente planejada para a estação.

Pelo fato do CTD ser um perfilador das propriedades condutividade, temperatura e pressão, a determinação dos perfis de salinidade e densidade resultam da aplicação dos algoritmos computacionais desenvolvidos por *Fofonoff & Millard* (1983) e dos trabalhos de *Millero et al.* (1980).

O tratamento aplicado aos dados hidrográficos consiste de três procedimentos de alisamento. O objetivo deste procedimento é a obtenção de perfis suaves e fornecidos em intervalos regulares de pressão (ou profundidade). Entende-se por “suave”, em nossa presente análise, aquele perfil cuja variação vertical de temperatura e salinidade é aproximadamente contínua, e também caracterizada por uma variação vertical de densidade potencial gravitacionalmente estável. Tão logo, os procedimentos são respectivamente:

- **Remoção de picos (*spikes*)** - realizada pelo software de pós-processamento fornecido pela própria fabricante do CTD. É chamada de “primeiras diferenças”. É um processo, relativamente grosseiro de remoção dos maiores ruídos dos perfis hidrográficos. Os picos são removidos em comparação a faixas pré-estabelecidas de valores aceitáveis para temperatura e condutividade/salinidade para (i) o perfil como um todo, e (ii) intervalos de 30 m de profundidade.

- **Média em caixas (*bin averaging*)** - realizada já nos dados cujos picos foram pré-removidos. Consiste no processo de promediação de todos os dados hidrográficos obtidos dentro de um pré-determinado intervalo de profundidade. No caso, a frequência de amostragem pelo CTD adotada foi de 2 Hz. Como estabelecemos o intervalo de pressão em 1 dbar para o processo de “binagem”, há, no mínimo, dois valores por caixa de profundidade, já que a velocidade de descida do CTD foi de aproximadamente 1 m s^{-1} . Ao fim do processo, o perfil apresenta-se alisado e os valores de salinidade e temperatura equi-espaçados verticalmente.
- **Alisamento por Janela Móvel** - A última etapa do processo de alisamento é a aplicação de uma janela móvel para uma suavização maior do perfil vertical da propriedade hidrográfica, visando essencialmente a continuidade da quantidade e, de acordo com o interesse da análise, de sua primeira derivada vertical. Para a presente investigação, aplicou-se uma janela móvel tipo *Hanning* nos perfis. Este tipo de janela é da categoria de privilégio da medida central, no qual o peso atribuído à observação na profundidade de interesse é maior que às observações em profundidades circunvizinhas. No caso da janela tipo *Hanning*, esta variação é dada por uma função suave que se assemelha a uma distribuição gaussiana (Figura 6). A largura da janela, ou seja, o número de pontos (ou intervalos de profundidade) deve ser variado em função da profundidade local, e de maneira a suavizar, mas não alterar, os gradientes verticais básicos do perfil. No caso das estações oceanográficas em estudo, variou-se a extensão da janela entre 5 dbar, nas estações mais costeiras, 11 dbar nas estações sobre a quebra de plataforma e 31 dbar nas estações oceânicas. Note, pela Figura 6, que o grau de suavização da função de *Hanning* é afetada por estas escolhas.

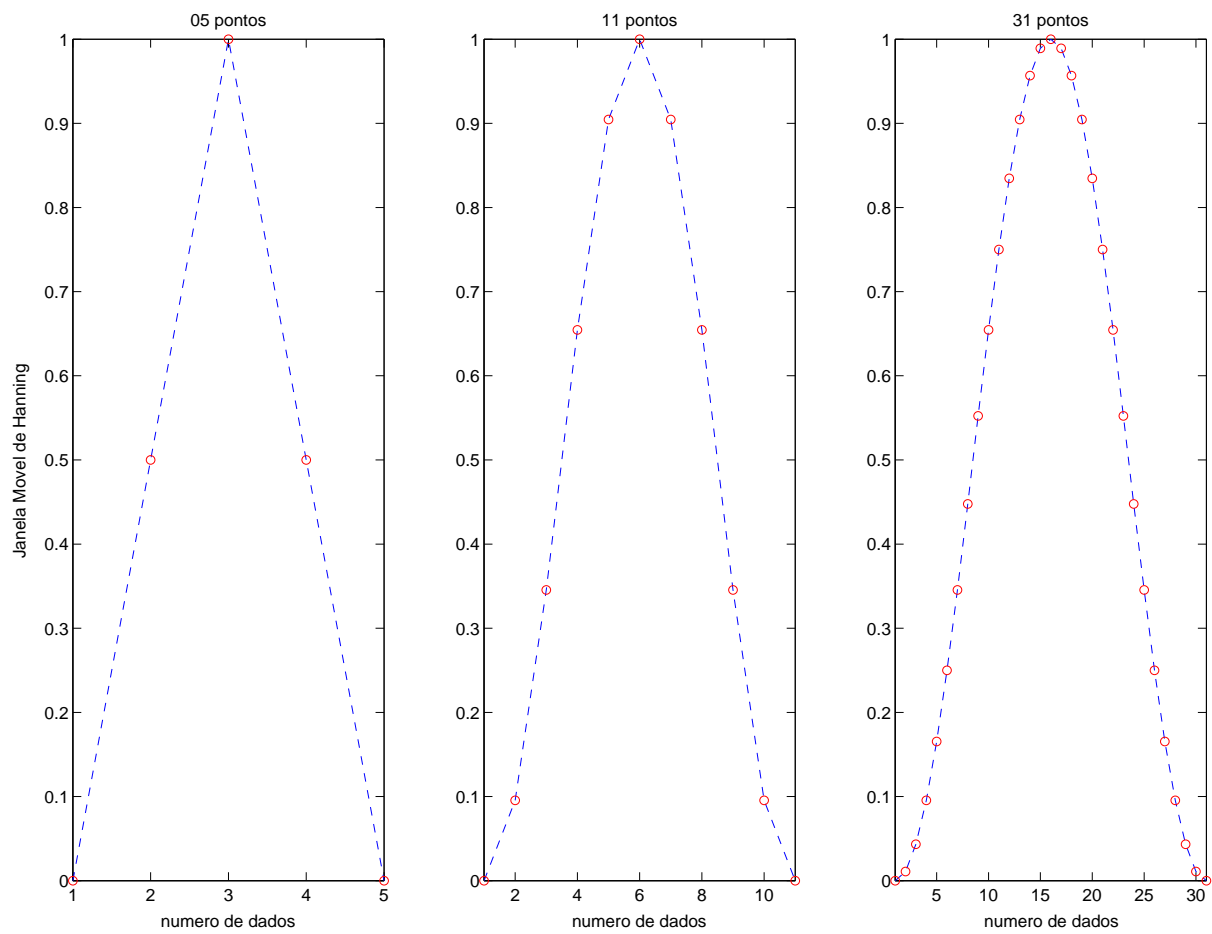


Figura 6: Atuação da janela móvel tipo *Hanning* para as larguras de 5 dbar, 11 dbar e 31 dbar.

Passados pelos procedimentos de alisamento anteriormente discutidos, os dados agora processados são avaliados quanto a possíveis desvios apresentados pelos sensores de temperatura e condutividade do CTD utilizado. Confrontamos as curvas de temperatura aferidas conforme procedimento do Centro de Calibração do Laboratório de Instrumentação Oceanográfica do IOUSP. Aqui, tratamos por “aferição” o processo no qual o parâmetro em consideração é comparado com um outro instrumento de precisão igual ou superior, tido como “referência”. No caso da aferição do sensor de temperatura, o instrumento de referência utilizado é um termômetro de platina de precisão Pt25 Rosemount mod. 162 CE, aferido anualmente. Este termômetro de referência é então acoplado a uma ponte de resistência de alta precisão. Deste estudo, conhecemos os desvios associados ao sensor de temperatura.

Devido a problemas no salinômetro do Centro de Calibração, a aferição do sensor de condutividade não foi possível. Uma avaliação dos erros de tendência deste sensor foi possível através da teoria de análise de massas de água. Seguindo o método sugerido por *Miranda* (1988), plotamos o diagrama T-S espalhado das estações e comparamos com curvas médias climatológicas das massas de água para a região. Derivas sistemáticas do sensor são diagnosticadas pelo espalhamento das curvas T-S em regiões abaixo da camada de mistura. Estas curvas foram comparadas às aquelas climatológicas de *Sverdrup et al.* (1942) e, em particular, com a climatologia realizada por *Miranda* (1985) para a região entre a Ilha de São Sebastião (SP) e o Cabo de São Tomé (RJ). A Tabela 2 expressa os envelopes climatológicos determinados para a massa de água ACAS por ambos pesquisadores.

Tabela 2: Valores de salinidade média da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), para diferentes valores de temperatura. *De acordo com *Sverdrup et al.* (1942).

Temperatura °C	Salinidade* ‰ ($\pm d$)	Salinidade ‰ ($\pm \varepsilon$)
8	34,64 \pm 0,08	34,605 \pm 0,019
10	34,86 \pm 0,08	34,837 \pm 0,018
12	35,11 \pm 0,08	35,101 \pm 0,018
14	35,37 \pm 0,09	35,391 \pm 0,024
16	35,64 \pm 0,10	35,702 \pm 0,021
18	35,90 \pm 0,11	36,028 \pm 0,025
20		36,364 \pm 0,055

3.2 Descrição do Modelo Numérico

A versão seccional do Modelo Oceânico de Princeton (POMx- σ) é a ferramenta numérica utilizada neste trabalho para obtenção da estrutura vertical do Sistema CB-CCI, caracterizada através do campo de velocidade baroclínica absoluta resultante da estrutura termohalina verificada na região de Cabo Frio. É um modelo bidimensional, não-linear, que integra as equações primitivas do movimento pelo processo de diferenças finitas. Desenvolvido por *Blumberg & Mellor* (1987), apresenta características que são apropriadas para seu emprego em regiões próximas a quebra de plataforma continental. Dentre estas, está a utilização de um sistema de coordenadas *sigma*, a qual acompanha a configuração da topografia de fundo, e um submodelo de fechamento turbulento (*Mellor & Yamada*, 1974), o qual calcula os coeficientes de viscosidade turbulenta vertical com o intuito de reproduzir de forma mais realística as camadas de Ekman de superfície e de fundo. Outras propriedades são atribuídas a este modelo como, por exemplo, a apresentação de uma superfície livre e dois intervalos de tempo distintos, um para o modo externo e outro para o modo interno. O modo externo (barotrópico) é bidimensional e usa um intervalo de tempo menor, baseado na condição de estabilidade computacional de *Courant-Friedrichs-Levy* (CFL). O modo interno (baroclínico) usa um intervalo de tempo mais longo. As características do modelo são baseadas nas descrições dadas por *Lima* (1997), *Calado* (2001) e *Campos* (1999).

3.2.1 Equações Governantes

O POMx- σ adota o sistema de coordenadas *sigma* como sistema de coordenadas verticais. Esta coordenada é então escalonada de acordo com a profundidade da coluna de água, mantendo inalteradas as demais coordenadas horizontais. As coordenadas *sigma* são definidas de acordo com

$$\sigma = \left(\frac{z - \eta}{D}\right) \quad (1)$$

$$D(x_*, t_*) = H(x_*) + \eta(x_*, t_*), \quad (2)$$

onde H é a profundidade da coluna d'água, D é profundidade local e η é a elevação de

superfície. Os subscritos * indicam que a coordenada zonal está avaliada ao longo de uma superfície *sigma*, e passarão a ser omitidos. Tal sistema de coordenadas é especialmente útil em regiões de elevados gradientes batimétricos.

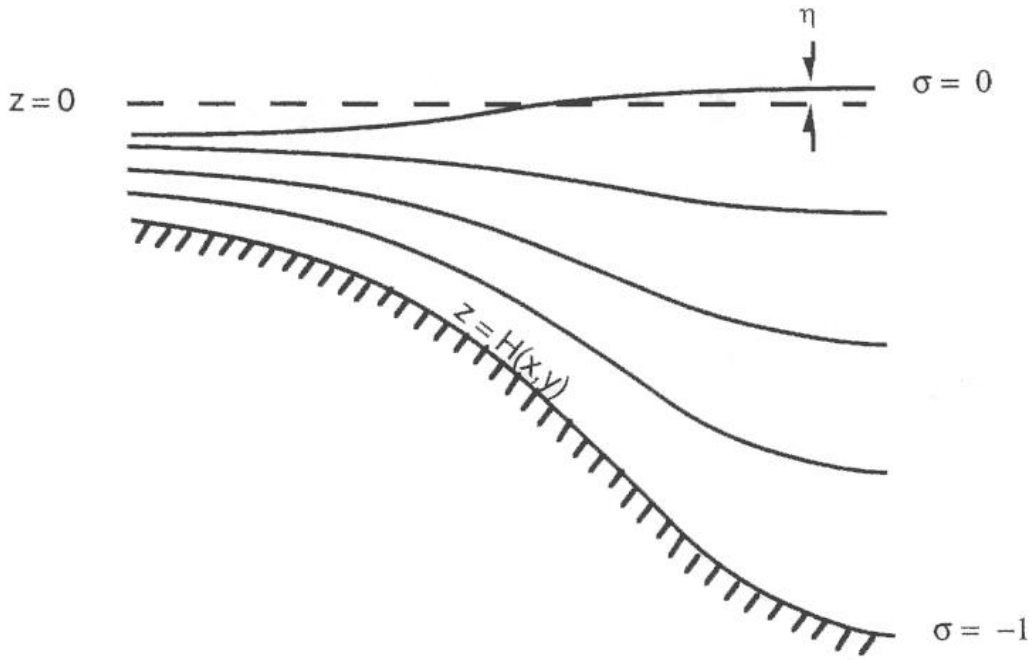


Figura 7: Representação do esquema de coordenadas *sigma*. De acordo com Campos (1999).

O sistema de coordenadas cartesianas ortogonais admite valores positivos de x em direção à leste e de y em direção à norte. A coordenada vertical σ , de acordo com a Eq. (1) e a Figura 7, varia de $\sigma = 0$ em superfície, $z = \eta(x, y, t)$, e $\sigma = -1$ junto ao fundo, $z = -H(x, y)$. Neste trabalho, o modelo é usado na versão bidimensional para uma seção hidrográfica normal à costa sudeste brasileira em aproximadamente 23°S. As equações hidrodinâmicas, basicamente de conservação de momento, massa, temperatura potencial (θ) e salinidade (S), compeendidas pelo modelo, são expressas conforme:

- Equação da continuidade

$$\frac{\partial U D}{\partial x} + \frac{\partial W}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0, \quad (3)$$

- Componentes zonal e meridional da equação de conservação do momento linear

$$\frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UW}{\partial \sigma} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left(\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right) = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right) + F_x, \quad (4)$$

$$\frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial UV D}{\partial x} + \frac{\partial VW}{\partial \sigma} + fUD = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) + F_y, \quad (5)$$

- Conservação da temperatura potencial

$$\frac{\partial \theta D}{\partial t} + \frac{\partial \theta UD}{\partial x} + \frac{\partial \theta W}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right) + F_{\theta} - \frac{\partial R}{\partial z}; \quad (6)$$

- Conservação da salinidade

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SW}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) + F_S; \quad (7)$$

Os termos de atrito turbulento F_x , F_y , F_S e F_{Θ} possuem escalas menores que o espaçamento de grade do modelo, não podendo ser resolvidos pelo mesmo. Tais termos, então, são resolvidos utilizando

$$F_{x^*} = \frac{\partial}{\partial x^*} \left(2A_M D \frac{\partial U}{\partial x^*} \right) \quad (8)$$

$$F_{y^*} = \frac{\partial}{\partial x^*} \left(A_M D \frac{\partial V}{\partial x^*} \right) \quad (9)$$

$$F_{\Theta^*, S^*} = \frac{\partial}{\partial x^*} \left(A_H D \frac{\partial(\Theta, S)}{\partial x^*} \right). \quad (10)$$

Para as equações apresentadas, temos que U é a componente zonal da velocidade, V é a componente meridional da velocidade, W é a componente vertical da velocidade ortogonal às superfícies *sigma*, D é a profundidade total, θ é a temperatura potencial, S é a salinidade, g é a aceleração da gravidade, f é o parâmetro de Coriolis, ρ_0 é a densidade de referência, ρ' é a anomalia da densidade, K_M é o coeficiente cinemático vertical de viscosidade turbulenta, K_H

é o coeficiente cinemático vertical de difusão turbulenta de calor e sal, A_M é o coeficiente cinemático horizontal de viscosidade turbulenta, A_H é o coeficiente cinemático horizontal de difusão turbulenta de calor e sal e $\frac{\partial R}{\partial z}$ é um termo referente ao fluxo de calor devido à radiação. Os coeficientes verticais K_M e K_H são resolvidos utilizando o submodelo de fechamento turbulento de Mellor-Yamada como função das equações de energia cinética turbulenta q^2 e de comprimento turbulento.

3.2.2 Esquema Numérico e Interação dos Modos Interno e Externo

A discretização do modelo apresenta a forma do esquema numérico conhecido na literatura como *leap frog*, dividido em duas partes distintas: o modo externo e o modo interno. O cálculo do modo externo está contido no programa principal do modelo e o modo interno nas subrotinas do mesmo.

No esquema de diferenciação *leap frog*, há geração de um modo computacional com comprimento de onda $2\Delta l$, isto é, duas vezes o espaçamento de grade. Para minimizar este problema, o POMx- σ utiliza um filtro temporal de *Asselin* (1972), aplicado à cada passo de tempo, de acordo com a expressão

$$A_s = A + \frac{\alpha}{2} (A^{n+1} + 2A^n + A^{n-1}), \quad (11)$$

onde A representa uma variável genérica do modelo, A_s a variável genérica alisada e α o coeficiente usado no filtro.

O modo externo, ou barotrópico, é calculado no programa principal permitindo a resolução das variáveis elevação de superfície e velocidades integradas verticalmente (isto é, barotrópicas). O modo interno, ou baroclínico, resolve as variáveis temperatura, salinidade, velocidades baroclínicas e as quantidades turbulentas.

O processo de integração dos modos interno e externo, como mostra a Figura 8, assume que todas as variáveis são conhecidas nos instantes de tempo t^{n-1} e t^n . Essa diferença de tempo representa o passo de integração do modo interno (DTI). Como o passo de integração do modo externo (DTE) é menor que no modo interno, os cálculos para o modo

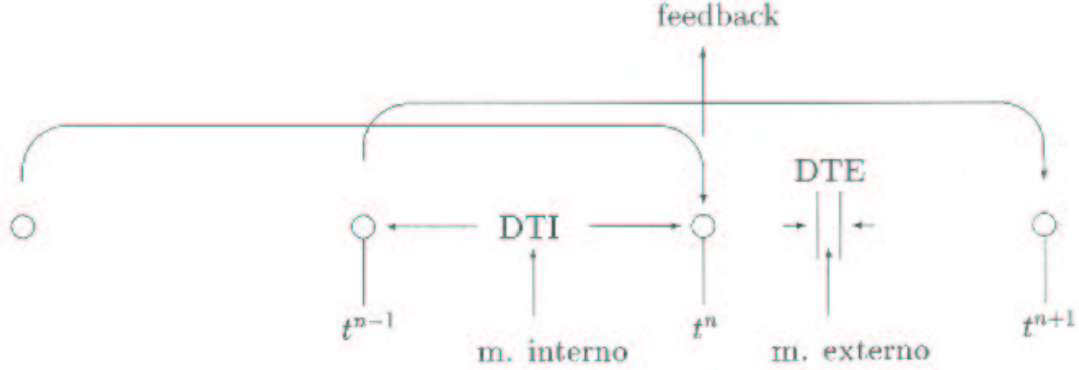


Figura 8: Interação entre o modo interno e o modo externo. De acordo com *Campos (1999)*.

barotrópico são feitos sucessivamente até que $t = t^{n+1}$ seja alcançado. Os valores envolvendo a forçante baroclínica e os termos advectivos são fornecidos para a resolução do modo externo, juntamente com a tensão de cisalhamento de fundo. Por sua vez, os valores das variáveis barotrópicas são fornecidas em $t = t^n$ para a resolução do modo baroclínico. Este é o processo de *feedback*, representado na Figura 8, que exemplifica a interação dos modos interno e externo durante a integração do modelo.

3.2.3 Condições de Contorno

As equações primitivas (3) a (7), anteriormente citadas, são descritas na forma de fluxo, ambas aproximações hidrostática e de Boussinesq são assumidas e estas são aplicadas mediante uma configuração de condições de contorno para o estudo da circulação apresentada pela radial hidrográfica normal à costa brasileira. As condições de contorno lateral na costa ($x = 0$), para as componentes da velocidade U e V , resumem-se à não-escorregamento e ausência de fluxo normal junto à margem continental, conforme descrito na Eq. (12). Para as propriedades termohalinas, a condição de não-gradiente é assumida, conforme a Eq. (13).

$$U = 0 \text{ e } V = 0 \quad (12)$$

$$\frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial S}{\partial x} = 0 \quad (13)$$

As condições de contorno na lateral leste, ou seja, na lateral referente ao oceano aberto, apresentam maiores dificuldades. *Lima (1997)* sugere a aplicação de condições de contorno

abertas em contra-partida à imposição de um limite leste fechado. Sob esse aspecto, utilizamos uma condição radiacional do tipo Orlanski (Orlanski, 1976) para as velocidades baroclínicas (Eq. 14) e propriedades termohalinas. Para as velocidades barotrópicas e elevação de superfície, a condição de não-gradiente é inferida.

$$\frac{\partial U}{\partial t} + c_u \frac{\partial U}{\partial x} = 0 \text{ e } \frac{\partial V}{\partial t} + c_v \frac{\partial V}{\partial x} = 0 \quad (14)$$

onde o coeficiente c representa a velocidade de propagação da onda.

Uma camada do tipo *esponja*, cuidadosamente projetada, é aplicada sobre todas as propriedades nos últimos 12 pontos de grade, voltados ao oceano aberto, na intenção de atenuar a possível reflexão, no contorno, de ondas propagantes para fora do domínio. Adicionalmente, emprega-se uma “*buffer zone*” como uma tentativa de aprisionar, fora deste domínio, sinais refletidos. Outros detalhes a respeito da “*buffer zone*” são discutidos na próxima seção.

3.2.4 Implementação do Modelo

Na intenção de se conhecer o campo de velocidade baroclínica absoluta para o Sistema CB-CCI, ao largo de Cabo Frio, o modelo POMx- σ foi aplicado à radial hidrográfica, anteriormente apresentada na Figura 5, normal à costa sudeste brasileira em aproximadamente 23°S. A grade foi desenhada para fornecer uma boa resolução da camada de Ekman de fundo. Pelo fato de não utilizarmos nenhuma forçante na superfície do oceano para as simulações, torna-se desnecessária a implementação de uma alta resolução da grade nesta região. Simulações foram realizadas para grades de diferentes tamanhos e a melhor configuração adquirida para os propósitos apresenta 65 níveis *sigma* verticais (KB = 65) e 218 pontos de grade na direção ao longo da radial (*x-grid points*) (IM = 218) com espaçamento constante de $\Delta x = 1000$ m. Dos 218 pontos, a “*buffer zone*” compreende os 47 pontos do lado leste da grade, isto é, do contorno referente ao oceano aberto. A Figura 9 apresenta a configuração dos níveis *sigma* para a grade total (painel superior) e um “*zoom*” da porção próxima ao fundo do talude continental. Apesar da estação oceanográfica mais afastada da costa (estação 7054) atingir 2247 m de profundidade, truncamos a grade em 1800 m.

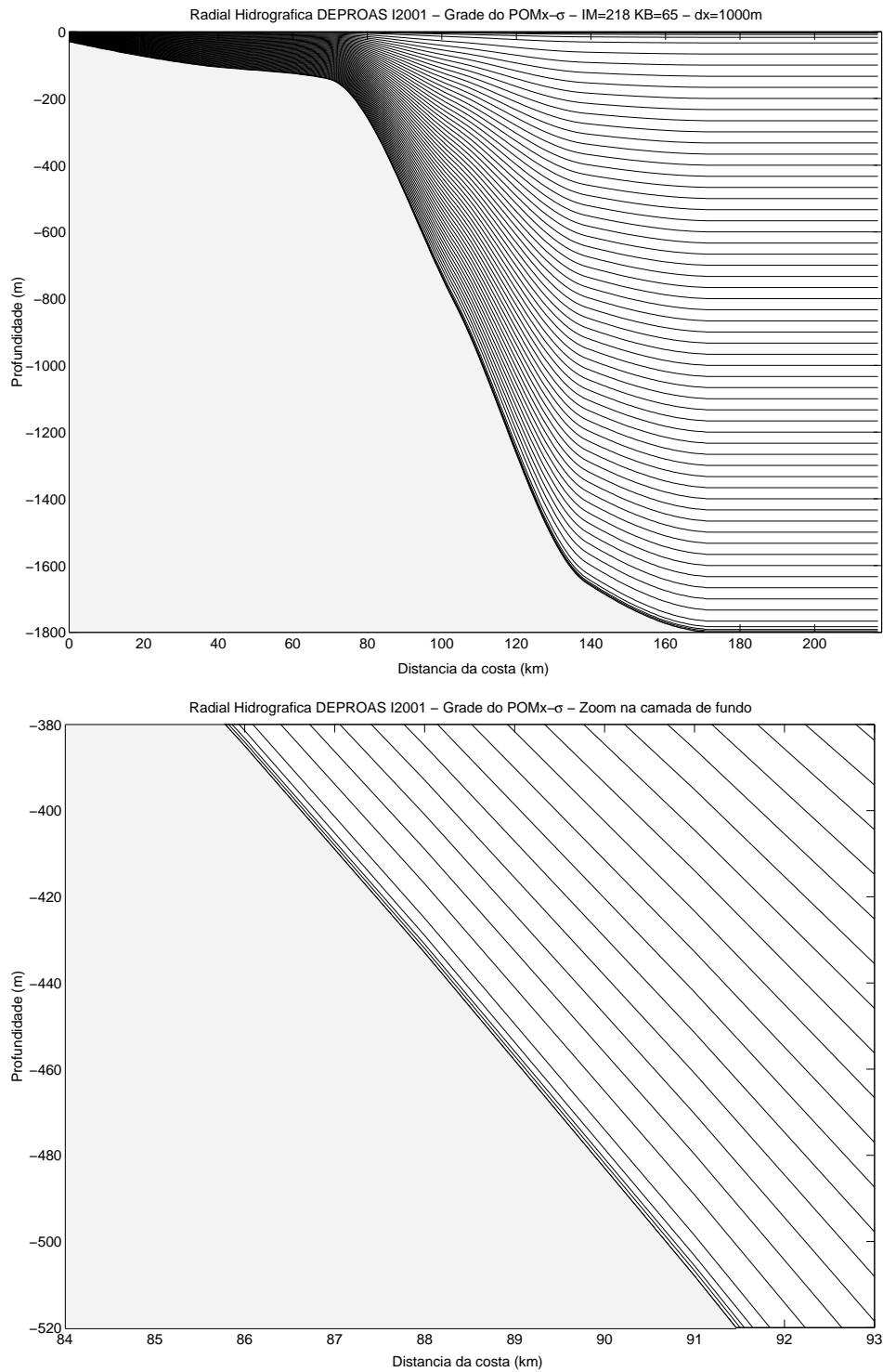


Figura 9: Estruturação da grade aplicada ao POMx- σ . Painel superior: Espaçamento de 65 níveis σ verticais (KB=65); painel inferior: “zoom” próximo ao fundo do talude continental.

Para determinar se a alta resolução da grade, imposta pelos níveis *sigma* adotados, introduz gradientes de pressão espúrios ou se a grade é “hidrostaticamente consistente” (Mellor *et al.*, 1994), um teste numérico foi efetuado aplicando o modelo no modo prognóstico com uma estratificação horizontalmente plana derivada dos dados hidrográficos e com um campo de velocidade inicial nulo. Pelo fato dos erros resultantes serem da ordem de 10^{-3} m s^{-1} , a grade foi considerada adequada para os propósitos deste trabalho pois as velocidades residuais são muito menores do que as velocidades associadas ao fluxo da CB, ou até mesmo da CCI, as quais, segundo a literatura, superam 10^{-2} m s^{-1} .

Os experimentos numéricos para obtenção do campo de velocidade foram realizados através da aplicação do POMx- σ , rodando sob o modo diagnóstico, aos campos de temperatura e salinidade interpolados para a grade adotada. Utilizamos um passo de tempo do modo externo barotrópico igual a $DTE = 3,2$, respeitando a condição de estabilidade computacional Courant-Friedrichs-Levy “CLF” (Mellor, 1993). Esta condição leva-nos a adotar um passo de tempo do modo interno baroclínico igual a $DTI = 160 \text{ s}$. Como resultado, temos o campo de velocidade total numericamente gerado. No interesse de conhecer a estrutura de velocidade baroclínica absoluta, procedemos de maneira a subtrair o sinal barotrópico contido no campo total. Consideramos este sinal como sendo um possível ruído numérico associado à resolução das equações primitas, já que sua realidade não condiz com a situação física empregada à modelagem realizada. Deixaria de ser ruído caso considerássemos o campo de tensão de cisalhamento do vento em grande escala para a região. Assim, a Eq. (15) descreve a velocidade barotrópica V_{BT} no espaço contínuo. Num espaço discreto, V_{BT} é descrita segundo a Eq. (16), a qual é resolvida e subtraída do campo total resultante do modelo. Leva-se em consideração o fato de que Δz_i varia na configuração da grade em coordenadas *sigma*.

$$V_{BT} = \frac{1}{H} \int_{-H}^0 v \, dz \quad (15)$$

$$V_{BT} = \frac{1}{H} \sum_{i=1}^{N-1} \frac{(v_i + v_{i+1})}{2} \Delta z_i \quad (16)$$

Através da estrutura de velocidade numericamente gerada, obtivemos o campo de vorticidade relativa ζ para o Sistema CB-CCI, descrita conforme

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x}, \quad (17)$$

isto é, a vorticidade relativa é definida como sendo o gradiente zonal (na direção ao longo da radial) da velocidade meridional (normal à radial).

3.3 Avaliação da Geostrofia

No que diz respeito ao grau de geostrofia associado ao campo de velocidade baroclínica absoluta, formulamos a seguinte questão:

- Qual o grau de geostrofia associado a este campo, ou seja, o quão geostrófica é a estrutura de velocidade numericamente gerada?

Na pretensão de respondermos a tal pergunta, devemos crer na possibilidade de estarmos considerando um campo de velocidades as quais não são basicamente geostróficas. Ou seja, os “*outputs*” do POMx- σ apresentariam neste caso uma componente ageostrófica associada. É claro que o fato de considerarmos simulações diagnósticas do modelo, sugere que a estrutura de velocidade adequa-se geofisicamente à estrutura de densidade. Para tanto, buscamos a resposta através de uma avaliação numérica da relação do vento térmico, a qual relaciona o cisalhamento vertical da corrente geostrófica com as variações laterais de densidade. No sistema cartesiano de coordenadas, a componente zonal desta relação é dada por

$$f_0 \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\partial B}{\partial x}, \quad (18)$$

onde f_0 é o valor característico do parâmetro de Coriolis, B é o empuxo definido por

$$B = -g \frac{\rho(x, z)}{\rho_0}, \quad (19)$$

e ρ_0 é a densidade de referência.

Como o POMx- σ é um modelo de coordenadas *sigma*, a coordenada vertical z é substituída por um valor de z normalizado pelo valor da profundidade local h . Em nosso caso bidimensional, nos referimos à Eq. (1), ausente da elevação de superfície η , reescrita conforme

$$\sigma = \frac{z}{h(x)}, \quad (20)$$

variando assim de $\sigma = 0$ em superfície e $\sigma = -1$ junto ao fundo.

Transformando um sistema de coordenadas cartesianas (x^*, y^*, z, t^*) para o sistema de coordenadas *sigma* (x, y, σ, t) , o gradiente de uma variável independente G fica definido como:

$$\frac{\partial G}{\partial x^*} = \frac{\partial G}{\partial x} - \frac{\sigma}{h} \frac{\partial G}{\partial \sigma} \frac{\partial h}{\partial x} \quad (21)$$

$$\frac{\partial G}{\partial y^*} = \frac{\partial G}{\partial y} - \frac{\sigma}{h} \frac{\partial G}{\partial \sigma} \frac{\partial h}{\partial y} \quad (22)$$

$$\frac{\partial G}{\partial z} = \frac{1}{h} \frac{\partial G}{\partial \sigma} \quad (23)$$

$$\frac{\partial G}{\partial t^*} = \frac{\partial G}{\partial t} - \frac{\sigma}{h} \frac{\partial G}{\partial \sigma} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (24)$$

A equação do vento térmico (Eq. 18), ante à mudança de coordenadas descrita pelas equações (21), (22), (23) e (24), passa a ser escrita como

$$f_0 \frac{\partial v}{\partial \sigma} = h \frac{\partial B}{\partial x} - \sigma \frac{\partial B}{\partial \sigma} \frac{\partial h}{\partial x} \quad (25)$$

A partir dos campos de velocidade e densidade resultantes da modelagem, a Eq. (25) é então avaliada numericamente, conforme a aplicação da aproximação por diferenças finitas avançadas no espaço, vertical e horizontalmente. Resolvemos ambos os lados da equação separadamente, ou seja, primeiramente os termos referentes ao lado esquerdo (L_E) e posteriormente os termos que dizem respeito ao lado direito (L_D) da equação. Nesta resolução,

desconsideramos as regiões da grade pertencentes à plataforma continental, próximas à camada de superfície do oceano e àquela representante da “buffer zone”. Consideramos somente a região de domínio da CB-CCI na qual a dinâmica é regida pelo fruto de nosso interesse, isto é, a geostrofia. São apresentados diagramas seccionais das distribuições de L_E e L_D . A semelhança visual entre ambos diagramas é quantificada em termos de uma figura de mérito estatística adotada como sendo o *erro médio quadrático* (rms) normalizado. A Eq. (26) é calculada a partir de valores médios das propriedades L_E e L_D representados por $\overline{L_E}$ e $\overline{L_D}$, respectivamente.

$$rms = \sqrt{\frac{\langle \overline{L_D} - \overline{L_E} \rangle^2}{\langle \overline{L_E} \rangle^2}} \quad (26)$$

O valor de rms nos permite avaliar o grau de semelhança entre ambos os lados da Eq. (25), ou seja, nos fornece uma resposta a respeito da ordem de geostrofia associado ao Sistema CB-CCI.

3.4 Aplicação do Método Dinâmico

O Método Dinâmico foi desenvolvido no início do século XX por *Sandström & Helland-Hansen* (1903). Esse método consiste na integração vertical da equação do vento térmico (Eq. 18), permitindo a inferência da velocidade geostrófica a partir da estrutura de massa (densidade), observada através da realização de estações hidrográficas.

Esta integração vertical produz como resultado a equação, em coordenadas cartesianas,

$$v_g(z') - v_g(-H_0) = \frac{g}{f_0} \int_{-H_0}^{z'} \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} dz, \quad (27)$$

onde H_0 é o nível de referência (ou nível de movimento nulo), ρ_0 é a densidade de referência e f_0 o valor médio do parâmetro de Coriolis entre duas estações hidrográficas separadas pela distância dx . A velocidade relativa v_g é normal à distância dx .

A Eq. (27), para efeitos práticos, é utilizada sob outra formulação na qual a coordenada de integração z é substituída pela pressão p e o integrando é determinado em função de valores discretos por meio de acréscimos finitos. Resulta, desta forma, a equação

$$v_g(z') - v_g(-H_0) = \frac{1}{f} \frac{\Delta\Phi_b - \Delta\Phi_a}{\Delta x} \quad (28)$$

onde, de acordo com a definição do geopotencial:

$$\Delta\Phi_a = \int_{p_0}^p \delta_a dp \quad (29)$$

$$\Delta\Phi_b = \int_{p_0}^p \delta_b dp \quad (30)$$

e Δx indica a distância entre o par de estações hidrográficas.

Um problema crucial em interpretar os resultados do Método Dinâmico é que este fornece velocidades geostróficas relativas ao nível mais profundo $z = -H_0$, ou em outras palavras, um valor para o cisalhamento de velocidades entre os níveis $z = z'$ e $z = -H_0$. É comum, então, a tentativa de escolha do nível de referência como aquele em que a velocidade é próxima de zero ou muito pequena, se comparada às velocidades próximas da superfície. A escolha desse nível permitiria interpretar os resultados do cálculo como velocidades absolutas. Não é tarefa simples tentar, na maioria das vezes, “advinhar” onde a velocidade, a qual deseja-se inferir, seja praticamente nula ao longo da coluna d’água. Historicamente, vários pesquisadores desenvolveram critérios empíricos para tal estimativa do nível de movimento nulo, e deve-se enfatizar que todos são discutíveis quanto suas utilidades e objetividade. Mediante a tais argumentações, estimamos o nível de movimento nulo a partir da estrutura do campo de velocidade numericamente gerado pelo POMx- σ para a radial hidrográfica em estudo. O valor então estimado procura correlacionar-se de maneira adequada aos valores apresentados pela literatura em trabalhos realizados para a mesma região de estudo. Em particular, aos estudos de *Godoi* (em prep.).

Partindo da estrutura de densidade, conseqüente das amostragens hidrográficas de temperatura e salinidade, aplicamos o Método Dinâmico obtendo, assim, o campo de velocidade resultante para a seção ao largo de Cabo Frio. O método de extrapolação de *Reid & Mantyla* (1976) foi adotado para estimar a anomalia do geopotencial em estações mais costeiras.

4 Resultados e Discussão

A realização da radial hidrográfica ao largo de Cabo Frio, conduzida durante o cruzeiro oceanográfico DEPROAS I2001, fornece uma descrição da estrutura vertical de temperatura e salinidade para o Sistema CB-CCI vigente na região. Esta descrição torna-se possível conseqüente às perfilagens de CTD realizadas em estações oceanográficas ao longo desta radial.

Anterior à utilização do CTD empregado, o aparelho sofreu aferição do sensor de temperatura no Centro de Calibração do Laboratório de Instrumentação Oceanográfica do IOUSP. Na Figura 10 são apresentados vários painéis de comparação entre as curvas do sensor de referência e do CTD para diversas faixas de temperatura (ou seja, para os diversos banhos de aferição). Verificamos que os desvios entre ambos instrumentos são da ordem de $0,005^{\circ}\text{C}$. Tais desvios são uma ordem de magnitude menores que a precisão de $0,02^{\circ}\text{C}$ conferida à leitura de termômetros de reversão de mercúrio, habitualmente utilizados como referência em medições por garrafas de Niskin. São desvios aceitáveis para os padrões estabelecidos pelo Comitê do *World Ocean Circulation Experiment - WOCE*.

Pelo fato do sensor de condutividade do CTD não ter sido aferido em laboratório, buscamos detectar possíveis erros de tendência através da teoria de análise de massas de água. Após os procedimentos de alisamento (remoção de picos, médias em caixas e alisamento por janela móvel) aplicados aos dados, construímos um Diagrama T-S espalhado (Figura 11) para todos os perfis de temperatura e salinidade adquiridos ao longo da radial. Sobre este diagrama, também representamos curvas médias climatológicas para a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) sugeridas por estudos de *Sverdrup et al.* (1942), em curvas delgadas azuis, e *Miranda* (1985), em curvas delgadas verdes. Os pares T-S destes envelopes climatológicos estão presentes na Tabela 2, já apresentada neste trabalho. Comparativamente, o ramo da curva T-S em estudo, associado à região da ACAS, apresenta um deslocamento (“*offset*”) para valores mais positivos de salinidade, expondo-se consideravelmente fora da região compreendida pelos envelopes climatológicos. Este deslocamento resulta de um desvio médio, constante com a profundidade, de cerca de 0,38 psu. Pelo fato da climatologia ser

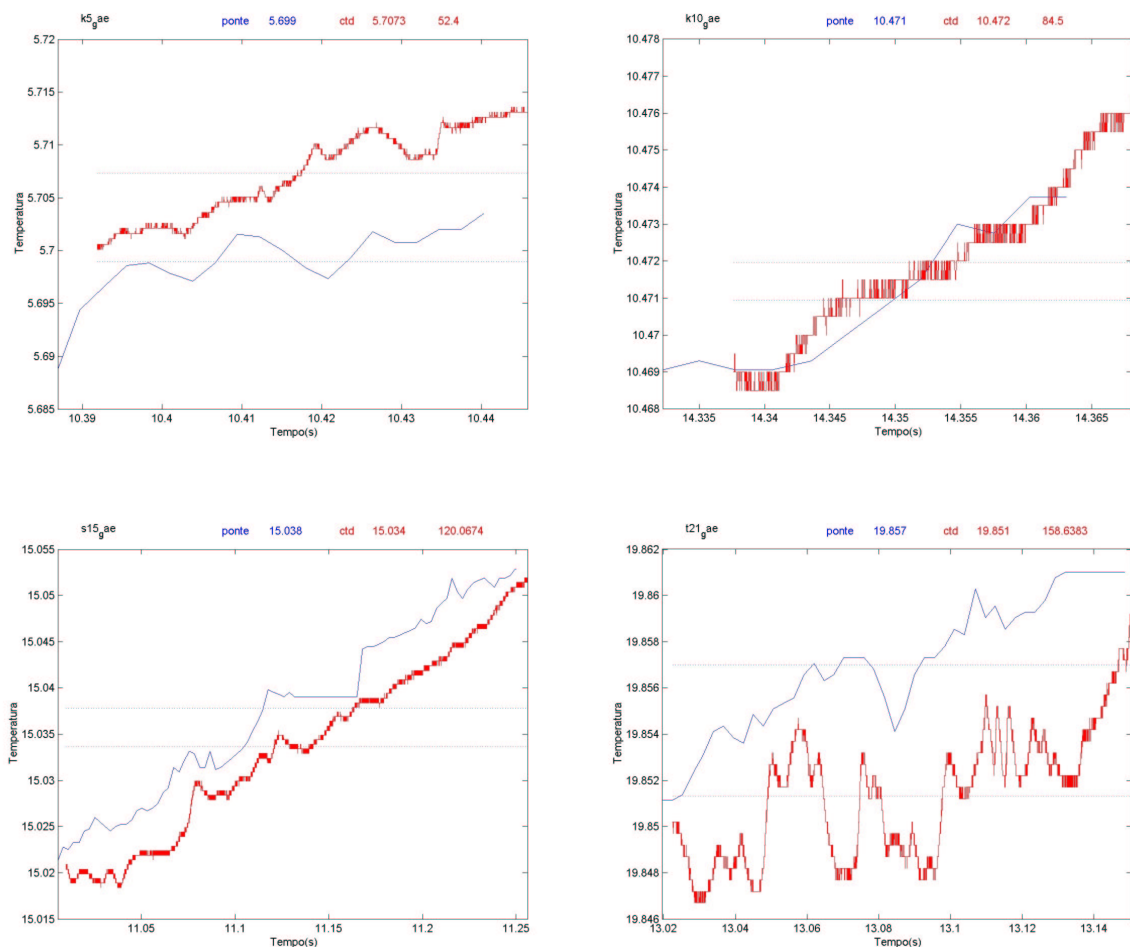


Figura 10: Resultados dos banhos de aferição do sensor de temperatura. Painéis superiores: temperaturas de 5,7 e 10,5°C; painéis inferiores: temperaturas de 15,0 e 19,8°C.

nosso único parâmetro de análise comparativa, assumimos que todos os perfis de salinidade sejam corrigidos pela subtração do valor de 0,38 psu. Dessa maneira, a Figura 12 exhibe o Diagrama T-S espalhado após a subtração do “offset” diagnosticado.

Para retratar o tratamento aplicado aos dados perfilados, compreendido pelos procedimentos de alisamento adotado neste trabalho, as Figuras 13, 14 e 15 exibem os perfis verticais de temperatura e salinidade para as estações oceanográficas 7049 a 7054. As curvas delgadas em azul representam os perfis brutos sem qualquer tratamento. As curvas contínuas representam os perfis já tratados, ou seja, valores médios equi-espaçados verticalmente e sob aplicação de janela móvel.

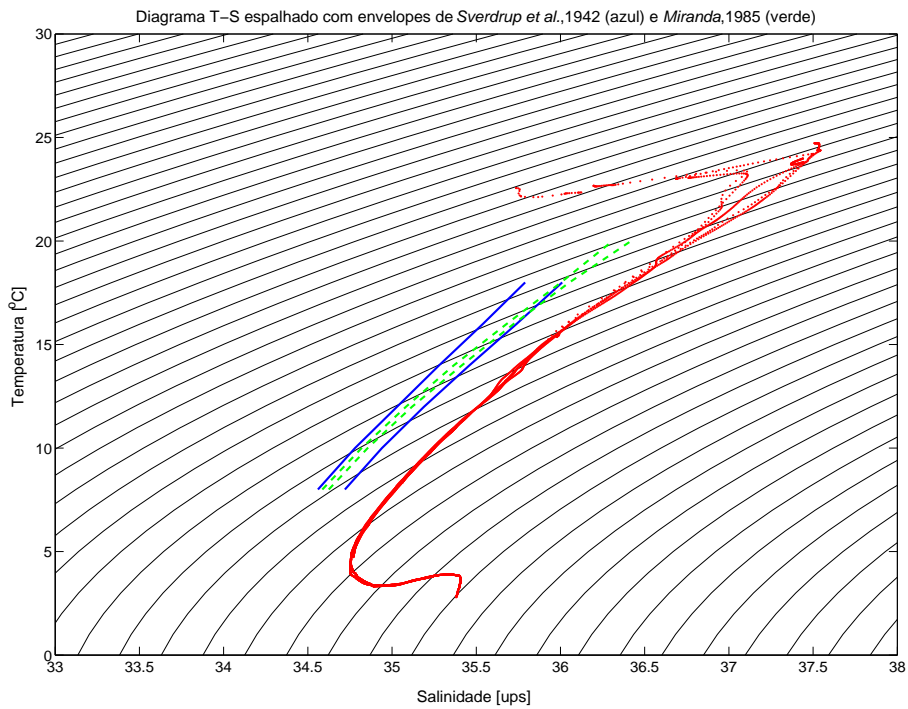


Figura 11: Diagrama T-S espalhado anterior à correção do “offset” de 0,38 psu na salinidade, relativamente às climatologias de Sverdrup *et al.* (1942) e Miranda (1985).

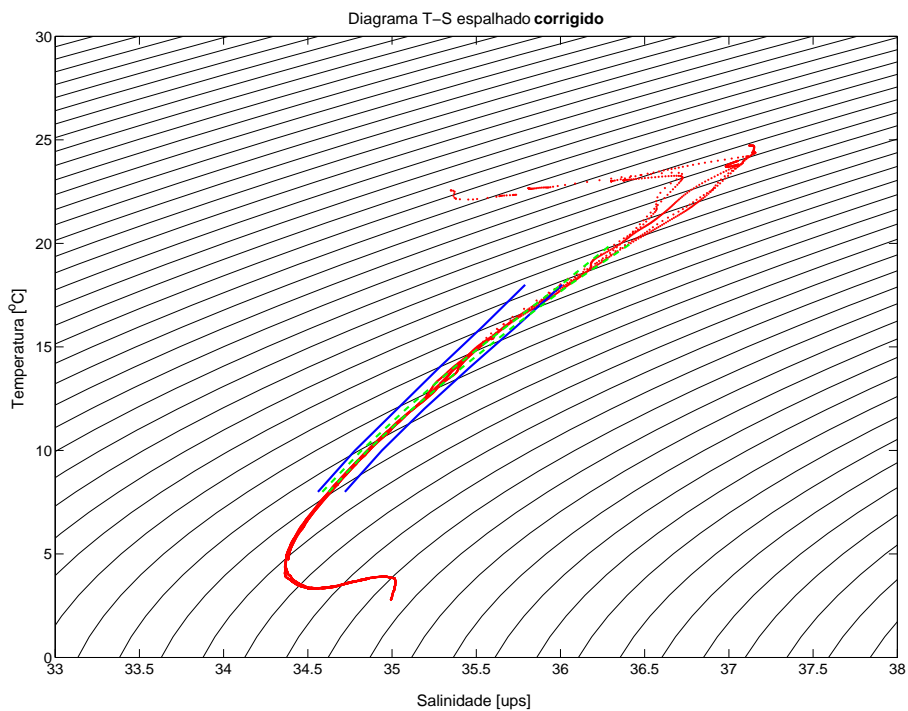


Figura 12: Diagrama T-S espalhado após a correção do “offset” de 0,38 psu na salinidade.

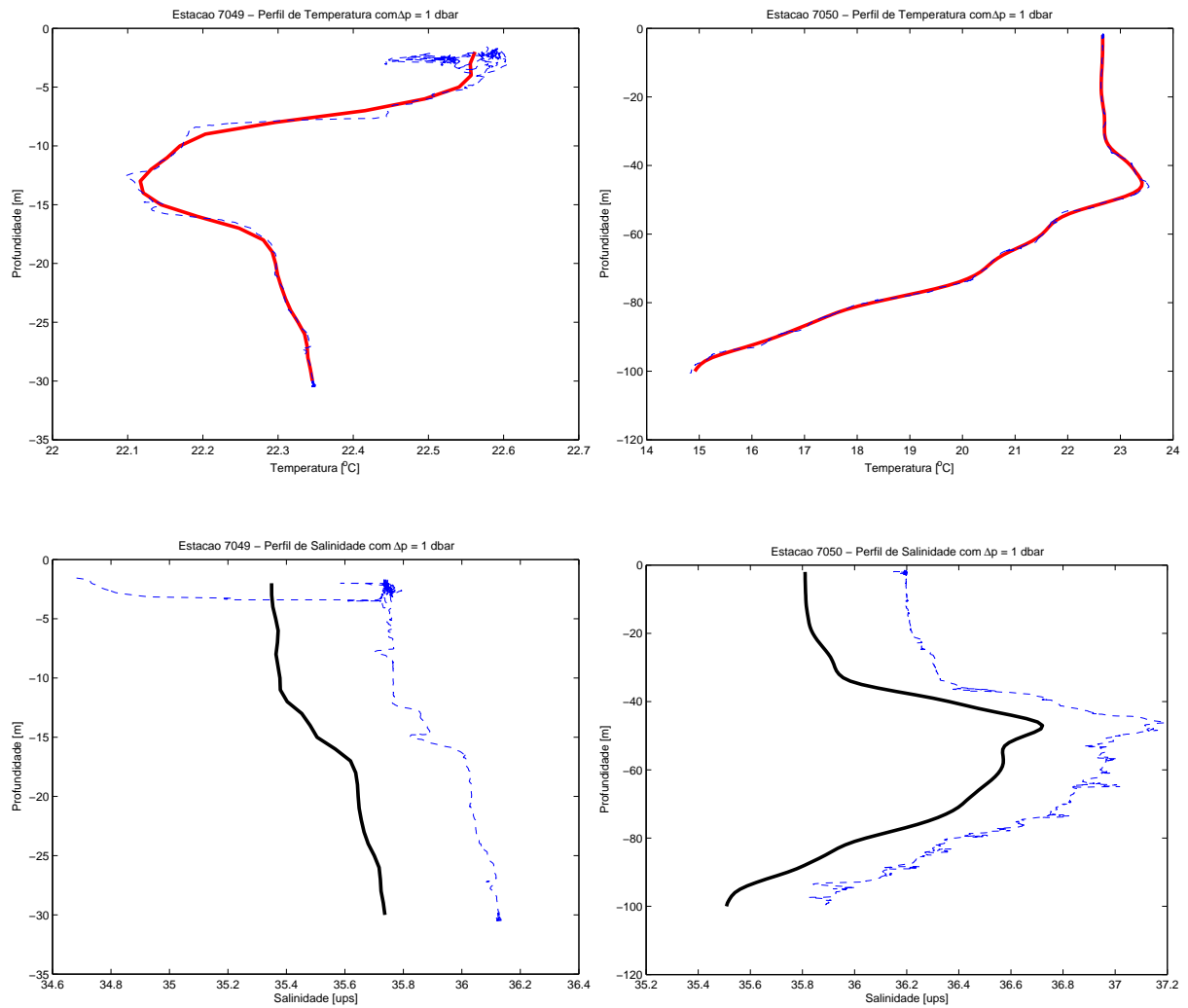


Figura 13: Perfis verticais de temperatura e salinidade. Painéis esquerdos: Estação 7049; painéis direitos: Estação 7050. As curvas delgadas em azul representam os perfis brutos. As curvas contínuas representam os perfis pós-tratamento.

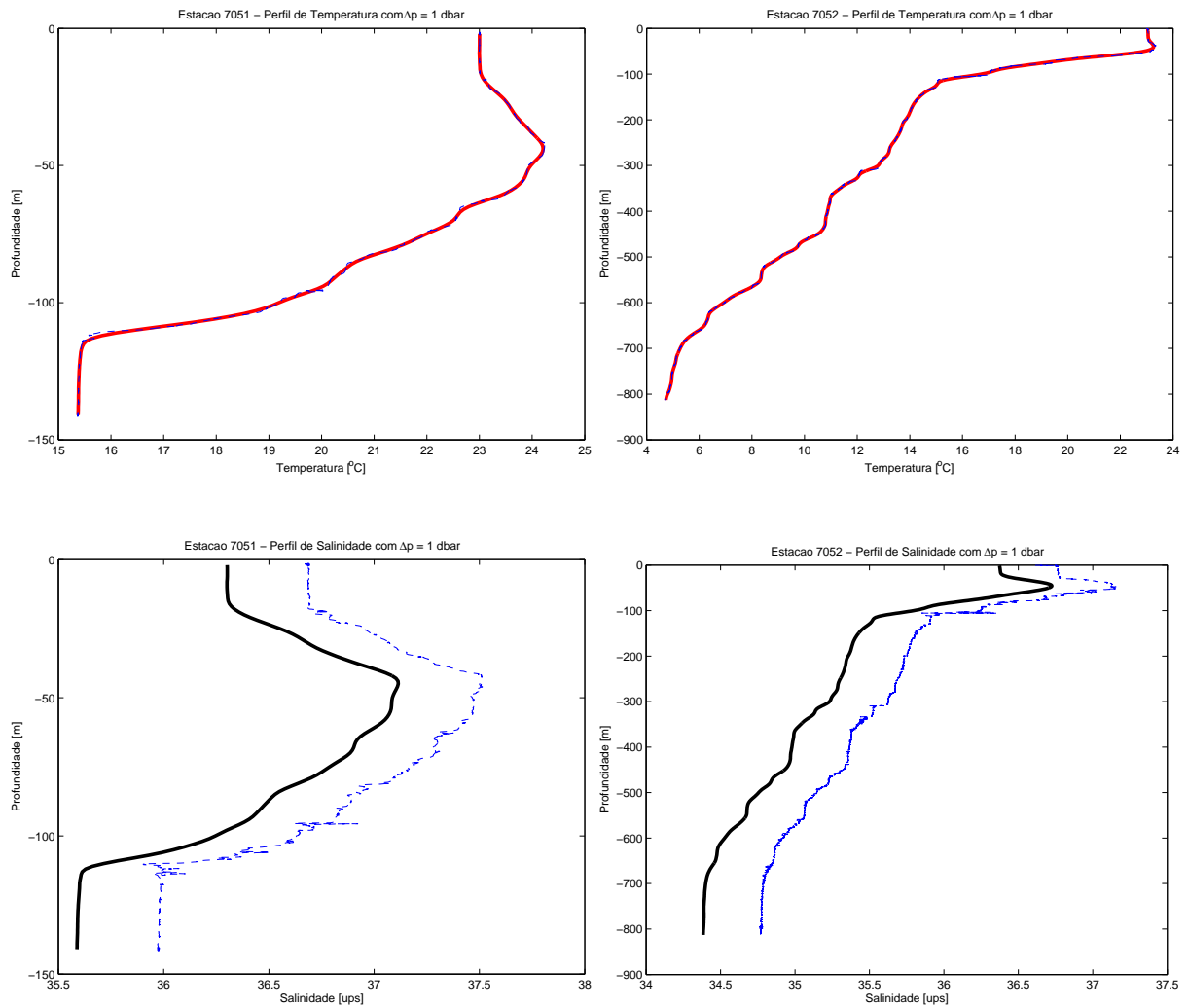


Figura 14: Perfis verticais de temperatura e salinidade. Painéis esquerdos: Estação 7051; painéis direitos: Estação 7052. As curvas delgadas em azul representam os perfis brutos. As curvas contínuas representam os perfis pós-tratamento.

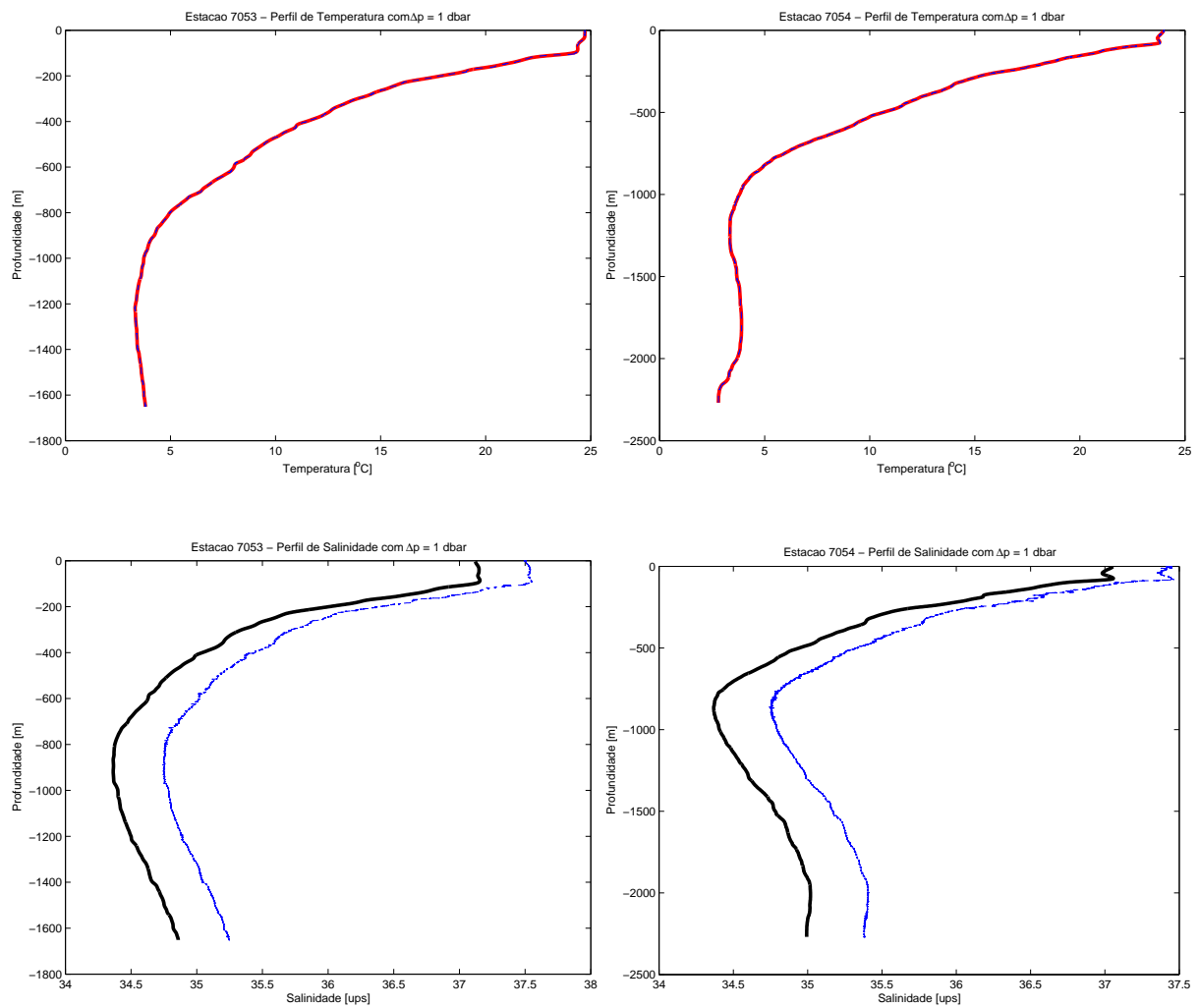


Figura 15: Perfis verticais de temperatura e salinidade. Painéis esquerdos: Estação 7053; painéis direitos: Estação 7054. As curvas delgadas em azul representam os perfis brutos. As curvas contínuas representam os perfis pós-tratamento.

Em base das informações concedidas pelos perfis termohalinos, passamos a descrever as distribuições seccionais de temperatura, salinidade e do campo de massa em termos da densidade convencional σ_T . Tais distribuições são apresentadas na Figura 16.

A fisiografia da radial hidrográfica mostra uma plataforma continental com cerca de 80 km de extensão. Sua quebra ocorre a cerca de 150 m de profundidade, demarcada por notável variação na declividade do assoalho oceânico. Entre o litoral e a distância de 20 km da costa, a profundidade decai monotonicamente até 110-120 m. Em direção ao oceano aberto, encontra-se uma região praticamente plana, em que a profundidade varia em cerca de apenas 10-20 m nas proximidades de 50 km, até que a quebra da plataforma seja atingida.

A distribuição seccional de temperatura (Figura 16, painel superior) acusa uma distribuição essencialmente homotérmica até a profundidade de 50 m, com variações pouco menores que 1°C . Entre as isóbatas de 50 e 100 m, nota-se a presença de uma termoclina definida, aparentemente associada com a termoclina permanente oceânica. Na região plana da plataforma, em torno de 120 m de profundidade, identifica-se uma camada de mistura com espessura sensivelmente constante, em torno de 50 m. Os gradientes verticais de temperatura na termoclina subjacente são da ordem de $0,11^\circ\text{C m}^{-1}$. Esta termoclina se apresenta praticamente sem variação horizontal em espessura e profundidade até cerca de 110 km da costa. Um ponto de grande importância a ser salientado é que, nestas imediações, as isotermas se aprofundam em direção ao extremo oceânico da seção, denotando a provável assinatura do ajustamento baroclínico da CB fluindo em direção sul. A distribuição seccional de salinidade (Figura 16, painel intermediário) não revela a presença de uma haloclina coincidente com a camada da termoclina discutida. Observamos a presença um núcleo de salinidade superior a 37 psu, centrado em cerca de 70 km da costa. Esta lente de salinidade máxima está associada a um máximo de temperatura em subsuperfície. A distribuição seccional do campo de densidade convencional (Figura 16, painel inferior) apresenta, como principal característica, uma estrutura de picnoclina coincidente com a termoclina observada, indicando que em termos gerais, é a temperatura que determina o campo de densidade convencional. A interessante exceção é a região do núcleo salino, centrado a 70 km da costa. Neste, como discutimos

anteriormente, observamos que existem máximos tanto de temperaturas como de salinidades em subsuperfície. Seria possível inferir, então, o início de uma instabilidade gravitacional pelos valores mais altos de temperatura. Entretanto, as condições extremas de salinidade (> 37 psu) compensam as variações de temperatura, fornecendo uma assinatura muito sutil na distribuição de densidade. A piconclina se apresenta como uma faixa de cerca de 80-100 m de espessura, disposta horizontalmente e com gradientes tipicamente de $1,4 \text{ kg m}^{-4}$. Assim como no campo de temperatura, variações significativas na distribuição vertical das isopicnais são observadas a cerca de 110 km da costa, onde estas se aprofundam, confirmando a assinatura baroclínica da CB nestas imediações. Em profundidades mais intermediárias, próximas a 800 m, identificamos uma inversão no padrão de inclinação das isopicnais, o que provavelmente sugere a presença da CCI fluindo em direção oposta à CB.

Conforme descritos os padrões das estruturas verticais de temperatura e salinidade, assim como aquela referente à densidade, nos concentramos agora em explicitar e caracterizar a estrutura de velocidade baroclínica absoluta correspondente. A aplicação do Modelo Oceânico de Princeton, na região correspondente à radial hidrográfica ao largo de Cabo Frio, nos propiciou o conhecimento a respeito do campo de velocidade baroclínica absoluta associado ao Sistema CB-CCI. Como sugere *Evans & Signorini* (1985), as velocidades associadas a este Sistema se invertem nos entornos dos 500 m. Este mesmo padrão sugerido é também evidenciado na Figura 17, a qual apresenta o campo baroclínico de velocidade numericamente obtido conforme simulações do POMx- σ . O campo revela a CB como um escoamento fluindo na direção sul-sudoeste, confinado basicamente aos 400 primeiros metros da coluna d'água. O eixo da corrente se mostra centrado em aproximadamente 120-130 km de distância da costa, sobre a isóbata de 1400 m. As velocidades máximas, correspondentes ao núcleo da corrente, superam $0,7 \text{ m s}^{-1}$ e seu transporte é estimado em $6,31 \text{ Sv}$ ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Tal valor é compatível com outras estimativas para região, que indicam transportes entre 5-8 Sv (*Silveira et al.*, 2000). Para estimativa do transporte, é considerada a área da CB delimitada pelas isotacas cujos valores são menores que $0,2 \text{ m s}^{-1}$. Esta estrutura de velocidade baroclínica da CB vem novamente confirmar as indicações impostas pelo padrão de

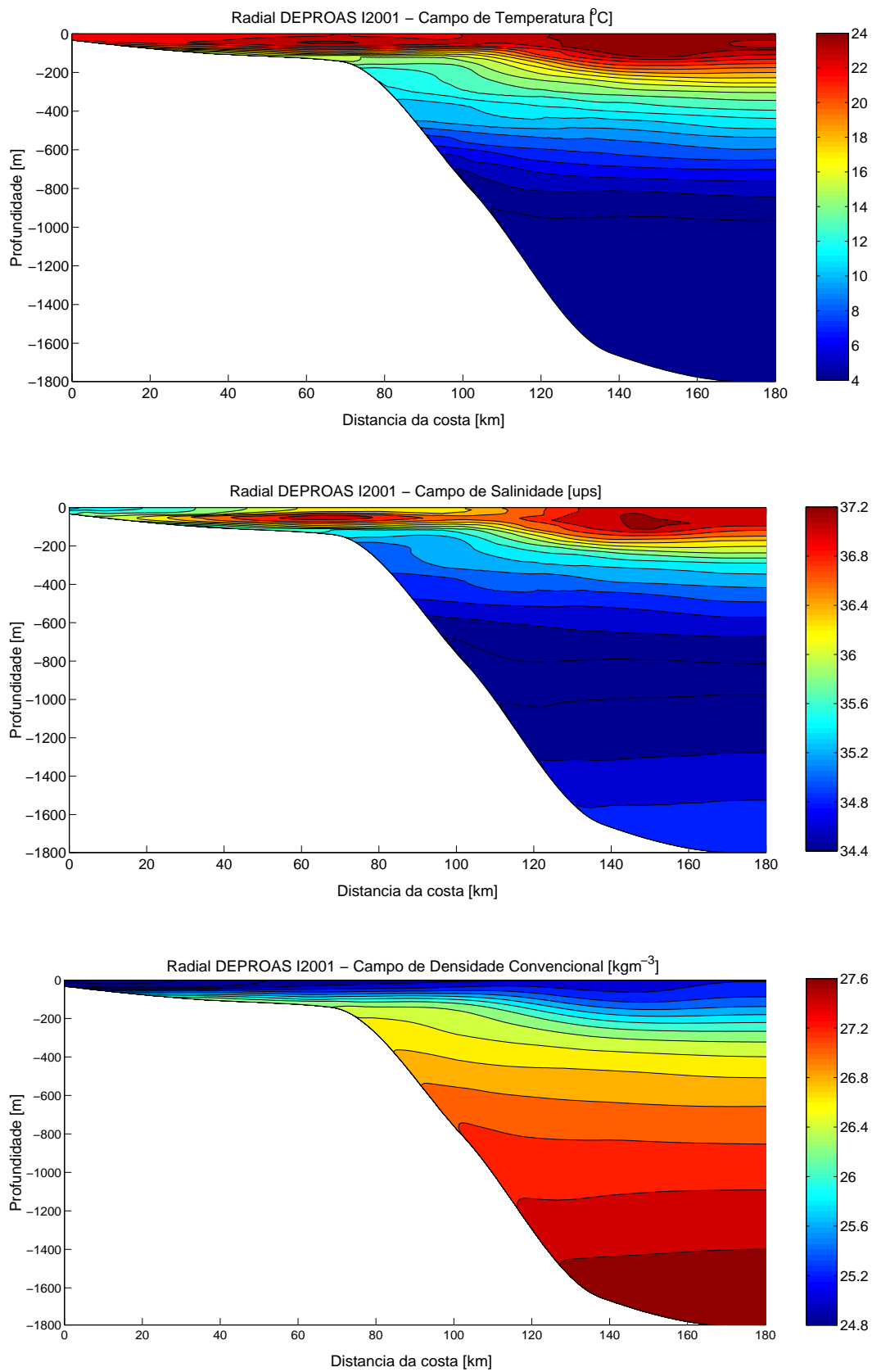


Figura 16: Distribuições seccionais das propriedades ao longo da radial. Painel superior: seção de temperatura [°C]; painel intermediário: seção de salinidade [ups]; painel inferior: seção de densidade convencional σ_T [kg m⁻³].

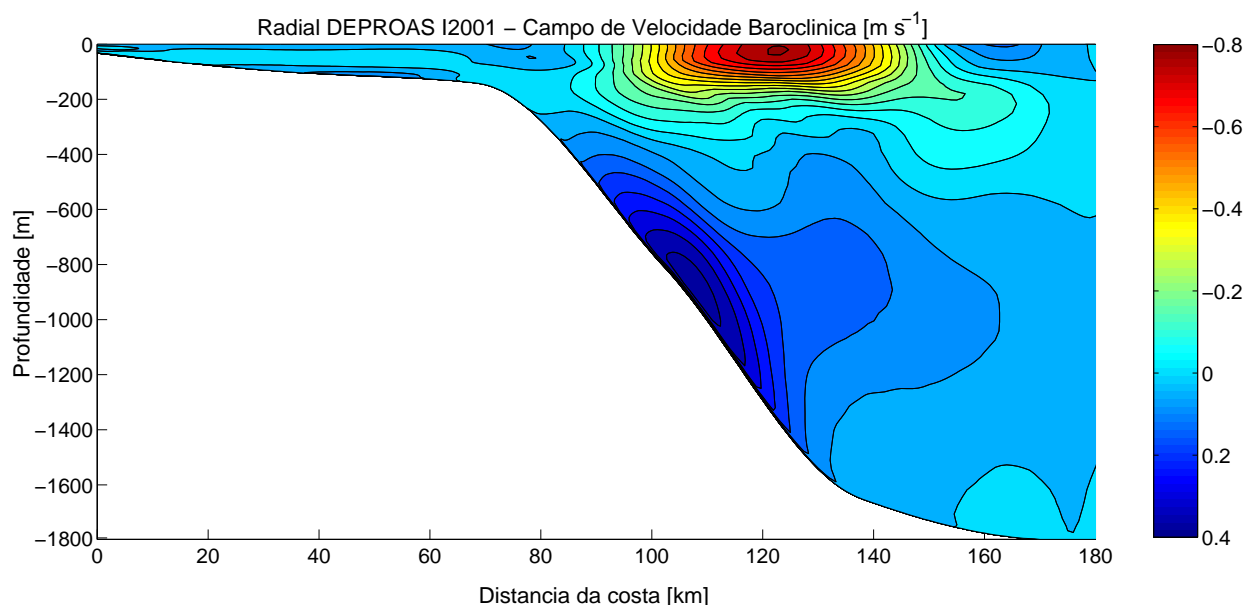


Figura 17: Seção de velocidade baroclínica absoluta gerada numericamente pelo POMx- σ .

inclinação das isopicnais, relatado para o campo de densidade (Figura 16, painel inferior). Também relatado é o padrão de inclinação nas proximidades de 800 m de profundidade, sugerindo um fluxo baroclínico em direção oposta à CB. Este fluxo é evidenciado no campo de velocidade (Figura 17) como um escoamento na direção norte-nordeste com núcleo confinado nas imediações do talude continental, caracterizando assim a estrutura associada à CCI. Esta apresenta velocidades superiores a $0,3 \text{ m s}^{-1}$ cujo eixo está centrado na isóbata de 900 m. Assim como para a CB, seu transporte foi estimado em $6,03 \text{ Sv}$ conforme mesmos critérios para determinação da área da corrente.

A estrutura vertical de vorticidade relativa para o Sistema CB-CCI também foi obtida, sendo representada conforme mostra a Figura 18. Os resultados exemplificam que o eixo de velocidade da CB separa duas regiões distintas, ciclônica (tons de azul) e anti-ciclônica (tons de vermelho). Associados a estas duas regiões, os valores da vorticidade relativa variam entre $\pm 3,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Já os valores de vorticidade relativa para a CCI são predominantemente negativos, visto que a presença do talude continental impede uma simetria na estrutura de velocidade desta corrente. A título de conhecimento, o número de Rossby foi avaliado através

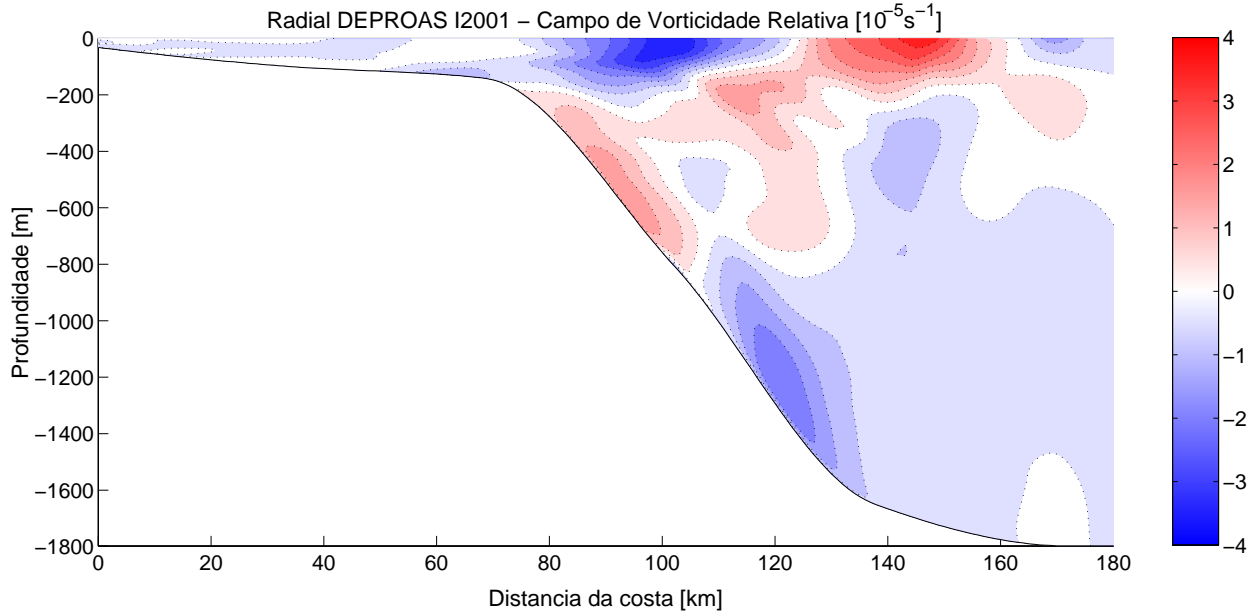


Figura 18: Seção de vorticidade relativa obtida a partir da estrutura de velocidade representada na Figura 17 para o Sistema CB-CCI. Tons de azul registram regiões de vorticidade ciclônica e tons de vermelho regiões de vorticidade anti-ciclônica.

da expressão $Ro = \left| \frac{\zeta}{f_0} \right|$ e pelo campo de vorticidade ζ da Figura 18. Considerou-se a latitude de 23°S para o cálculo de $f_0 = -5,7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. O valor de Ro médio encontrado para a CB foi 0,12, enquanto para a CCI foi 0,17. As magnitudes destes valores revelam preliminarmente que o Sistema é basicamente dominado por um regime de balanço geostrófico.

Em vista deste resultado, buscamos agora avaliar o grau de geostrofia atribuído ao campo de velocidade baroclínica do Sistema CB-CCI, ou seja, pretendemos responder o quão geostrófica é a estrutura de velocidade numericamente gerada para este Sistema, nas proximidades de Cabo Frio. É importante reescrevermos aqui a equação do vento térmico, em coordenadas σ , para uma melhor compreensão das discussões que serão posteriormente levantadas. Logo,

$$f_0 \frac{\partial v}{\partial \sigma} = h \frac{\partial B}{\partial x} - \sigma \frac{\partial B}{\partial \sigma} \frac{\partial h}{\partial x} \quad (31)$$

onde f_0 é o valor característico do parâmetro de Coriolis, B é o empuxo definido por

$$B = -g \frac{\rho(x, z)}{\rho_0}, \quad (32)$$

e ρ_0 é a densidade de referência.

A Eq. (31) expressa fisicamente a situação condizente ao balanço geostrófico associado a um campo de velocidade e à estrutura de densidade a ele vinculada. Portanto, é de se esperar que, partindo de um campo de velocidade intrinsecamente em balanço geostrófico com a estrutura de densidade, as magnitudes, tanto dos termos que compõem o lado esquerdo (L_E) da Eq. (31) quanto dos termos que compõem o lado direito (L_D), sejam absolutamente iguais. A resolução numérica de L_D para a estrutura de densidade, obtida a partir dos dados hidrográficos e apresentada em coordenadas *sigma* na Figura 19, resulta no diagrama representado pela Figura 21. Assim como a resolução de L_D a partir do campo de densidade produz o diagrama acima referido, a resolução de L_E baseada na estrutura vertical de velocidade baroclínica numericamente gerada, apresentada também em coordenadas *sigma* na Figura 20, resulta no diagrama referente à Figura 22.

É evidente a semelhança visual presente entre os diagramas das Figuras 21 e 22. Em outras palavras, podemos dizer que as magnitudes dos termos do lado direito da Eq. (31) são visualmente da mesma ordem daquelas dos termos do lado esquerdo desta equação. Isto nos permite confabular que boa parte do sinal presente no campo numérico de velocidade baroclínica está associado a um sinal geostrófico, ou seja, podemos predizer que este campo de velocidade é regido predominantemente pelo balanço geostrófico. No intuito de conhecermos diretamente o grau de semelhança entre ambos diagramas, permitindo-nos inferir quantitativamente qual o grau de geostrofia associado ao campo de velocidade, quantificamos tal semelhança em termos da figura de mérito do *erro médio quadrático* (*rms*) normalizado, expresso segundo a Eq. (26). O valor de *rms* obtido, em base dos valores médios das distribuições de L_D e L_E , foi de aproximadamente 0,22. Este valor representa quanto do sinal presente no campo de velocidade não é geostrófico, isto é, quanto do sinal está associado à presença de componentes ageostróficas. Em termos de percentual, dizemos que 22% do campo baroclínico refere-se a componentes não geostróficas da velocidade enquanto que 78% representam as componentes geostróficas do campo total.

Chamamos aqui de componentes ageostróficas aquelas cuja dinâmica que predomina sobre sua natureza não corrobora com o balanço geostrófico mas sim, estão associadas à dinâmica

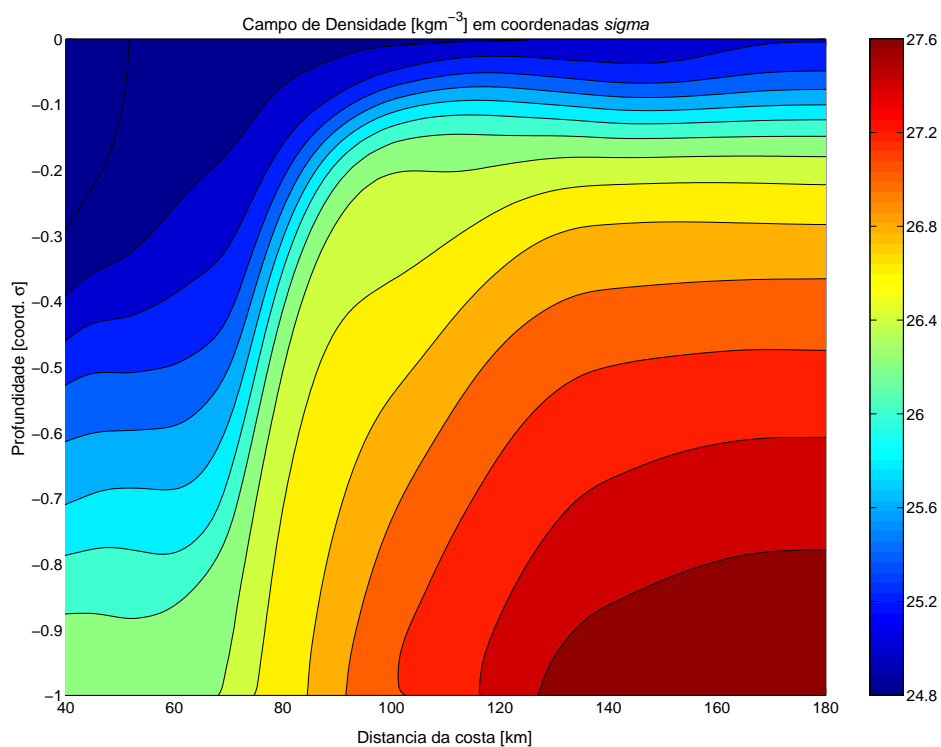


Figura 19: Estrutura de densidade em coordenadas σ . Estrutura sobre a qual o lado direito da equação do vento térmico (L_D) é resolvido.

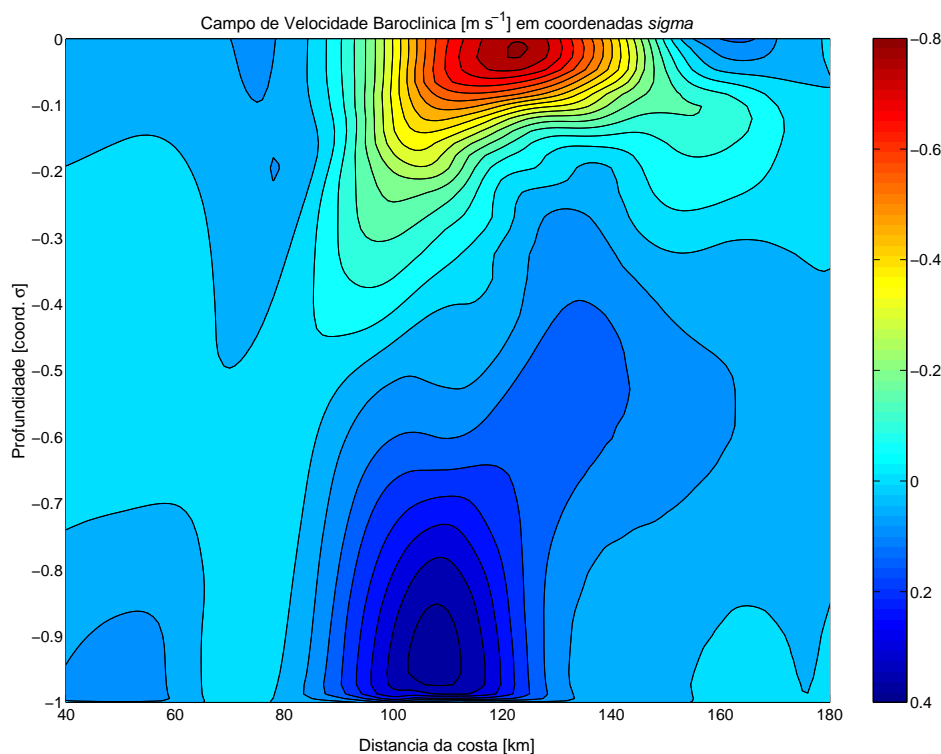


Figura 20: Estrutura de velocidade em coordenadas σ . Estrutura sobre a qual o lado esquerdo da equação do vento térmico (L_E) é resolvido.

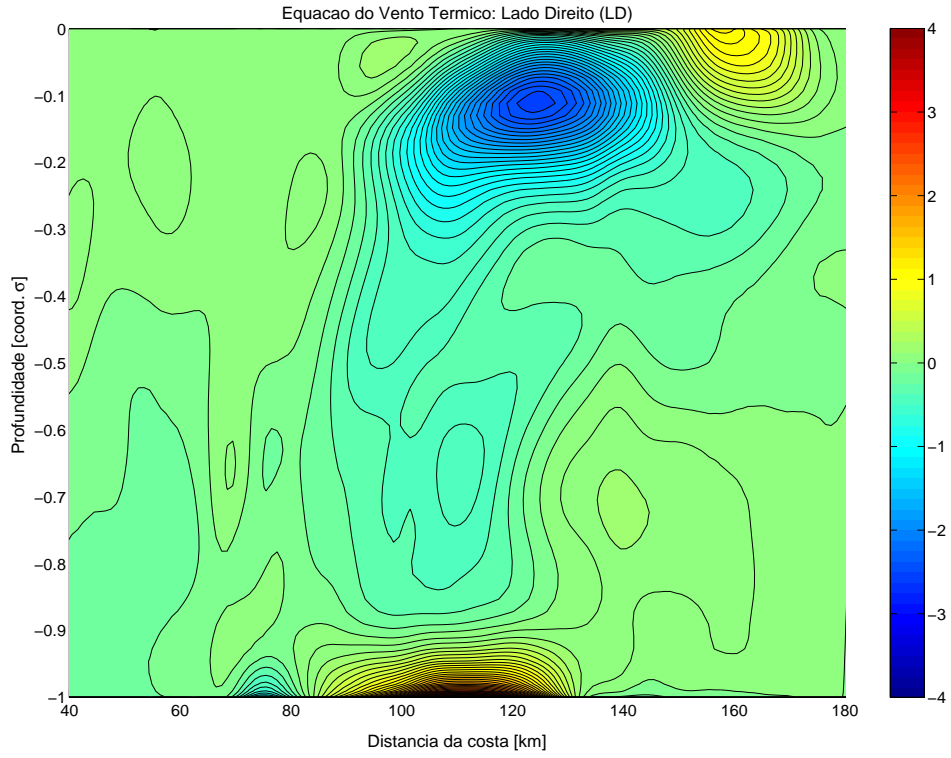


Figura 21: Diagrama da resolução numérica de (L_D) , em coordenadas σ .

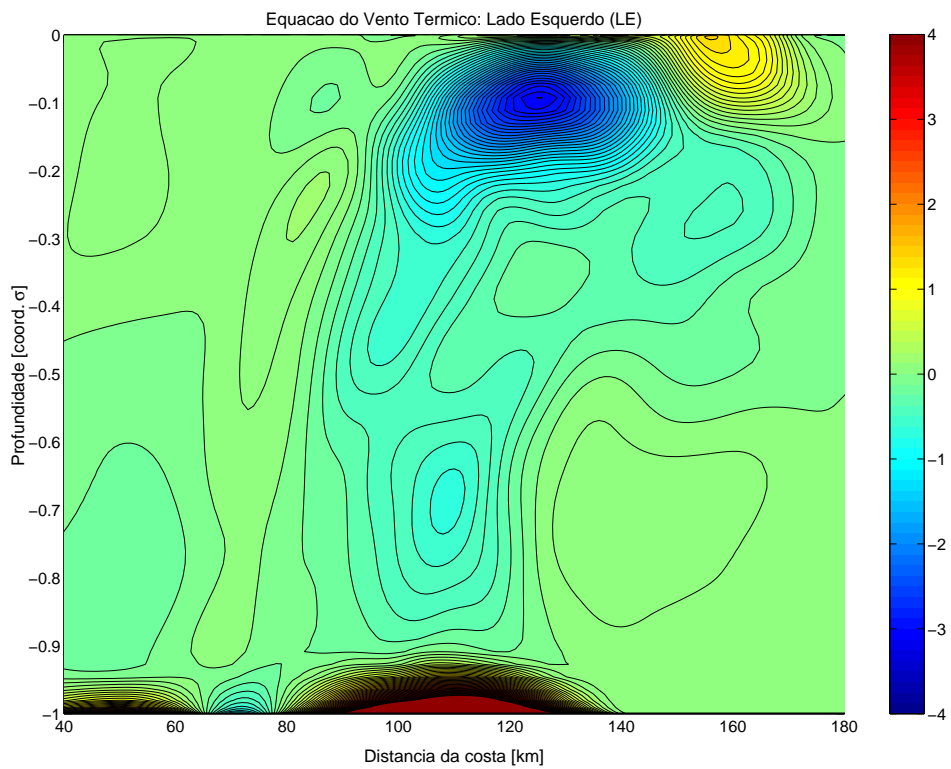


Figura 22: Diagrama da resolução numérica de (L_E) , em coordenadas σ .

dominante na camada de Ekman de fundo e a erros de truncamento numérico, resultantes tanto da aplicação do POMx- σ como da discretização da equação do vento térmico. Sumarizando, a estrutura de velocidade baroclínica absoluta referente ao Sistema CB-CCI ao largo de Cabo Frio, como resultado das simulações numéricas com o POMx- σ , responde por 78% em seu grau de geostrofia.

A aplicação do Método Dinâmico para a radial hidrográfica em estudo resulta num campo de velocidade geostrófica como mostra a Figura 23. Conforme a necessidade da escolha de um nível de movimento nulo, o valor atribuído a este, estimado a partir do campo numérico de velocidade da Figura 17, corresponde a 450 dbar, região média na qual ocorre a inversão de fluxo entre CB e CCI. O padrão estrutural apresentado pelo campo geostrófico assemelha-se ao campo baroclínico numérico, denotando as regiões de escoamento para sul-sudoeste da CB, com velocidades máximas de $0,66 \text{ m s}^{-1}$, e para norte-nordeste da CCI, com velocidades próximas a $0,2 \text{ m s}^{-1}$. A magnitude destas velocidades são inferiores àquelas referentes ao campo modelado. Possivelmente, este fato está atribuído às limitações e simplificações assumidas pelo Método Dinâmico. Como simplificação, este assume unicamente o balanço geostrófico para determinação das velocidades a partir da estrutura de densidade inferida, enquanto que o modelo trabalha com a resolução das equações primitivas. Como limitação, este é muito sensível à escolha do nível de movimento nulo, cuja própria determinação apresenta dificuldade significativa, já que este nível está associado à interface, ainda não muito bem conhecida, entre as massas de água ACAS e AIA pertinentes na região de estudo.

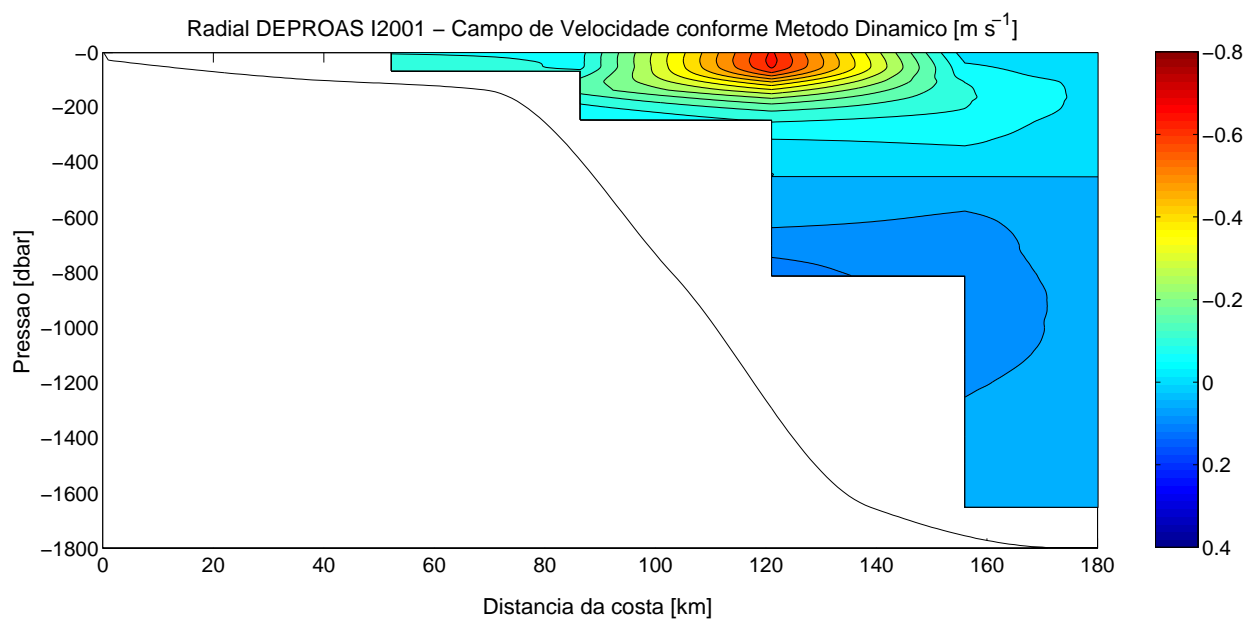


Figura 23: Campo de velocidade ajustado através da aplicação do Método Dinâmico. O nível de movimento nulo adotado para esta estrutura corresponde a 450 dbar.

5 Conclusões

De acordo com os resultados obtidos e dissertados no presente trabalho, podemos inferir algumas conclusões importantes.

A realização das perfilagens de CTD sobre a radial hidrográfica, conduzida durante o cruzeiro DEPROAS I2001, forneceu uma boa descrição da estrutura vertical termohalina para a região do Sistema CB-CCI. O tratamento e a análise acurada, inferidos sobre os dados hidrográficos, proporcionou uma maior confiabilidade a respeito das informações apresentadas por estes, informações estas pertinentes ao conhecimento e determinação da estrutura de velocidade baroclínica absoluta intrinsecamente associada a este Sistema.

A estrutura de velocidade baroclínica, gerada numericamente pela implementação da versão seccional do Modelo Oceanânico de Princeton, apresenta características similares aos campos medidos com perfilador Pegasus, ao largo de Cabo Frio, conforme apresentado por *Evans & Signorini* (1985). Esta estrutura corresponde a um escoamento na direção sul-sudoeste, subsuperficial, associado à Corrente do Brasil e um escoamento em nível intermediário, com núcleo confinado às imediações do talude continental, associado à Corrente de Contorno Intermediária.

No interesse de conhecermos o grau de geostrofia relacionado ao campo de velocidade baroclínica resultante, a metodologia empregada neste estudo revelou uma estrutura predominantemente constituída de velocidades geostróficas, respondendo a 78% do campo baroclínico total. O sinal associado às componentes consideradas ageostróficas é basicamente fruto de erros inerentes a natureza dos modelos numéricos utilizados.

De modo geral, a performance da modelagem diagnóstica resultou num campo de velocidade essencialmente geostrófico de tal maneira que esta ferramenta pode vir a ser utilizada como alternativa à aplicação do Método Dinâmico clássico para a região compreendida pelo Sistema CB-CCI. Como vantagens, não há necessidade da imposição de um nível de movimento nulo e os campos gerados, por satisfazerem condições de contorno, podem ser assimilados em modelos numéricos tridimensionais e utilizados para cálculos de outras quantidades dinâmicas, como vorticidade absoluta e vorticidade potencial.

6 Agradecimentos

Agradeço com imensa satisfação ao meu orientador e amigo Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira pelo apoio, incentivo, idéias e conhecimento oferecido que, não só ajudaram na construção de minha formação como pesquisador, mas também na grata realização deste trabalho. Estes agradecimentos são igualmente direcionados ao meu amigo MSc. Leandro Calado pela paciência e, principalmente, pela colaboração na compreensão da modelagem numérica empregada.

Também volto meus agradecimentos ao Prof. Dr. Joseph Harari pela atenção concebida, pela orientação proporcionada e pela prorrogação da data de entrega deste trabalho.

Este trabalho é parte integrante do Projeto DINBRAS, com financiamento FAPESP, e do Projeto DEPROAS, com financiamento FINEP/CNPq.

Gostaria de agradecer enormemente meus amigos do LaDO: Ana, André, Carol, Cayo, Domingos, Filipe, Sueli e Thiago pelas discussões informais e pelo ambiente favorável e amigável por eles proporcionado, dentro do laboratório onde este trabalho fora elaborado.

Aos meus pais, palavras de agradecimento aqui explícitas estão longe de demonstrar minha enorme gratidão por terem sempre me apoiado e em mim acreditado, demonstrando tamanho esforço mesmo quando não compreendiam boa parte da ciência a qual me dedico. Em especial, agradeço meus avós pela lição de vida a todo momento ensinada e, enfim, a toda minha família.

Em particular, quero agradecer pelo carinho, atenção e compreensão da pessoa que sempre esteve ao meu lado durante este último ano, a minha querida Carla.

Finalmente, agradeço a todos que contribuíram direta ou indiretamente para a concretização deste trabalho.

7 Referências Bibliográficas

- Allen, J. S.; Newberger, P. A. & Federiuk, J. 1995. Upwelling Circulation on the Oregon Continental Shelf. Part I: Response to Idealized Forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 1843-1866.
- Asselin, R. 1972. Frequency Filters for Time Integrations. *Mon. Weather Rev.*, 100:487-490.
- Blumberg, A. F. & Mellor, G. L. 1987. A Description of a Three-dimensional Coastal Ocean Circulation Model, In: *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, Coastal and Estuarine Sciences, Vol. 4, American Geophysical Union, 1-16.
- Calado, L. 2001. Dinâmica da Formação dos Meandros e Vórtices da Corrente do Brasil ao largo do Sudeste Brasileiro. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, 91pp.
- Campos, E. J. D. 1999. O Modelo Oceânico da Universidade de Princeton (POM). In *Workshop sobre Ambientes Costeiros E Mudanças Globais*, Fundação Universidade do Rio Grande, 42pp.
- Evans, D. L.; Signorini, S. R. & Miranda, L. B. de. 1983. A note on the Transport of the Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 13(9):1732-1738.
- Evans, D. L. & Signorini, S. R. 1985. Vertical Structure of the Brazil Current. *Nature*, 315(6014):48-50.
- Fofonoff, P. & Millard, R. C. Jr. 1983. Algorithms for Computation of Fundamental Properties of Seawater. *Unesco Tech. Pap. in Mar. Sci.*, No. 44, 53pp.
- Gibbs, M. T.; Middleton, J. H. & Marchesiello, P. 1998. Baroclinic Response of Sydney Shelf Waters to Local Wind and Deep Ocean Forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 178-190.

- Godoi, S. S. de. Dinâmica dos Meandros e Vórtices da Corrente do Brasil na Bacia de Santos a partir de Observações. Tese de Doutorado a ser apresentada na Universidade de São Paulo, em preparação.
- Lima, J. A. M. 1997. Oceanic Circulations on the Brazilian Shelf Break and Continental Slope at 22°S. Tese de Doutorado. University of New South Wales, 164pp.
- Lima, J. A. M. & Silveira, I. C. A. da. 2001. The Brazil Current Vertical Structure off Cape Sao Tome (22°S). Resumos da “2001: An Ocean Odyssey. The Joint Assemble of the International Association for the Physical Sciences of the Oceans (IAPSO) and the International Association for Biological Oceanography (IABO), Mar del Plata, Argentina.
- Mellor, G. L. & Yamada, T. 1974. A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers. *J. Atmos. Sci.*, 31:1791-1806.
- Mellor, G. L. 1993. User's Guide for a Three-dimensional, Primitive Equation, Numerical Ocean Model. Princeton University.
- Mellor, G. L.; Ezer, T. & Oey, L. Y. 1994. The Pressure Gradient conundrum of sigma coordinate ocean models. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 11:1126-1134.
- Mellor, G. L. & Wang, X. H. 1996. Pressure Compensation and Bottom Boundary Layer. *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 2214-2222.
- Millero, F. J.; Chen, C. T.; Bradshaw, A. & Schleicher, K. 1980. A New High Pressure Equation of State for Seawater. *Deep-Sea Res.*, 27:255-264.
- Miranda, L. B. 1985. Forma da Correlação T-S de Massas de Água das Regiões Costeira e Oceânica entre o Cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP). *Bolm. Inst. oceanogr.*, S. Paulo, 33(2):105-119.

- Miranda, L. B. de. 1988. Análise de Massas de Água dos Oceanos. Apostila do Curso de Pós-graduação em Oceanografia Física. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, 148 pp.
- Orlanski, I. 1976. A Simple Boundary Condition for Unbounded Hyperbolic Flows. *J. Computational Physics*, 21:251-269.
- Peterson, R. G. & Stramma, L. 1991. Upper-level Circulation in the South Atlantic Ocean. *Progr. Oceanogr.*, 26(1):1-73.
- Reid, J. L. & Mantyla, A. W. 1976. The Effect of the Geostrophic Flow Upon Coastal Sea Elevations in the Northern North Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 81(C18)3100:3110.
- Sandström, J. W. & Helland-Hansen, B. 1903. Über die Berechnung von Meereströmungen. Rept. Norwegian Fishery and Marine Investigations, 2(4).
- Signorini, S. R.; Miranda, L. B. de; Evans, D. L.; Stevenson, M. R. & Inostroza, H. M. V. 1989. Corrente do Brasil: Estrutura Térmica entre 19° e 25°S e Circulação Geostrófica. *Bolm. Inst. oceanogr.*, S. Paulo, 37(1):33-49.
- 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(C11):22501-22512.
- 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.
- Stramma, L. 1991. Geostrophic Transport of the South Equatorial Current in the Atlantic, *J. Mar. Res.*, 49(2):281-294.

Sverdrup, H. U.; Johnson, M. W. & Fleming, R. H. 1942. The Oceans; their Physics, Chemistry and General Biology. Prentice Hall Inc., 1087pp.