

UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE TECNOLOGIA E CIÊNCIAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA

Rafael Guarino Soutelino

CARACTERIZAÇÃO DA ESTRUTURA  
BAROCLÍNICA DO SISTEMA DE CORRENTES DE  
CONTORNO OESTE AO LARGO DA COSTA LESTE  
BRASILEIRA

Monografia apresentada ao Curso de Oceanografia do  
Instituto de Geociências da Universidade do Estado do  
Rio de Janeiro, como requisito final para a obtenção do  
grau de Bacharel em Oceanografia.

ORIENTADOR:

Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira

RIO DE JANEIRO,

Dezembro de 2005

**Rafael Guarino Soutelino**

**CARACTERIZAÇÃO DA ESTRUTURA BAROCLÍNICA DO SISTEMA DE  
CORRENTES DE CONTORNO OESTE AO LARGO DA COSTA LESTE  
BRASILEIRA.**

Monografia apresentada ao Curso de Oceanografia do  
Instituto de Geociências da Universidade do Estado do  
Rio de Janeiro, como requisito final para a obtenção do  
grau de Bacharel em Oceanografia.

**APROVADO EM 14/12/2005, PELA BANCA EXAMINADORA:**

**M.Sc. Eric Oliveira Ribeiro**

Centro de Pesquisas da PETROBRAS - CENPES

**Dr. André Kersten Schmidt**

Laboratório de Dinâmica Oceânica - LaDO - IOUSP

## FICHA CATALOGRÁFICA

**Soutelino, R. G.**

CARACTERIZAÇÃO DA ESTRUTURA BAROCLÍNICA DO SISTEMA DE CORRENTES DE CONTORNO OESTE AO LARGO DA COSTA LESTE BRASILEIRA

Rio de Janeiro, RJ, Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ, Centro de Tecnologia e Ciências, Instituto de Geociências, Departamento de Oceanografia, 2005.

Monografia: Bacharelado em Oceanografia.

**Palavras-chave:** Circulação de Meso-escala, Costa leste brasileira, estrutura baroclínica vertical, POM seccional.

## Agradecimentos

Agradeço em primeiro lugar aos meus queridos pais e avós, pelo apoio, incentivo, tranquilidade e segurança que eles têm me passado ao longo de minha vida escolar e acadêmica, que foi fundamental para concluir esta importante etapa.

Ao meu orientador e acima de tudo um grande amigo, Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira, por ter desde o início de nossa parceria, acreditado em meus anseios e minha capacidade de dedicação, e por ter me acolhido em seu laboratório, para mesmo que de longe, passar sua notável experiência e incentivo, não só na realização deste trabalho, mas também na construção de minha formação acadêmica e pessoal.

Agradeço também profundamente ao Prof. Luiz Carlos Ferreira da Silva, um grande amigo que esteve perto desde o início de minha graduação até a conclusão deste trabalho, sempre incentivando e acreditando em meu potencial.

Aos meus grandes amigos Paulo Roberto da Silva Barros, Diogo Peregrino Correia Pereira e João Daniel Pimentel dos Santos, meus colegas de turma, que sempre estiveram comigo nos momentos bons e ruins, sérios e informais.

Aos meus amigos do LaDO: Rafael (Heyjow), Filipe, Leandro, André, Ana Cláudia, Cayo, Domingos, Sueli, Ponsoni, Thiago, Carol, Saulo que sempre paravam tudo para atender às dúvidas científicas e logísticas que surgiam durante minhas estadias em São Paulo. O ambiente agradável por eles proporcionado me fez sentir em casa dentro do laboratório.

A todos os meus amigos da UERJ que contribuíram para a realização deste trabalho e para minha formação social dentro da universidade.

A minha namorada Maíra, que sempre esteve ao meu lado me apoiando e incentivando, em todos os momentos, e por sua imensa compreensão e confiança diante dos embarques e intermináveis viagens à São Paulo.

Este trabalho foi realizado com dados hidrográficos coletados pela Marinha do Brasil, e portanto, agradeço a disponibilização dos mesmos.

E finalmente, agradeço a todos que tenham contribuído direta ou indiretamente na realização deste trabalho e em minha formação acadêmica.

# Abstract

The bifurcation of the South Equatorial Current (SEC) as it approaches the Brazilian coast happens in a considerable stratified way. Therefore, at different depth levels the bifurcation occurs at distinct latitudes. Large-scale evidences show that it occurs around  $15^{\circ}\text{S}$  in the surface level, resulting in two western boundary currents which flow near the Brazilian coast: the North Brazil Current (NBC) flowing northward, and the Brazil Current (BC) flowing southward. In pycnoclinic levels, at the South Atlantic Central Water (SACW) vertical domains, the bifurcation occurs around  $20^{\circ}\text{S}$ . Part of the flow goes northward, feeding the Intermediate Western Boundary Current (IWBC), which will originate the North Brazil Under Current (NBUC) at higher latitudes and, sequentially, originate the NBC, at even higher latitudes. The other pycnoclinic branch of CSE's bifurcation flows southward, increasing the BC vertical extension. In the Antarctic Intermediate Water (AAIW) levels, large-scale evidences suggest that the bifurcation occurs around  $25^{\circ}\text{S}$ . The north branch originates the IWBC, and the south branch feeds the BC flow even more, so that below this latitude, the BC has largest vertical extension, transporting Tropical Water (TW), SACW and AAIW southward until it reaches the Brazil-Malvinas confluence zone ( $33\text{-}38^{\circ}\text{S}$ ). This work intends to describe the baroclinic structure of the western boundary current systems along the eastern Brazilian coast, using vertical structure analysis of velocity of two hydrographic transects provided by the "Oceano Leste I" oceanographic cruise from the Brazilian Navy. In order to achieve this goal, the Princeton Ocean Model in its sectional version (POMsec) is used as the main tool. An additional estimation of the relative baroclinic velocities is conducted through the use of the Classical Dynamic Method. A comparison between them and the modeled velocities using different "reference levels" is presented.

In both analysed transects northward and southward of the SEC bifurcation, major differences were found in the vertical structure of baroclinic velocities. The BC signal was not observed around  $10^{\circ}$ , but the NBUC was a well defined current along the slope. Another northward flow was found in the eastern portion of the transect. This flow was interpreted as one of the SEC branches approaching the western boundary. It is speculated that these flows may merge to form the NBC further north. At  $19^{\circ}\text{S}$ , the BC-IWBC System was found perfectly organized, as expected. Nonetheless, the BC is presented as a shallower flow, formed by Tropical Water (TW) and a small portion of SACW. The

IWBC is seen as a shallower structure as well, and its flow transports basically SACW and AAIW. This suggest that this current system is already located northward of the SEC bifurcation at pycnoclinic level. It can be inferred that the SEC bifurcation axis is located between the analysed transects, and also that the 19°S area marks the beginning of a transition between two western boundary current systems dynamically distinct.

## Resumo

A bifurcação da Corrente Sul Equatorial (CSE), ao se aproximar da costa brasileira ocorre de maneira bem estratificada, de modo que para diferentes níveis de profundidade, ela ocorre em diferentes latitudes. Em nível de superfície, parece haver um consenso em larga-escala de que ela ocorre nos entornos de 15°S, resultando em duas correntes de contorno oeste que fluem junto a costa brasileira, sendo a Corrente Norte do Brasil (CNB) para o norte e a Corrente do Brasil (CB) para o sul. Em níveis picnoclínicos, no domínio vertical da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), a bifurcação ocorre em 20°S em média, onde parte flui para o norte, acompanhando a Corrente de Contorno Intermediária (CCI), contribuindo com a formação da Sub-corrente Norte do Brasil (SNB), e parte vai para o sul, espessando verticalmente o fluxo da CB. Em níveis da Água Intermediária Antártica (AIA), as evidências de larga-escala até então sugerem que sua bifurcação ocorre em 25°S, sendo que ao norte desta latitude se dá início ao fluxo da CCI como corrente de contorno oeste na costa brasileira, e ao sul, ela integra a CB fazendo com que ao sul de 25°S ela tenha sua maior extensão vertical, transportando para o sul Água Tropical (AT), ACAS e AIA, e assim segue até a zona de confluência com a Corrente das Malvinas (33-38°S). Este trabalho pretende, através da análise da estrutura vertical de velocidades e transportes de duas radiais hidrográficas provenientes da Comissão Oceanográfica “Oceano Leste I”, realizada pela Marinha do Brasil, caracterizar baroclinicamente os sistemas de correntes de contorno oeste vigentes na costa brasileira, ao norte e ao sul da bifurcação da CSE. Para atender a tal objetivo é utilizado como metodologia principal para a estimativa de velocidades baroclínicas o Modelo Oceânico de Princeton em sua versão seccional (POMsec). Uma adicional estimativa de velocidades baroclínicas relativas é conduzida através da aplicação do Método Dinâmico Clássico e uma análise comparativa entre estas e as velocidades numericamente geradas é apresentada mediante a utilização de diferentes “níveis de referência”.

Nas duas radiais analisadas, uma ao norte e outra ao sul da bifurcação da CSE, foram encontradas diferenças marcantes no que tange a estrutura vertical de velocidades baroclínicas. O sinal da CB não foi observado nos entornos de 10°S, mas a SNB se mostrou bem definida, assim como um outro fluxo para norte mais ao largo foi encontrado e interpretado como um dos ramos da CSE que se aproxima do contorno oeste. Estes fluxos pareciam estar em processo de fusão, para formar mais ao norte a CNB. Em 19°S, o

Sistema CB-CCI se mostrou bem definido, como era esperado. Porém, a CB apresentou um fluxo mais raso, constituído verticalmente de Água Tropical (AT) e uma pequena porção de ACAS. A CCI se estendia até profundidades menores do que em regiões mais ao sul da costa brasileira, e transportava essencialmente ACAS e AIA, sugerindo que este sistema já se apresenta ao norte da bifurcação em nível de pycnoclina. Concluindo, pode-se apontar que o eixo da bifurcação da CSE se encontra de fato entre as diferentes regiões aqui analisadas, e que a região de 19°S marca o início de uma transição entre os dois Sistemas de Corrente de Contorno Oeste dinamicamente distintos.



# Sumário

<b>Agradecimentos</b>	<b>iv</b>
<b>Abstract</b>	<b>v</b>
<b>Resumo</b>	<b>vii</b>
<b>Lista de Figuras</b>	<b>xi</b>
<b>Lista de Tabelas</b>	<b>xiv</b>
<b>1 Introdução</b>	<b>1</b>
1.1 Padrões de Circulação no Atlântico Sul . . . . .	1
1.2 O Sistema Sub-corrente Norte do Brasil . . . . .	3
1.3 O Sistema Corrente do Brasil . . . . .	6
1.4 Objetivos . . . . .	9
<b>2 Conjunto de Dados - Comissão Oceano Leste I</b>	<b>11</b>
<b>3 Metodologia</b>	<b>15</b>
3.1 Tratamento Básico dos Dados Hidrográficos . . . . .	15
3.2 Análise de Massas de água . . . . .	19
3.3 Obtenção de Velocidades Baroclínicas Absolutas . . . . .	20
3.3.1 Descrição do POMsec . . . . .	20
3.3.2 As Grades Seccionais . . . . .	23
3.4 Obtenção de Velocidades Baroclínicas Relativas . . . . .	26
3.4.1 Descrição do Método Clássico . . . . .	26
3.4.2 Discussão sobre limitações do método . . . . .	27
3.5 Cálculo do Transporte de Volume . . . . .	27
<b>4 Resultados</b>	<b>28</b>
4.1 Massas de água . . . . .	28
4.2 Estrutura Vertical de Velocidades Baroclínicas . . . . .	30
4.2.1 Sistema Sub-corrente Norte do Brasil . . . . .	30
4.2.2 Sistema Corrente do Brasil . . . . .	37

<b>5</b>	<b>Considerações Finais</b>	<b>45</b>
5.1	Sumário e Conclusões . . . . .	45
5.2	Sugestões para Trabalhos Futuros . . . . .	47
	<b>Referências</b>	<b>48</b>

# Lista de Figuras

## Lista de Figuras

1	Padrões de circulação de larga escala em superfície para o Atlântico Sul. Adaptado de <i>Stramma &amp; England</i> (1999). . . . .	2
2	Padrões de circulação de larga-escala ao nível de 200 metros para o Atlântico Sul. Adaptado de <i>Stramma &amp; England</i> (1999). . . . .	3
3	Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sul, entre 0° e 20°S. Painel superior: 0 a 100 m de profundidade; painel inferior: Em nível picnoclínico. Adaptado de <i>Stramma &amp; Schott</i> (1999). . . . .	4
4	Distribuição vertical de velocidades geostróficas relativas a 1000 m. Valores positivos são para o Norte. Painel esquerdo: $\approx 10,5^\circ\text{S}$ ; painel direito: $\approx 5^\circ\text{S}$ . Adaptado de <i>Silveira et al.</i> (1994). . . . .	5
5	Distribuição vertical de velocidades observadas (ADCP de casco). Valores positivos são para o Norte. Painel superior: $\approx 10^\circ\text{S}$ ; painel inferior: $\approx 5,5^\circ\text{S}$ . Adaptado de <i>Stramma et al.</i> (1995). . . . .	6
6	Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste a 800 m de profundidade. Adaptado de <i>Silveira et al.</i> (2000). . . . .	7
7	Representação esquemática da circulação a 2000-2500 m no Oceano Atlântico Sul. Adaptado de <i>Silveira et al.</i> (2000). . . . .	8
8	Seção de velocidade baroclínica absoluta, gerada pelo POMsec, em 24°S. De acordo com <i>Silveira et al.</i> (2004). . . . .	9
9	Disposição geográfica das radiais hidrográficas da Comissão Oceano Leste I. Estações correspondentes às radiais analisadas estão marcadas em pontos vermelhos. Em amarelo, observa-se o padrão de larga escala para a superfície, de acordo com a literatura. . . . .	12
10	Topografia de fundo da margem continental e bacia oceânica na região da Comissão Oceano Leste I. . . . .	13
11	Distribuição de pesos para os pontos adjacentes na janela do tipo “Hanning”, para as larguras de 11 e 31 pontos. De acordo com <i>Mattos</i> (2003). . . . .	17

12	Exemplos de perfis hidrográficos antes e depois do tratamento básico. Painel central: zoom mostrando a aplicação do alisamento por janela móvel; painel direito: zoom mostrando o filtro removedor de “spikes” . . . . .	17
13	Distribuições termohalinas verticais de temperatura e salinidade para as radiais estudadas. . . . .	18
14	Ilustração do Triângulo de mistura entre 3 massas de água, segundo <i>Mamayev</i> (1975) . . . . .	20
15	Representação do sistema de coordenadas $\sigma$ . De acordo com <i>Mellor</i> (2004). . .	21
16	Estruturação das grades utilizadas no POMsec. Painéis superiores: radial 2. Painéis Inferiores: radial 13 . . . . .	24
17	Avaliação de sensibilidade da grade do POMsec para a radial 2. . . . .	25
18	Avaliação de sensibilidade da grade do POMsec para a radial 13. . . . .	25
19	Painel superior: Triângulo de mistura versus diagrama T-S médio. Painel inferior: Perfil médio de densidade potencial com as profundidades de interface entre as massas de água. . . . .	29
20	Painel superior: distribuição vertical de $\sigma_\theta$ para a radial 2 (Sistema SNB); painel inferior: zoom para os primeiros 500 m. . . . .	31
21	Evolução temporal da Energia Cinética média nas simulações do POMsec para a radial 2 (Sistema SNB). . . . .	32
22	Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas: radial 2, Sistema SNB. . .	33
23	Vetores horizontais de velocidade baroclínica absoluta normais ao transecto, no nível de 200 m: radial 2, Sistema SNB. . . . .	34
24	Vetores horizontais de velocidade baroclínica absoluta normais ao transecto, no nível de 2000 m: radial 2, Sistema SNB. . . . .	34
25	Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 1000 m: radial 2, Sistema SNB. . . . .	35
26	Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 800 m: radial 2, Sistema SNB. . . . .	36
27	Painel superior: distribuição vertical de $\sigma_\theta$ para a radial 13 (Sistema CB-CCI); painel inferior: zoom para os primeiros 1000 m. . . . .	38
28	Evolução temporal da Energia Cinética média nas simulações do POMsec para a radial 13 (Sistema CB-CCI). . . . .	39

29	Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas: radial 13, Sistema CB-CCI.	40
30	Vetores horizontais de velocidade baroclínica absoluta normais ao transecto, no nível de superfície: radial 13, Sistema CB-CCI. . . . .	41
31	Vetores horizontais de velocidade baroclínica absoluta normais ao transecto, no nível de 700 m: radial 13, Sistema CB-CCI. . . . .	41
32	Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 300 m: radial 13, Sistema CB-CCI. . . . .	42
33	Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 470 m: radial 13, Sistema CB-CCI. . . . .	43

# Lista de Tabelas

## Lista de Tabelas

1	Informações referentes às estações oceanográficas da radial 2 . . . . .	14
2	Informações referentes às estações oceanográficas da radial 13 . . . . .	14
3	Significado dos termos das equações governantes do POMsec . . . . .	23
4	Exemplos de parâmetros do POMsec utilizados nas simulações das radiais estudadas. . . . .	25
5	Interfaces entre as massas de água: profundidade e isopicnal correspondente.	29
6	Parâmetros do POMsec utilizados nas simulações da radial 2. . . . .	32
7	Síntese dos resultados obtidos para o Sistema SNB. . . . .	37
8	Parâmetros do POMsec utilizados nas simulações da radial 13. . . . .	39
9	Síntese dos resultados obtidos para o Sistema CB-CCI. . . . .	44

# 1 Introdução

Em Oceanografia Física, considera-se muito importante avaliar a escala temporal e espacial dos diversos fenômenos que ocorrem, para que seja possível uma melhor compreensão e simplificação dos processos a serem estudados. Com isso, tem-se no estudo da oceanografia física, três escalas principais de abordagem, e nestas escalas, espaço e tempo estão rigidamente ligados de maneira diretamente proporcional.

A chamada Oceanografia Física de larga-escala, estuda processos que ocorrem em escala global, e tem variabilidade temporal em escala sazonal, anual, interanual e climática. A Oceanografia Física de meso-escala, estuda processos que ocorrem em escalas espaciais de aproximadamente 100 km e têm variabilidade temporal entre 30 e 100 dias. Segundo *Munk* (2003), mais de 99% da energia cinética dos oceanos se deve à circulação de meso-escala. Tanto os processos de larga quanto os de meso-escala consideram um fator muito importante para seu entendimento, o movimento de rotação da Terra, pois as escalas de tempo são grandes o suficiente para que este fenômeno seja importante. A terceira é a chamada pequena-escala, onde os processos oceanográficos físicos ocorrem numa área de até poucos quilômetros, com variabilidade temporal até diária, e a influência da rotação da Terra apenas começa a ser relevante dinamicamente. Os processos de pequena-escala são comuns em águas costeiras, onde a profundidade é menor e as características oceanográficas variam muito rápido, sofrendo influência continental. Nestes ambientes são consideradas mais importantes as variáveis como ondas, marés e até o vento, que variam diariamente.

Neste trabalho, investigaremos a circulação oceânica de meso-escala, no extremo oeste do Oceano Atlântico Sul Tropical, mas para isso, trataremos primeiramente de descrever os padrões de larga-escala na região.

## 1.1 Padrões de Circulação no Atlântico Sul

Em superfície, o Atlântico Sul é caracterizado por um grande giro de circulação, centrado em latitudes subtropicais, que é limitado ao norte pela Corrente Sul Equatorial (CSE) e ao sul pela Corrente do Atlântico Sul (CAS): é o giro subtropical. A CSE flui de leste para oeste e quando atinge a costa brasileira, ela se ramifica. Um dos ramos forma a Corrente Norte do Brasil (CNB), que flui para norte, junto à costa (*Silveira et al.*,

1994). O outro ramo forma a Corrente do Brasil (CB) (*Stramma, 1991*), que flui para sul contornando o talude continental brasileiro até 38°S, onde conflui com a Corrente das Malvinas e se separa da costa formando a CAS, segundo *Stramma & England (1999)*. A Figura 1 mostra um esquema de como isso ocorre.

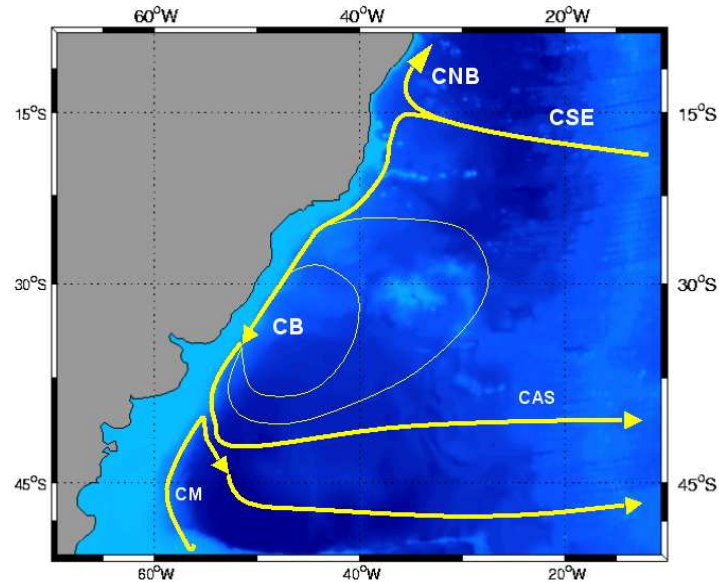


Figura 1: Padrões de circulação de larga escala em superfície para o Atlântico Sul. Adaptado de *Stramma & England (1999)*.

De acordo com *Silveira et al. (2000)*, a estrutura vertical de massas de água no Atlântico tropical é composta, nos primeiros três quilômetros por Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Circumpolar Superior e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN).

Levando-se em consideração a região da camada de mistura do giro supra-citado, temos no Atlântico Tropical apenas uma massa de água oceânica, quente e muito salina, chamada de Água Tropical (AT), que tem seu máximo de salinidade em sub-superfície e seu sítio de formação é a área oceânica de baixas latitudes do Atlântico Sul, sendo suas características atribuídas a intensa radiação solar e evaporação com pouca precipitação que são comuns na região. A literatura define como índices termohalinos da AT as temperaturas superiores a 20°C e salinidades maiores que 36.

Em níveis picnoclínicos, ou seja, abaixo da camada de mistura, nos domínios verticais da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), o giro se dá de maneira um pouco diferente. A ACAS se forma no ponto aonde ocorre a mistura entre as águas da CB e da Corrente



das Malvinas. Quando essas correntes se encontram, ocorre um grande processo de mistura e turbulência vertical, formando a ACAS, que se espalha ao longo da superfície de densidade adequada ao seu ajustamento hidrostático e acaba fluindo em nível picnoclínico junto com a CAS, incorporando o giro. Ela acaba por acompanhar também a CSE, mas o ponto em que ela atinge a costa brasileira é diferente, e incerto no ponto de vista da meso-escala, mas padrões de larga escala mostram que isto ocorre nos entornos de 20°S, como mostra a Figura 2. A ACAS é caracterizada por temperaturas maiores que 6°C e menores que 20°C e salinidades entre 34,6 e 36.

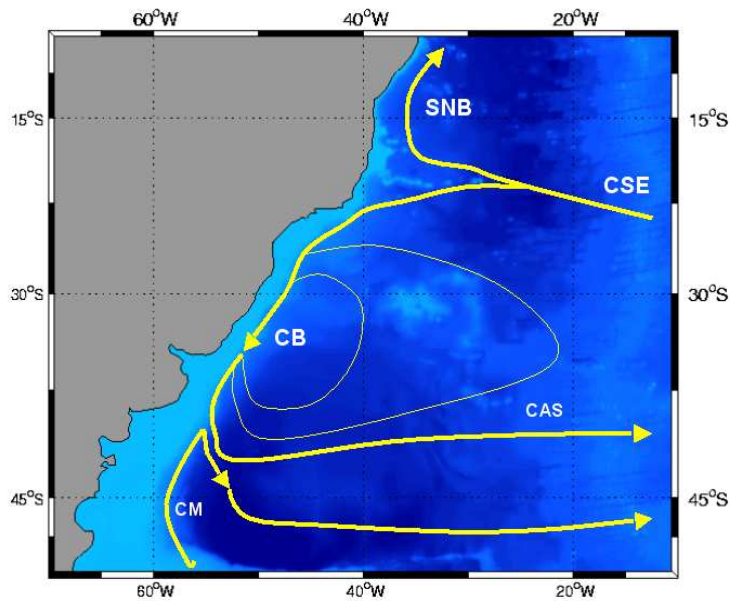


Figura 2: Padrões de circulação de larga-escala ao nível de 200 metros para o Atlântico Sul. Adaptado de *Stramma & England* (1999).

## 1.2 O Sistema Sub-corrente Norte do Brasil

*Stramma* (1991) dividiu o fluxo da CSE em três ramos principais: ramo Norte, ramo Central e ramo Sul. O ramo Sul alimenta e forma o fluxo da Corrente Norte do Brasil (CNB) fluindo para o norte junto ao talude continental e a CB fluindo para o sul. Isto ocorre, de acordo com os padrões de larga escala de *Stramma* (1991), nos entornos de 15°S, e está ilustrado na Figura 3.

*Silveira et al.* (1994), analisando geostroficamente uma grade quase-sinótica no Nordeste brasileiro, encontraram o ramo Central da CSE atingindo a costa brasileira nos

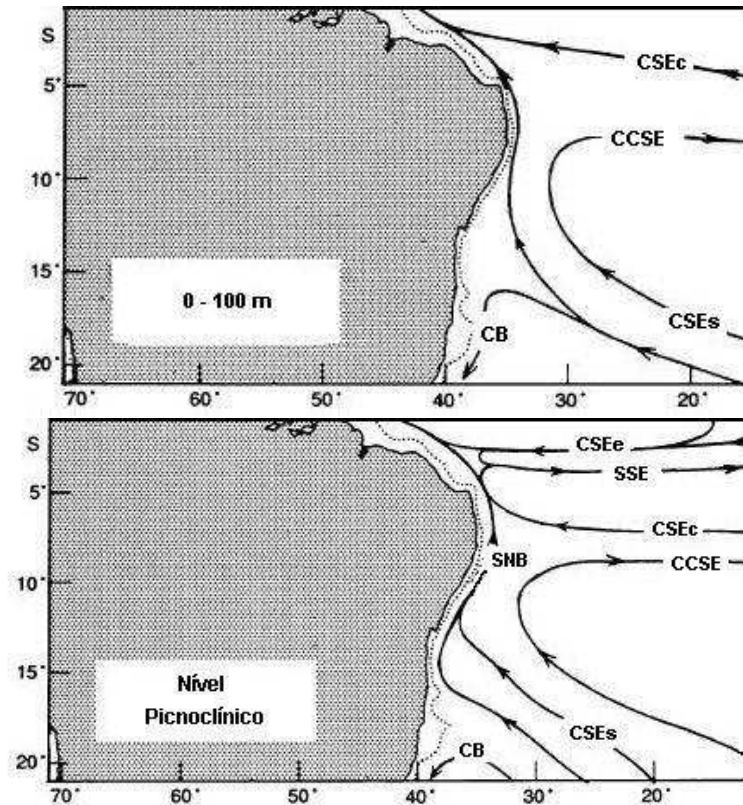


Figura 3: Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sul, entre 0° e 20°S. Painel superior: 0 a 100 m de profundidade; painel inferior: Em nível piconclínico. Adaptado de *Stramma & Schott* (1999).

entornos de 5°S-6°S, onde uma porção de 15 Sv segue para o Norte até se integrar com a CNB em latitudes ao norte de 5°S, e outra, segue para o sul, com 14 Sv e meandra ciclonicamente em direção ao norte. Na radial localizada no extremo sul da grade de sua análise, mais precisamente em 10,5°S, os autores encontraram, relativamente aos 1000 m de profundidade, uma CNB robusta transportando 23.7 Sv, com um núcleo localizado em 150 m, e velocidades máximas da ordem de  $50 \text{ cm s}^{-1}$ , padrão este, ilustrado na Figura 4.

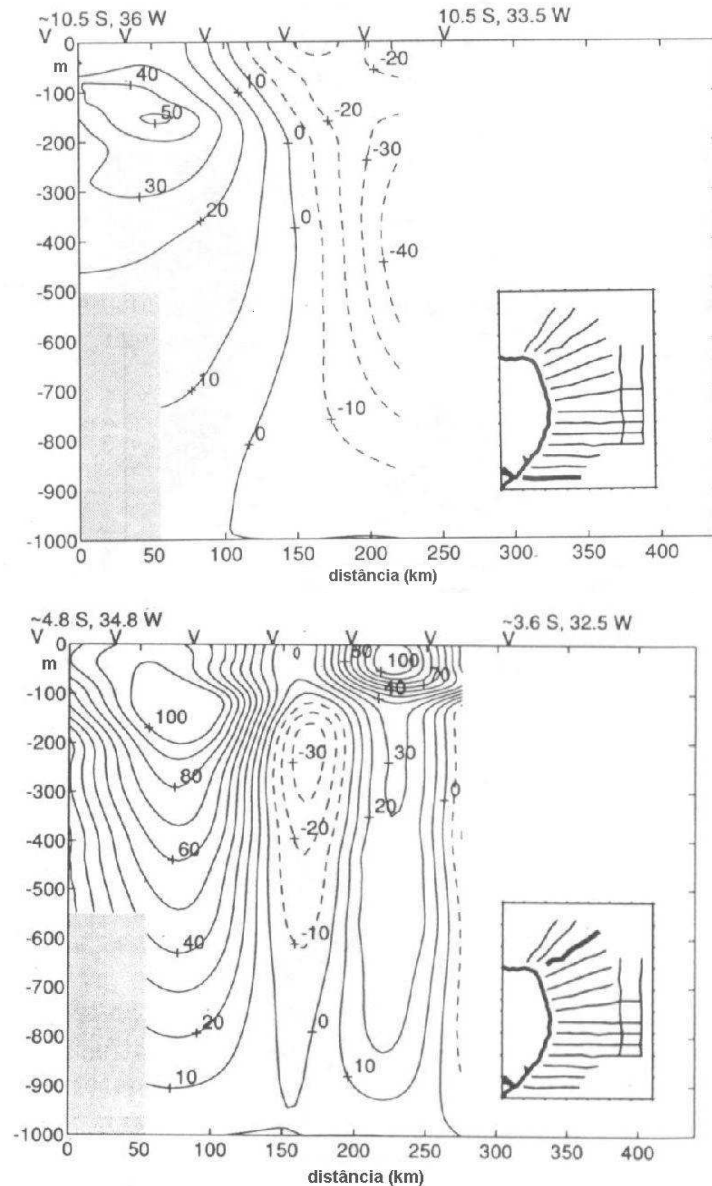


Figura 4: Distribuição vertical de velocidades geostróficas relativas a 1000 m. Valores positivos são para o Norte. Painel esquerdo:  $\approx 10,5^\circ\text{S}$ ; painel direito:  $\approx 5^\circ\text{S}$ . Adaptado de *Silveira et al.* (1994).

Na porção mais ao leste dessa mesma radial, foi encontrado um fluxo intenso para sul de 22,5 Sv. É importante comentar que esta radial está localizada na mesma faixa de latitudes que uma das radiais que o presente trabalho pretende analisar. *Silveira et al.* (1994) analisaram ao todo 12 seções normais ao talude na região e observaram que entre  $10^\circ\text{S}$  e  $5^\circ\text{S}$  aproximadamente, o fluxo da CNB aumenta sua intensidade gradativamente até atingir velocidades da ordem de  $1 \text{ m s}^{-1}$  ao norte de  $5^\circ\text{S}$  (Figura 4).

*Stramma et al.* (1995), encontram este mesmo fluxo centrado em subsuperfície, em latitudes semelhantes, analisando dados hidrográficos provenientes de CTD, XBT, e ADCP,

e o redefinem como a Sub-corrente Norte do Brasil (SNB). Eles encontraram, através de medidas de ADCP rebocado, em um transecto localizado em 10°S, um fluxo subsuperficial, com núcleo em 200 m, caracterizando uma SNB de velocidades máximas da ordem de 50 cm s<sup>-1</sup>, como ilustra a Figura 5.

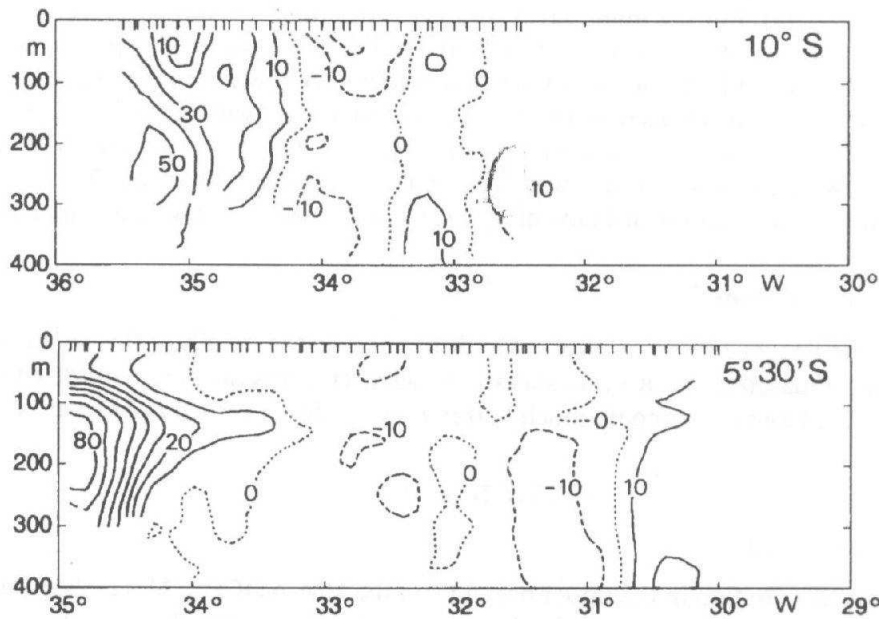


Figura 5: Distribuição vertical de velocidades observadas (ADCP de casco). Valores positivos são para o Norte. Painel superior:  $\approx 10^\circ\text{S}$ ; painel inferior:  $\approx 5,5^\circ\text{S}$ . Adaptado de *Stramma et al.* (1995).

Neste mesmo estudo, em um transect de ADCP em 5,5°S, os autores encontraram o mesmo fluxo, porém mais intenso, com velocidades de 80 cm s<sup>-1</sup> no núcleo, que por sua vez estava mais raso (150 m), como mostra a Figura 5. Isto pode indicar que nesta latitude, o ramo Central da CSE já se uniu a SNB, explicando os valores mais altos de velocidade, e, que o fato do fluxo estar se aproximando da superfície mostra um início de configuração da CNB, que seguiria contornando a costa Nordeste do Brasil. O transporte climatológico de Ekman entre 5°S e 10°S é para Sul, e talvez explique o núcleo em subsuperfície encontrado, já que as medidas de velocidade são diretas.

### 1.3 O Sistema Corrente do Brasil

A Corrente do Brasil (CB) fecha o contorno oeste do Giro Subtropical do Atlântico Sul, fluindo ao largo da costa leste e sudeste brasileira. Sua origem se dá a partir do ramo sul da bifurcação da Corrente Sul Equatorial (CSE), porém não se conhece ainda

ao certo, em meso-escala, a latitude na qual isto ocorre; apenas infere-se que, por padrões de larga escala, ocorre nas imediações de 15°S (*Stramma, 1991*). A CB flui junto ao talude, desde o seu sítio de formação até a latitude da convergência subtropical, onde conflui com a Corrente das Malvinas e se separa da costa (*Silveira et al., 2000*). Na maior parte de sua extensão, existe em níveis picnoclínicos, outra corrente de contorno oeste fluindo no sentido oposto, transportando a AIA, chamada de Corrente de Contorno Intermediária (CCI). A este padrão de circulação, damos o nome de “Sistema Corrente do Brasil”, ou “Sistema CB/CCI”. A costa brasileira é o único local no oceano mundial onde tal estrutura foi observada até a presente data. Assim como no caso da CB, não se sabe ao certo a área onde o escoamento da CCI começa na costa brasileira, mas existem evidências da presença de AIA fluindo para sul na Baía de Santos, em torno de 30°S (*Boebel et al., 1999*) e conclusões mostrando que a AIA flui rumo ao equador ao norte de 25°S (*Müller et al., 1998*).

*Stramma & England (1999)*, através de densa reanálise de dados hidrográficos, respaldados por simulações de dois diferentes modelos numéricos de circulação global, corroboram *Müller et al. (1998)*, centrando o eixo da bifurcação da AIA ao sul de 25°S (*Stramma & England (1999)* apud *Silveira et al. (2000)*). A Figura 6 mostra, esquematicamente, uma síntese do que ocorre, em larga escala, na região.

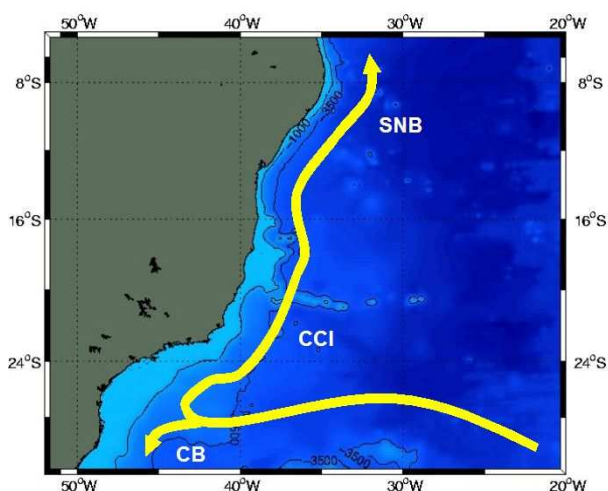


Figura 6: Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste a 800 m de profundidade. Adaptado de *Silveira et al. (2000)*.

Ao norte de 20°S, o sinal da CB começa a esvanecer e se torna mais rasa. A CCI recebe contribuição de ACAS do ramo sul da CSE e torna-se a SNB, com núcleo em subsuperfície, porém já transportando para o norte as três massas de água: AT, ACAS e

AIA.

Em níveis de circulação profunda, de acordo com *Silveira et al.* (2000), existe a Corrente de Contorno Profunda (CCP), que flui em profundidades superiores a 2000 m transportando a APAN, que é originada no Atlântico Norte e cruza todo o oceano seguindo o ramo inferior da circulação termohalina, se afastando da costa na Convergência Subtropical (Figura 7).

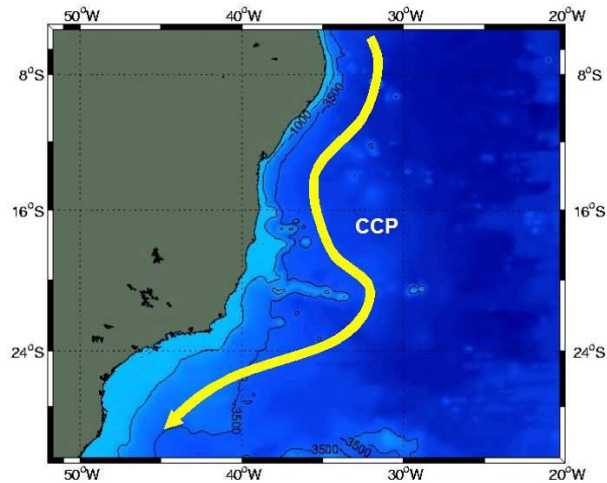


Figura 7: Representação esquemática da circulação a 2000-2500 m no Oceano Atlântico Sul. Adaptado de *Silveira et al.* (2000).

São poucos os trabalhos que relatam velocidades observadas da CB, resumindo-se aos trabalhos de *Evans et al.* (1983) e *Evans & Signorini* (1985), no qual as velocidades foram medidas diretamente por um perfilador *PEGASUS*. A maioria dos trabalhos até os dias de hoje, tem utilizado estimativas geostróficas para o cálculo de velocidades no domínio da CB, e estas estimativas têm se concentrado na região oceânica adjacente aos Estados do Rio de Janeiro, Espírito Santo, São Paulo e próximo a confluência Brasil-Malvinas. Um trabalho relevante é o de *Miranda & Castro* (1981), que estimaram a estrutura da CB para uma radial hidrográfica em 19°S, utilizando o *Método Dinâmico Clássico*. Estes autores calcularam as velocidades geostróficas relativas a 480 m de profundidade, obtendo um perfil da CB robusta com uma largura aproximada de 74 km, com velocidades máximas de  $72 \text{ cm s}^{-1}$  e transporte de volume de 6,5 Sv. Na região de Cabo Frio, relativamente aos 470 m, *Signorini et al.* (1989) encontraram velocidades de 30 a  $40 \text{ cm s}^{-1}$  em superfície. *Silveira et al.* (2004) estimaram as velocidades baroclínicas absolutas em uma seção hidrográfica da CB em 23°S, utilizando como ferramenta o *POMsec* (a mesma utilizada neste trabalho), e encontrou um Sistema CB-CCI bem organizado (Figura 8),

onde a CB se revelou com velocidades de  $70 \text{ cm s}^{-1}$  em seu núcleo, transportando  $6.3 \text{ Sv}$  para S/SW, atingindo até  $400 \text{ m}$  de profundidade. O nível de inversão encontrado foi em torno dos  $500 \text{ m}$ , e a CCI apareceu junto ao talude, com velocidades maiores que  $30 \text{ cm s}^{-1}$ , transportando  $6 \text{ Sv}$  para N/NE.

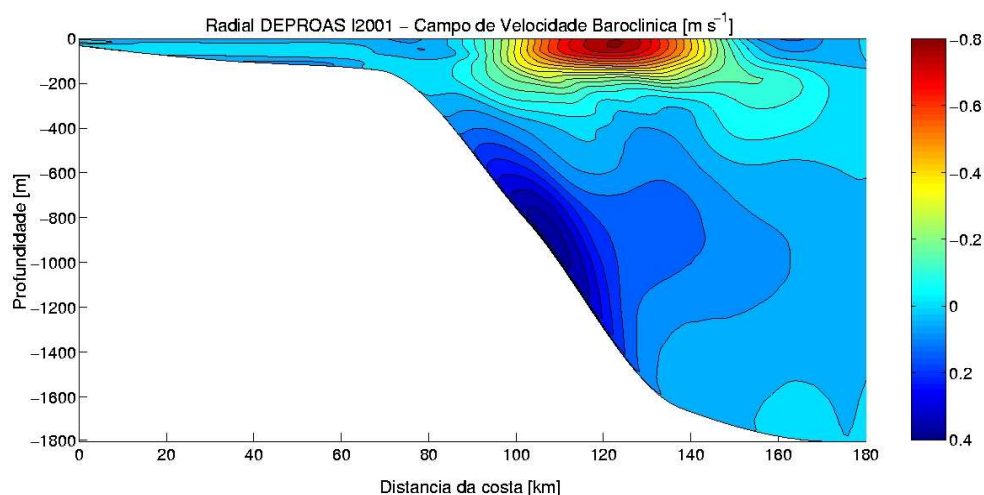


Figura 8: Seção de velocidade baroclínica absoluta, gerada pelo POMsec, em  $24^{\circ}\text{S}$ . De acordo com *Silveira et al.* (2004).

Com a inspeção de trabalhos anteriores na região dos sistemas de corrente de contorno oeste vigentes na costa brasileira, percebe-se que a maioria dos resultados alcançados em relação às estruturas de velocidade são provenientes do cálculo geostrófico, dependente de um nível de movimento nulo. Alguns utilizaram dados discretos, obtidos por garrafa de nansen. *Silveira et al.* (2004), o mais recente, apresentou resultados obtidos através de um modelo numérico, aonde velocidades baroclínicas absolutas foram estimadas através do campo de massa, ajustado a batimetria local.

## 1.4 Objetivos

Após revisadas as informações relativas a área de estudo, apresentamos como principal objetivo deste trabalho a caracterização baroclínica da estrutura vertical do sistema de correntes de contorno oeste adjacente à costa leste brasileira, ao sul e ao norte da bifurcação da CSE. Como objetivos específicos, têm-se:

- Estimar a estrutura vertical de velocidades em duas radiais hidrográficas perpendiculares ao talude brasileiro, ao sul e ao norte da bifurcação da CSE. Sendo uma localizada em  $10^{\circ}\text{S}$  e outra em  $19^{\circ}\text{S}$ ;

- Investigar as diferenças que existem entre as estruturas verticais das duas áreas em questão;
- Descrever a distribuição de massas de água em relação aos escoamentos e calcular os transportes de volume associados;

Para atingir tais objetivos, é utilizado um conjunto de dados de alta resolução, provenientes de perfilagens de CTD. Como ferramentas para a estimativa da estrutura de velocidades, modelagem numérica e o Método Dinâmico Clássico serão aplicados. Os resultados obtidos através dos diferentes métodos serão comparados, para enriquecimento dos resultados e adicional comparação entre eles, mostrando suas vantagens, desvantagens e afinidade aos objetivos.



## 2 Conjunto de Dados - Comissão Oceano Leste I

Os dados hidrográficos utilizados nas análises deste trabalho são provenientes de perfilações de CTD realizadas durante a comissão Oceano Leste I, realizada pelo NOc Antares, da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), da Marinha do Brasil. Esta comissão abrangiu o setor leste da região oceânica da costa brasileira, mais precisamente entre 10°S e 19°S. Sua grade hidrográfica quase-sinótica era composta por 13 radiais perpendiculares ao talude distribuídas uniformemente no intervalo meridional acima (Figura 9). Cada uma dessas radiais hidrográficas era composta por estações tanto costeiras e rasas quanto oceânicas e profundas. Ao todo o cruzeiro somou 113 estações. A comissão oceanográfica foi realizada no período de 1 de novembro de 2001 até 15 de dezembro de 2001.

O modelo do CTD utilizado para a amostragem foi um *Sea Bird SBE 9 PLUS* ligado a uma unidade de recepção *SBE 11 PLUS* (Lima, 2001). Nas estações oceanográficas, o CTD foi lançado até o fundo e durante o período de subida, coletas de água foram efetuadas.

Em cada estação hidrográfica, foram feitas perfilações de temperatura e salinidade, sendo que os dados utilizados nas análises foram os obtidos durante a fase de descida do CTD, pelos seguintes motivos:

1. o processo de descida causa uma turbulência menor, se comparado ao processo de subida;
2. os disparos das garrafas durante a subida causam frequentes variações na velocidade do equipamento; e
3. O erro de posicionamento causado pela deriva do navio é minimizado.

As duas radiais hidrográficas escolhidas para a análise neste trabalho foram as radiais 2 e 13 (Figura 9). A radial 13 foi escolhida por estar no extremo sul do cruzeiro e fazer parte do domínio do Sistema CB/CCI, enquanto a radial 2 foi escolhida por estar localizada no Sistema SNB. A disposição geográfica das radiais escolhidas encontra-se destacada na Figura 9, e as informações referentes a cada uma delas estão apresentadas nas Tabelas 1 e 2.

A margem continental da região apresenta um talude muito íngreme. A região oceânica adjacente é caracterizada por bancos rasos intercalados com profundidades de até 3000 metros. Segundo *Miranda & Castro* (1981), esta configuração topográfica faz com que a CB sofra desvios em sua direção de escoamento e modificações em sua estrutura vertical quando passa pela região. É ilustrada na Figura 10 a batimetria da região em questão, retirada do *ETOPO2*, um banco global de dados batimétricos com a resolução de 20 minutos de grau.

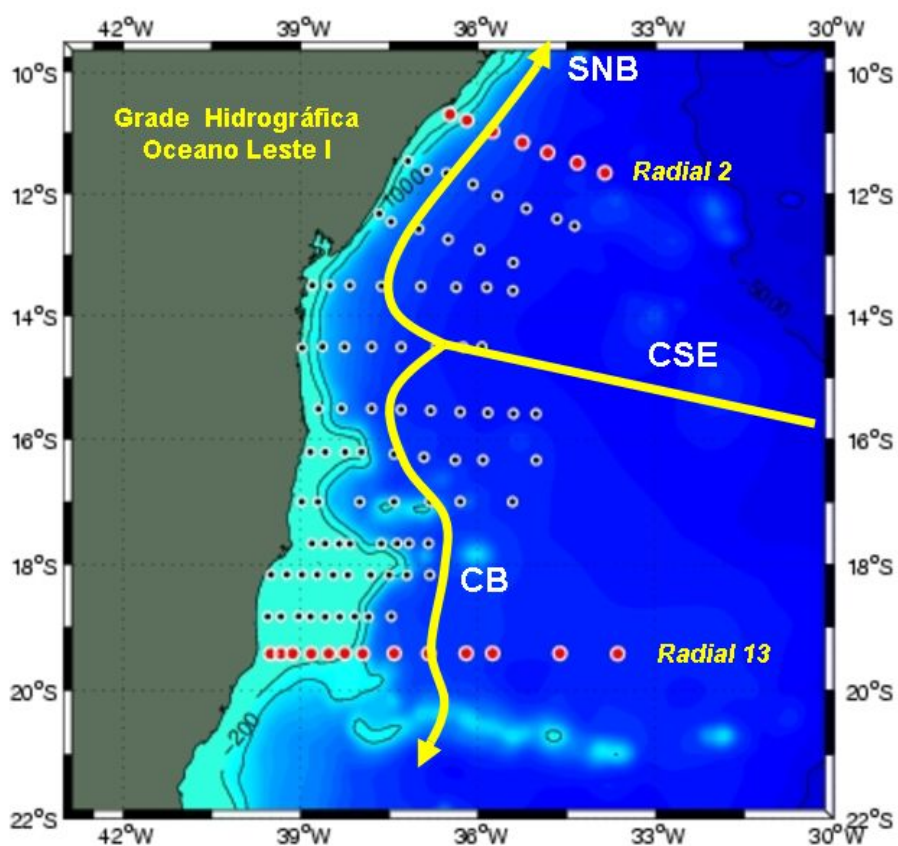


Figura 9: Disposição geográfica das radiais hidrográficas da Comissão Oceano Leste I. Estações correspondentes às radiais analisadas estão marcadas em pontos vermelhos. Em amarelo, observa-se o padrão de larga escala para a superfície, de acordo com a literatura.

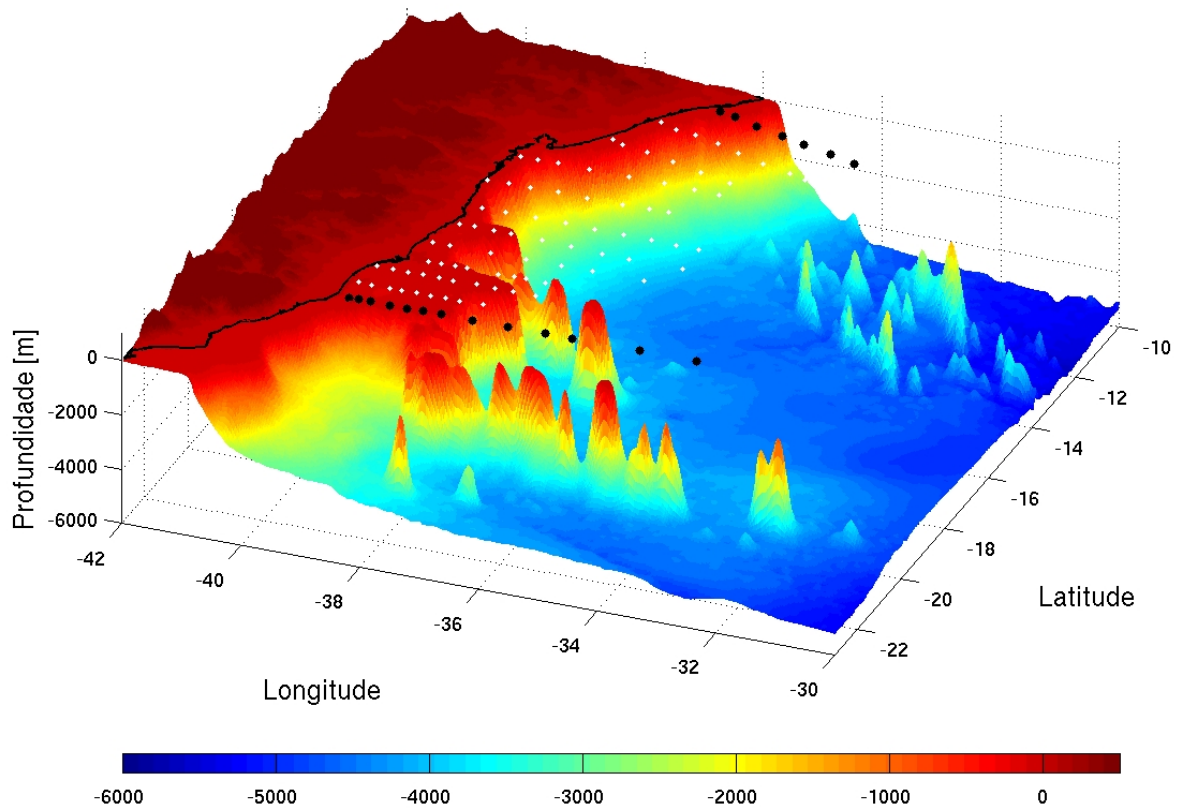


Figura 10: Topografia de fundo da margem continental e bacia oceânica na região da Comissão Oceano Leste I.

Tabela 1: Informações referentes às estações oceanográficas da radial 2

Estação	Latitude (S)	Longitude (W)	Profundidade (m)	Data
12	10°42,0'	036°28,4'	36	05/11/2001
13	10°47,8'	036°11,4'	1318	05/11/2001
14	10°58,9'	035°45,2'	3286	05/11/2001
15	11°09,8'	035°15,2'	3862	06/11/2001
16	11°19,8'	034°49,4'	4254	06/11/2001
17	11°29,8'	034°19,3'	4600	06/11/2001
18	11°39,6'	033°51,3'	4634	06/11/2001

Tabela 2: Informações referentes às estações oceanográficas da radial 13

Estação	Latitude (S)	Longitude (W)	Profundidade (m)	Data
101	19°25,1'	033°38,4'	4152	13/12/2001
102	19°24,9'	034°37,1'	4151	13/12/2001
103	19°24,9'	035°45,4'	4022	14/12/2001
104	19°24,9'	036°12,1'	3493	14/12/2001
105	19°25,0'	036°50,2'	3780	14/12/2001
106	19°25,0'	037°25,1'	3557	14/12/2001
107	19°25,1'	037°57,1'	1968	15/12/2001
108	19°25,0'	037°15,1'	172	15/12/2001
109	19°25,0'	037°31,4'	73	15/12/2001
110	19°25,1'	038°49,2'	66	15/12/2001
111	19°25,0'	039°08,0'	52	15/12/2001
112	19°25,1'	039°20,0'	45	15/12/2001
113	19°25,2'	039°30,5'	25	15/12/2001

## 3 Metodologia

### 3.1 Tratamento Básico dos Dados Hidrográficos

Antes de passarem por análise oceanográfica, os dados hidrográficos necessitam de um tratamento básico, no qual filtros de controle de qualidade são aplicados para eliminar erros e ruídos que ocorrem durante a aquisição. Além deste controle de qualidade, são aplicadas rotinas de aprimoramento dos dados, para torná-los mais contínuos e distribuídos regularmente na vertical. Este tratamento básico foi realizado para todas as estações utilizadas neste trabalho, de acordo *Mattos (2003)*, em 3 pequenos processos que serão descritos a seguir:

#### 1) Remoção de picos (*spikes*)

Os picos, ou “spikes”, são normalmente gerados por falhas de comunicação entre os sensores e a unidade de controle do CTD, e geram valores completamente fora dos padrões de ordem de grandeza das propriedades amostradas, acarretando ruídos no conjunto de dados. Com isso, estes dados precisam ser filtrados para que os spikes sejam devidamente removidos. Para removê-los, utilizou-se um método bastante simples e grosseiro. Estabeleceu-se uma condição em que os dados que não estivessem dentro de uma faixa de valores aceitáveis para cada propriedade (temperatura e salinidade), seriam substituídos pelos valores de uma profundidade imediatamente acima. Aplicando este método, todos os spikes foram removidos com sucesso.

#### 2) Binagem

Após a remoção dos picos, foi necessário estabelecer um intervalo regular de amostragem para permitir um tratamento numérico adequado. O CTD amostra continuamente a coluna de água, fazendo com que o intervalo de profundidades em que os dados são coletados não seja uniforme, visto que a velocidade de movimento do equipamento é variável. Para isto, utilizou-se o processo de média em caixas. Como a frequência de amostragem foi de 24 Hz, e a velocidade média de descida foi em torno de  $1\text{ m s}^{-1}$ , existiam muitos dados fracionários. Para cada valor inteiro de profundidade, estabeleceu-se uma caixa, com todos os valores fracionários correspondentes, e fez-se uma média. Este processo permitiu o equi-espacamento vertical

dos dados, além de dar um caráter um pouco mais contínuo aos perfis verticais das propriedades hidrográficas.

### 3) Alisamento por Janela Móvel

Com a intenção de suavizar ainda mais os ruídos, para a obtenção de perfis verticais mais suaves, foram aplicadas Janelas Móveis. Neste procedimento, para cada valor, se faz uma média ponderada utilizando valores adjacentes, sendo que o dado em questão tem o maior peso. O tamanho da janela pode variar de acordo com o interesse e a camada em questão. Por exemplo, em camadas mais rasas, onde as propriedades variam mais rápido verticalmente, a janela não pode ser muito grande, pois pode filtrar gradientes importantes para a análise dinâmica. Já em camadas mais profundas, pode-se utilizar janelas maiores, sem comprometer a realidade dos dados. Neste trabalho, foram aplicados diferentes tamanhos de janela de acordo com cada camada. O tipo de janela utilizada foi a “Hanning”, aonde a distribuição dos pesos atribuídos às medidas adjacentes obedeceu a uma curva do tipo gaussiana, como mostra a Figura 11, aonde se tem um exemplo da curva de janelas com extensão de 11 e 31 pontos.

Este procedimento se seguiu para todas as estações hidrográficas de ambas as radiais estudadas no trabalho. Todos os “spikes” foram removidos com sucesso e finalmente os perfis ficaram equi-espaçados na vertical. O Alisamento por Janela Móvel foi conduzido cautelosamente de modo que para o intervalo entre a superfície e a base da termoclina foi utilizada uma janela de 11 pontos e para o restante, 31 pontos, como ilustrado na Figura 11. A Figura 12 mostra três exemplos de estações hidrográficas que se submeteram aos três processos.

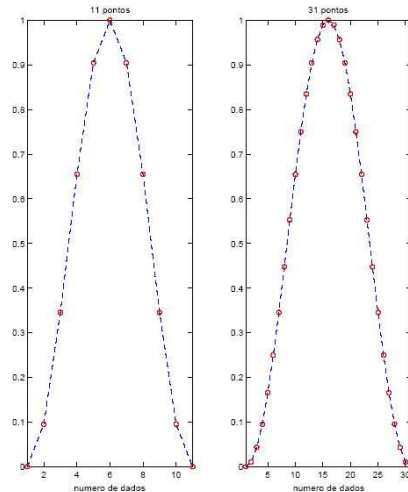


Figura 11: Distribuição de pesos para os pontos adjacentes na janela do tipo “Hanning”, para as larguras de 11 e 31 pontos. De acordo com *Mattos* (2003).

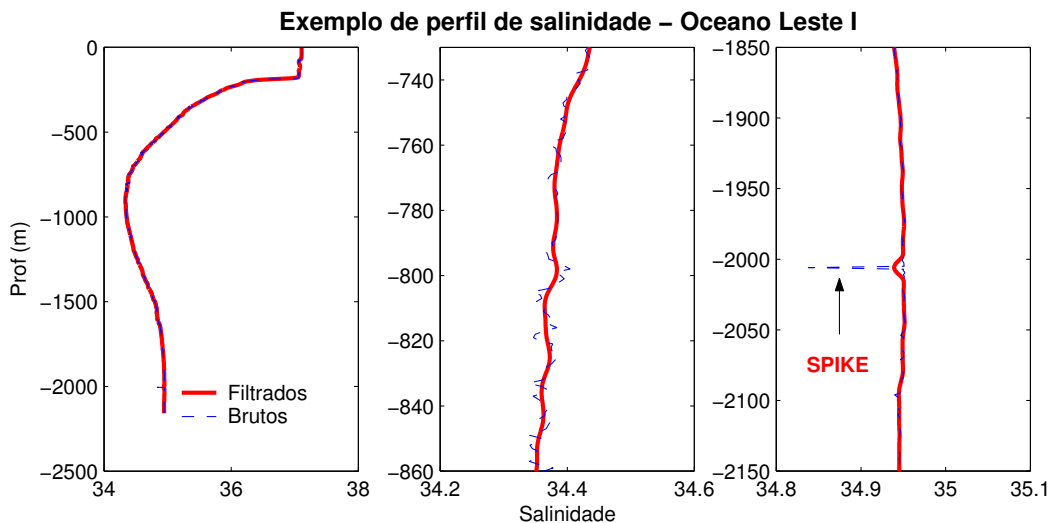


Figura 12: Exemplos de perfis hidrográficos antes e depois do tratamento básico. Painel central: zoom mostrando a aplicação do alisamento por janela móvel; painel direito: zoom mostrando o filtro removedor de “spikes”.

Uma vez pronta a filtragem inicial, finalmente foram plotados os perfis verticais de cada propriedade e de outras que foram calculadas posteriormente, como densidade convencional ( $\sigma_T$ ) e densidade potencial ( $\sigma_\theta$ ). Por fim, foram plotadas as seções hidrográficas de temperatura, salinidade e densidade das radiais estudadas, com o auxílio de interfaces computacionais. Os cálculos dinâmicos de velocidade desenvolvidos neste trabalho para atender aos objetivos, partiram dos campos de massa, ou seja, das seções de densidade de ambas as radiais, obtidas através dos dados de temperatura e salinidade. As seções termohalinas que darão origem aos campos de massa são mostradas na Figura 13

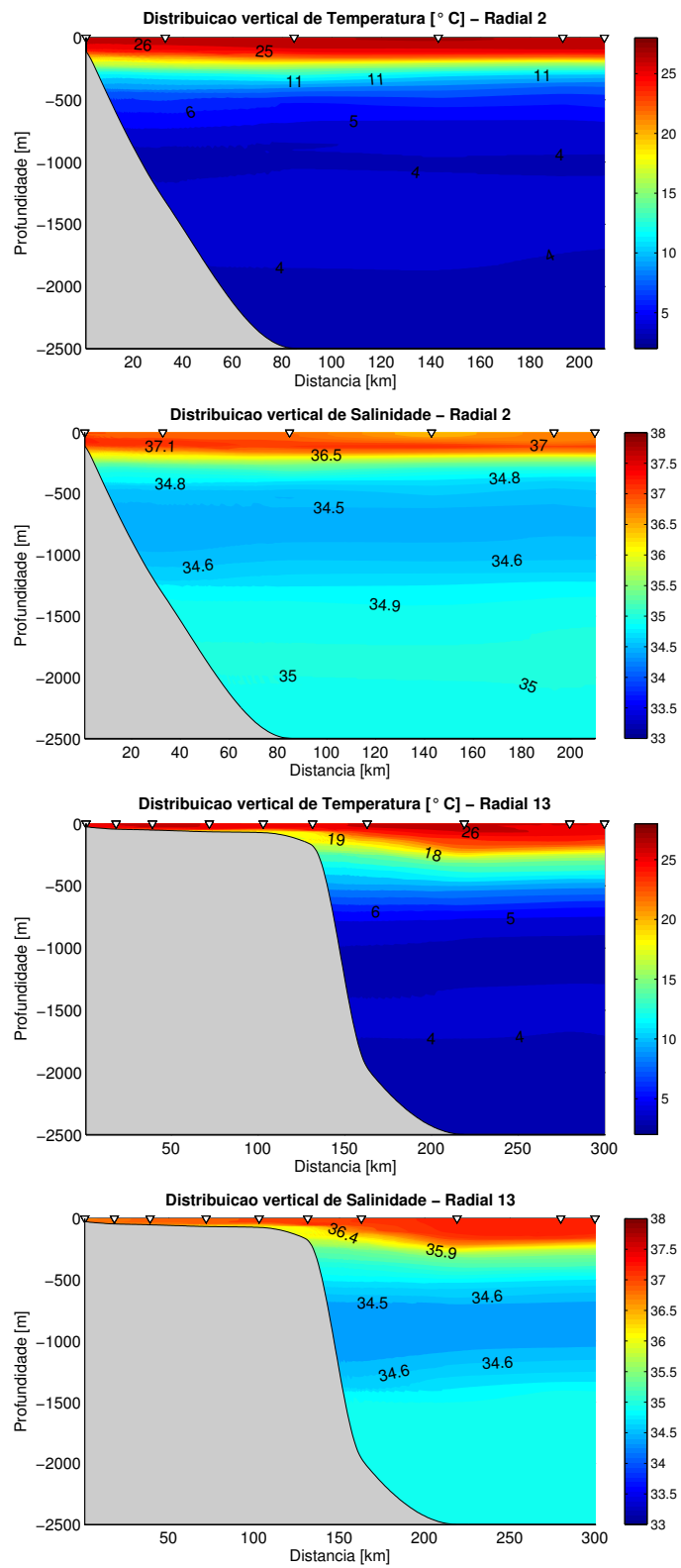


Figura 13: Distribuições termohalinas verticais de temperatura e salinidade para as radiais estudadas.



Antes apresentar a estimativa das velocidades baroclínicas, é necessário conduzir uma análise de massas de água afim de encontrar as interfaces entre as respectivas, e posteriormente, associá-las à circulação e inferir a direção e sentido de seus transportes.

### 3.2 Análise de Massas de água

Os níveis de interfaces entre as massas de água foram encontrados através da aplicação dos Teoremas de *Shtokman* (1946), utilizando o índice termohalino para ACAS de acordo com *Silva* (1995). Seguimos aqui a aplicação dos teoremas de acordo com as etapas apontadas por *Godoi* (2005). No presente caso, a primeira etapa consiste na confecção de uma curva T-S média com todas as estações hidrográficas. Feito isso, é traçado o triângulo de mistura, ilustrado teoricamente na Figura 14, de acordo com *Mamayev* (1975). Seguem-se os Teoremas de *Shtokman* que são descritos da seguinte maneira:

1. Num instante inicial hipotético, assume-se que a curva T-S é uma linha quebrada, consistindo de dois segmentos de reta que unem, sucessivamente sobre o plano T-S, os índices termohalinos dos tipos de água que se misturam;
2. Em pontos suficientemente afastados das interfaces, as tangentes à curva T-S, que passam por esses pontos, são praticamente coincidentes com os lados do triângulo de mistura;
3. Os pontos da curva T-S que correspondem ao núcleo da água intermediária são pontos extremos da curva. A reta tangente é paralela à base do triângulo de mistura;
4. Os pares (T,S) correspondentes ao núcleo da água intermediária evoluem ao longo da mediana principal do triângulo de mistura;
5. Todos os pares (T,S) sobre as interfaces de separação evoluem ao longo das medianas secundárias do triângulo. Esses segmentos de reta interceptam, sobre a curva T-S, arcos que caracterizam a água intermediária.

A aplicação do Teorema 5 permite a estimativa das interfaces entre as massas de água. As profundidades das interfaces, são determinadas a partir da interseção das medianas

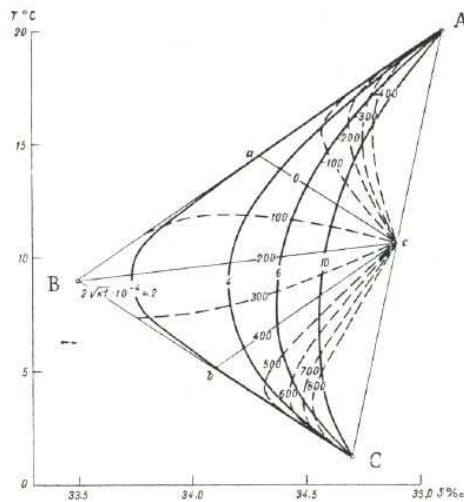


Figura 14: Ilustração do Triângulo de mistura entre 3 massas de água, segundo *Mamayev* (1975)

secundárias do triângulo na curva T-S média e são superpostas ao perfil médio de densidade estimado a partir dos mesmos dados utilizados para a confecção do diagrama T-S.

### 3.3 Obtenção de Velocidades Baroclínicas Absolutas

#### 3.3.1 Descrição do POMsec

O Modelo Oceânico de Princeton (POM) foi desenvolvido por Mellor (1986) e descrito detalhadamente em *Blumberg & L.* (1987). Ele é um modelo tridimensional, governado por equações primitivas, e dependente do tempo. Ele foi desenvolvido com o propósito de representar de maneira o mais realista possível os fenômenos físicos que ocorrem no oceano. Sua escala de ação pode variar desde fenômenos costeiros até processos que ocorrem em meso-escala (100km/100dias). Suas aplicações principais têm ocorrido na área de circulação oceânica, principalmente no aspecto da previsão, com resultados bem próximos aos obtidos através da análise de dados observacionais.

Para este trabalho, utiliza-se a versão seccional do POM, doravante denominada POMsec, com metodologia baseada nas aplicações de *Lima* (1997). Esta versão engloba em seus cálculos apenas uma dimensão horizontal e uma vertical, originando como resultado das simulações, seções verticais de velocidade baroclínica absoluta, a partir dos campos termohalinos observados. Ele é o mais indicado para o estudo de feições que se desenvolvem em um plano seccional “costa → oceano aberto”, como ressurgências, subsidências e as correntes de contorno, que são as feições abordadas neste trabalho. As razões pelas

quais foi feita a escolha do modelo para a simulação de velocidades são as seguintes:

- O modelo calcula velocidades baroclínicas **absolutas**, sem que se dependa da escolha arbitrária de um nível de movimento nulo ou de referência.
- Em seus cálculos, o modelo mantém o transporte de massa na vertical nulo, de acordo com a definição de baroclinicidade.
- Como ele é dependente do tempo, ele filtra as ondas de frequência supra-inercial não resolvidas pela grade sinótica de estações. Seriam por exemplo como marés internas, que são consideradas “ruídos” para a geostrofia.

Uma das grandes vantagens do modelo, é a utilização de um sistema de coordenadas verticais não-convencional, onde o número de níveis verticais de grade é escalonado de acordo com a profundidade local, resultando em um mesmo número de pontos de grade vertical para qualquer ponto de grade horizontal. Assim, em todo o domínio, o número de níveis verticais permanece igual. Este sistema recebe o nome de “coordenadas  $\sigma$ ”, representado matematicamente pela Equação 1, onde  $\eta$  é a elevação da superfície do mar mediante  $z = 0$  e  $H$  é a profundidade local. O sistema é também ilustrado pela Figura 15.

$$\sigma = \frac{(z - \eta)}{(H + \eta)} \quad (1)$$

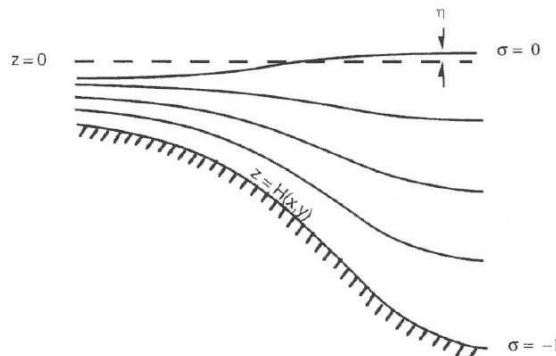


Figura 15: Representação do sistema de coordenadas  $\sigma$ . De acordo com Mellor (2004).

Este sistema de coordenadas, junto com a maneira que o modelo será aplicado neste trabalho, permite que junto ao talude continental, a grade seja muito melhor resolvida do

que no sistema de coordenadas cartesianas convencional em  $z$ , fazendo com que a camada de fundo tenha uma melhor simulação.

As equações hidrodinâmicas primitivas que estruturam o mecanismo do POM são as equações de conservação de momento, massa, temperatura potencial e salinidade. As versões bi-dimensionais, em coordenadas  $\sigma$ , destas equações são a Equação da continuidade

$$\frac{\partial uD}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0, \quad (2)$$

as componentes zonal e meridional da equação de conservação do momento linear

$$\frac{\partial uD}{\partial t} + \frac{\partial u^2 D}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial \sigma} - f v D = -g D \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g D^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left( \frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_M}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + 2 A_M \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial u}{\partial x} \right), \text{ e} \quad (3)$$

$$\frac{\partial vD}{\partial t} + \frac{\partial uvD}{\partial x} + \frac{\partial vw}{\partial \sigma} + f u D = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_M}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + A_M \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial v}{\partial x} \right), \quad (4)$$

a equação de conservação de calor

$$\frac{\partial \theta D}{\partial t} + \frac{\partial \theta u D}{\partial x} + \frac{\partial \theta w}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_H}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right) + A_M \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) - \frac{\partial R}{\partial z}, \quad (5)$$

e a equação de conservação da sal.

$$\frac{\partial S D}{\partial t} + \frac{\partial S u D}{\partial x} + \frac{\partial S w}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) + A_H \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial S}{\partial x} \right). \quad (6)$$

A Tabela 3 lista o nome de variáveis, coeficientes e parâmetros das Equações 2, 3, 4, 5 e 6.

O POMsec foi utilizado neste trabalho com metodologia semelhante a aplicada em Lima (1997) e Silveira *et al.* (2004), aplicando a técnica de Ezer & Mellor (1997), que consiste em forçar o modelo apenas com os campos termohalinos observados inicialmente, até que ele atinja um nível de estabilidade da energia cinética média da simulação. A partir desse passo de tempo, muda-se para o modo prognóstico, permitindo que o campo de massa evolua, até que a energia cinética média se estabilize novamente. Este processo permite que aconteça a filtragem de ruídos dinâmicos, como as marés internas comentadas anteriormente, pois como não há nenhuma forçante externa, a tendência é que as isopícnais se aplainem gradativamente.

Tabela 3: Significado dos termos das equações governantes do POMsec

Termo	Significado
$u$	componente zonal de velocidade
$v$	componente meridional de velocidade
$w$	componente vertical de velocidade, transformada para coordenadas $\sigma$
$D$	profundidade total da coluna de água, sendo $D = H + \eta$
$\theta$	temperatura potencial, e $S$ a salinidade
$g$	aceleração da gravidade e $f$ o parâmetro médio de coriolis
$\rho_o$	densidade de referência e $\rho'$ é a anomalia de densidade
$K_M$	coeficiente cinemático de viscosidade vertical
$K_H$	coeficiente de difusão vertical de sal e calor
$\partial R/\partial z$	termo de radiação de fluxo de calor
$A_M$	coeficiente de difusão <i>molecular</i> horizontal
$A_H$	coeficiente de difusão <i>molecular</i> horizontal de sal

### 3.3.2 As Grades Seccionais

O POMsec foi aplicado em duas seções transversais ao talude, aonde as coordenadas  $x$  eram crescentes em direção ao oceano aberto, e sua origem era a linha de costa. As coordenadas verticais obedeciam ao sistema de coordenadas  $\sigma$ , que foi discutido na Seção 3.3.1. No presente trabalho, o número de pontos da grade vertical em  $\sigma$  foi 65, ao passo que a grade horizontal obedeceu a um equi-espacamento de 2 km. Na Figura 16 estão apresentadas as grades em  $\sigma$  implementadas para ambas as radiais de estudo.

Para ambas as radiais, o contorno oeste era fechado correspondendo ao talude continental e limitado pela isóbata mais rasa da perfilagem mais costeira de cada radial. No lado oposto (oceânico), foi utilizada uma zona de amortecimento, isto é, a *buffer zone*. Esta consiste na repetição horizontal dos valores termohalinos relativos aos últimos pontos de grade até uma determinada distância, que no caso deste estudo, foi de 50 % do campo total. A utilização da *buffer zone*, impede que ondas sejam refletidas para dentro do domínio, o que aconteceria se o contorno fosse fechado. Nas duas radiais simuladas, os parâmetros de resolução horizontal/vertical, tempo de simulação, tempo de separação entre os modos diagnósticos e prognósticos, tamanho de *buffer zone* e coeficiente cinemático de viscosidade, estão listados na Tabela 4.

Para saber se a grade em questão estava induzindo gradientes de pressão não exis-

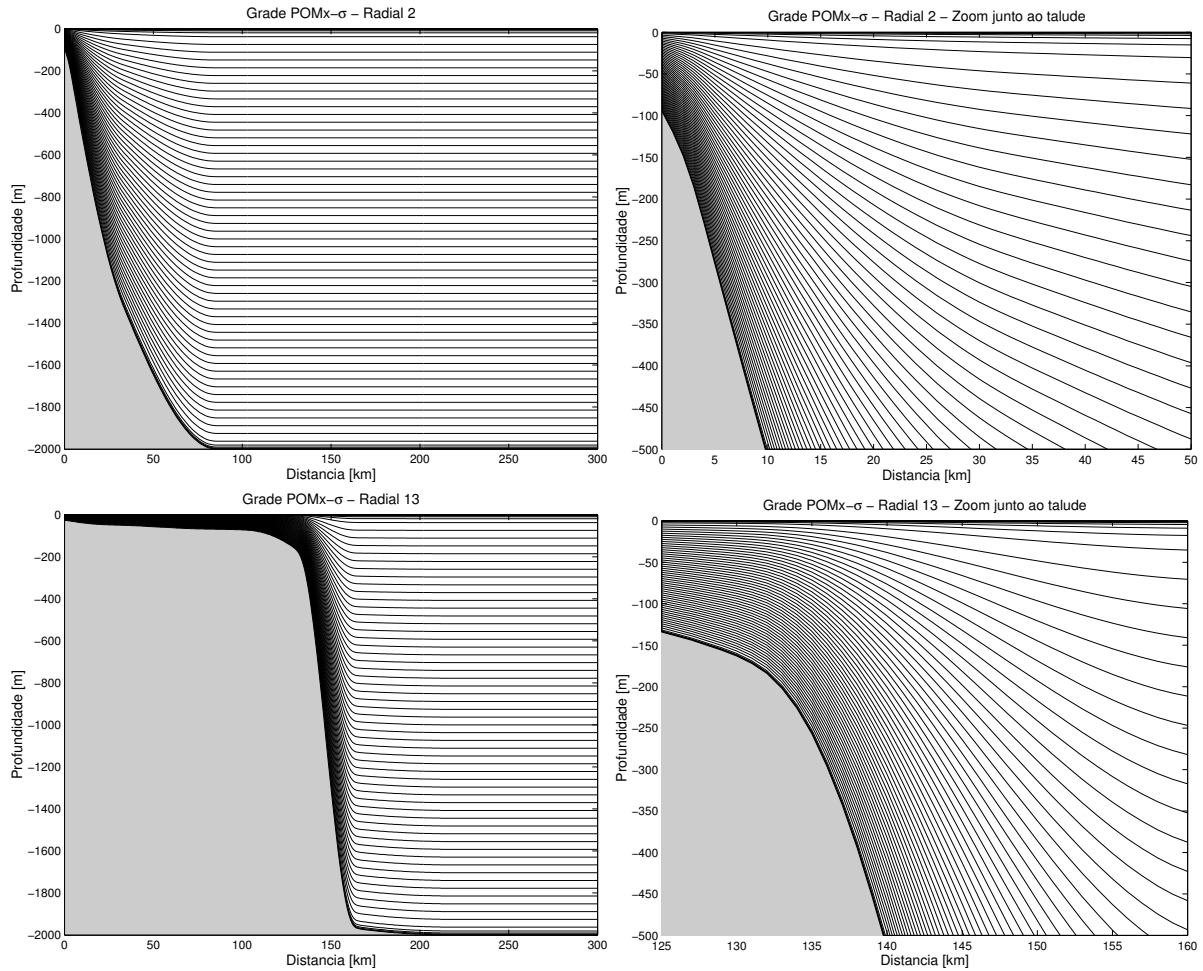


Figura 16: Estruturação das grades utilizadas no POMsec. Painéis superiores: radial 2. Painéis Inferiores: radial 13

tentes, gerando velocidades artificiais, foi aplicado um teste, onde foram utilizados como entrada para o modelo, campos isotérmicos e isohalinos, ou seja, sem estratificação vertical ou variações laterais de densidade. Para ambas as radiais o resultado foi satisfatório, com velocidades da ordem de menos de  $1 \text{ mm s}^{-1}$ , como mostram as Figuras 17 e 18, ou seja, bem menores do que os valores das correntes que se espera simular, que são da ordem de  $1 \text{ m s}^{-1}$ .

Tabela 4: Exemplos de parâmetros do POMsec utilizados nas simulações das radiais estudadas.

Parâmetros	Valores
Resolução Horizontal	2 km
Resolução Vertical	65 níveis sigma
Extensão da <i>Buffer Zone</i>	50 % da extensão da grade
Coefficiente Cinemático de Viscosidade	$150 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$
Total de dias de Simulação	8 dias
Total de dias no modo diagnóstico	4 dias

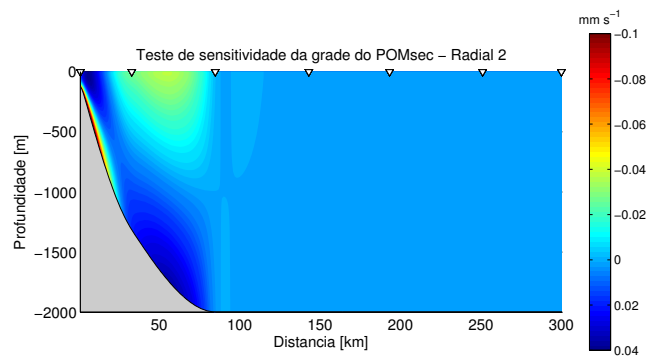


Figura 17: Avaliação de sensibilidade da grade do POMsec para a radial 2.

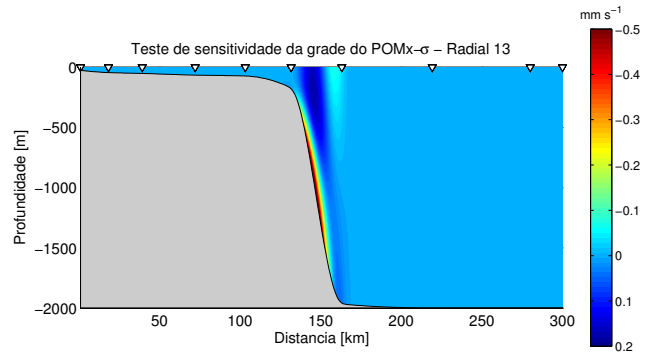


Figura 18: Avaliação de sensibilidade da grade do POMsec para a radial 13.

### 3.4 Obtenção de Velocidades Baroclínicas Relativas

As velocidades relativas foram calculadas a partir do Método Dinâmico Clássico, desenvolvido por *Sandström & Helland-Hansen* (1903). Seus cálculos, que serão detalhados a seguir, permitem a obtenção de velocidades geostróficas a partir de uma estrutura de densidade, calculada através dos dados hidrográficos. Essas velocidades são relativas e conseqüentemente dependentes da escolha de uma profundidade arbitrária de referência, ou “nível de movimento nulo”, onde a velocidade é considerada zero.

#### 3.4.1 Descrição do Método Clássico

O método consiste na integração vertical da Equação do Vento Térmico, que produz como resultado a equação

$$v_g(z') - v_g(-H_0) = \frac{g}{f_0} \int_{-H_0}^{z'} \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} dz, \quad (7)$$

onde  $H_0$  é nível de movimento nulo,  $\rho_0$  é a densidade de referência e  $f_0$  é o valor médio do parâmetro de Coriolis entre duas estações hidrográficas separadas por uma distância  $dx$ . Como resultado, a velocidade relativa  $v_g$  será normal à linha correspondente a distância  $dx$ . Passando da teoria para a aplicação prática, a Equação 8 é utilizada de forma diferente, onde a coordenada de integração vertical  $z$  é substituída pela “pressão”  $p$  e o integrando é determinado em função de valores discretos, resultando na equação

$$v_g(p) - v_g(p_0) = \frac{1}{f} \frac{\Delta \Phi_b - \Delta \Phi_a}{\Delta x}, \quad (8)$$

onde o cálculo passa de contínuo a discreto. Os termos  $\Delta \Phi_a$  e  $\Delta \Phi_b$ , são mostrados nas Equações 9 e 10, de acordo com a definição do geopotencial.

$$\Delta \Phi_a = \int_{p_0}^p \delta_a dp, \quad e \quad (9)$$

$$\Delta \Phi_b = \int_{p_0}^p \delta_b dp, \quad (10)$$

onde  $\delta$  representa a anomalia do volume específico.



### 3.4.2 Discussão sobre limitações do método

A grande desvantagem da aplicação do Método Dinâmico é a dependência da estimativa, nem sempre correta, do nível de movimento nulo. A escolha correta do nível de referência, permitiria uma interpretação dos resultados considerando as velocidades absolutas, mas dificilmente isto ocorre. O que se faz normalmente é estimar este nível através de dados conhecidos, como medidas diretas de velocidade, ou utilizar a literatura como orientação na estimativa. No caso deste trabalho, os níveis foram escolhidos através da interpretação dos campos de velocidades baroclínicas absolutas gerados pelo POMsec, com uma adicional comparação deste valor com os utilizados em trabalhos anteriores na mesma área de estudo.

### 3.5 Cálculo do Transporte de Volume

O cálculo de transporte de volume consiste em uma medida semelhante a *vazão*, ou seja, é calculado, para uma dada área, a quantidade de volume que a atravessa perpendicularmente, por unidade de tempo. Em oceanografia, temos uma unidade padrão para transporte de volume, que é o *Sverdrup* (Sv), correspondente a  $10^6 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$ . Se consideramos uma área  $\vec{A}$  e um vetor  $\vec{n}$  normal a  $\vec{A}$ , e considerando  $\vec{u}$  a velocidade do fluxo que passa por  $\vec{A}$ , o transporte de volume é calculado pela Equação 11.

$$\Phi_V = \int \int_A \vec{u} \cdot \vec{n} \, dA \quad (11)$$

Para o caso particular deste trabalho, a área  $\vec{A}$  é dividida em diversas pequenas células correspondentes a cada 4 pontos de grade da seção. Para cada 4 pontos de grade, foi formada uma célula de área  $a$ , onde a velocidade em seu centro é calculada a partir dos valores de velocidade de cada ponto de grade formador de  $a$ . Ao final, é calculado o somatório destes transportes correspondentes às pequenas células de grade, sendo o cálculo descrito na Equação 12.

$$T_v = \sum_j \sum_i \bar{u}_{ij} \cdot \Delta z_{ij} \cdot \Delta x_{ij} \quad (12)$$

As células de grade utilizadas para os cálculos foram escolhidas de acordo com valores mínimos de velocidade ( $2 \text{ cm s}^{-1}$  no caso) e intervalos de profundidades correspondentes às correntes que seriam dimensionadas.

## 4 Resultados

### 4.1 Massas de água

Como foi visto na Seção 1.1, a coluna de água na região de estudo é formada por quatro principais massa de água oceânicas, sendo elas, da superfície para o fundo: AT, ACAS, AIA e APAN. É de primordial importância para a caracterização da estrutura vertical da região conhecer a profundidade de interface entre elas, além do que, a identificação dessas interfaces é importante para o prosseguimento dos objetivos propostos por este trabalho. De acordo com a metodologia descrita na Seção 3.2, essas interfaces são estimadas neste trabalho com o uso dos dados termohalinos disponíveis, através da aplicação dos teoremas de *Shtokman* ao diagrama T-S médio entre as estações hidrográficas. No traçado do triângulo de mistura, é necessário primeiramente o conhecimento da interface AT-ACAS, pois as interfaces que envolvem massas de água da camada de mistura não podem ser estimadas através dos teoremas de *Shtokman*, já que há troca de calor e sal com a atmosfera e eles deixam de ser conservativos. Por isto, utilizamos o índice termohalino da ACAS proposto por *Silva* (1995), que corresponde ao valor de 20°C para temperatura e 36.41 para salinidade. Este índice foi plotado junto ao diagrama T-S médio, e a partir daí, foram traçadas as retas de mistura para cada par de massas de água, até que por fim, se fez o ajuste linear do triângulo. Através da obtenção dos valores de  $\sigma_\theta$ , correspondentes a interseção entre as medianas secundárias do triângulo de mistura e a linha do diagrama T-S médio, buscou-se no perfil médio de densidade, a profundidade em que tal valor de  $\sigma_\theta$  ocorre. Esta profundidade é considerada a interface entre cada massa de água.

A interface AT-ACAS equivale ao par T-S explicitado no parágrafo anterior, e corresponde a profundidade de 181 m, como mostra o painel inferior da Figura 19. Dando seguimento a análise, foram encontradas as interfaces ACAS-AIA e AIA-APAN, mostradas também na Figura 19. A Tabela 5 sintetiza as profundidades de interfaces encontradas e o valor de densidade correspondente.

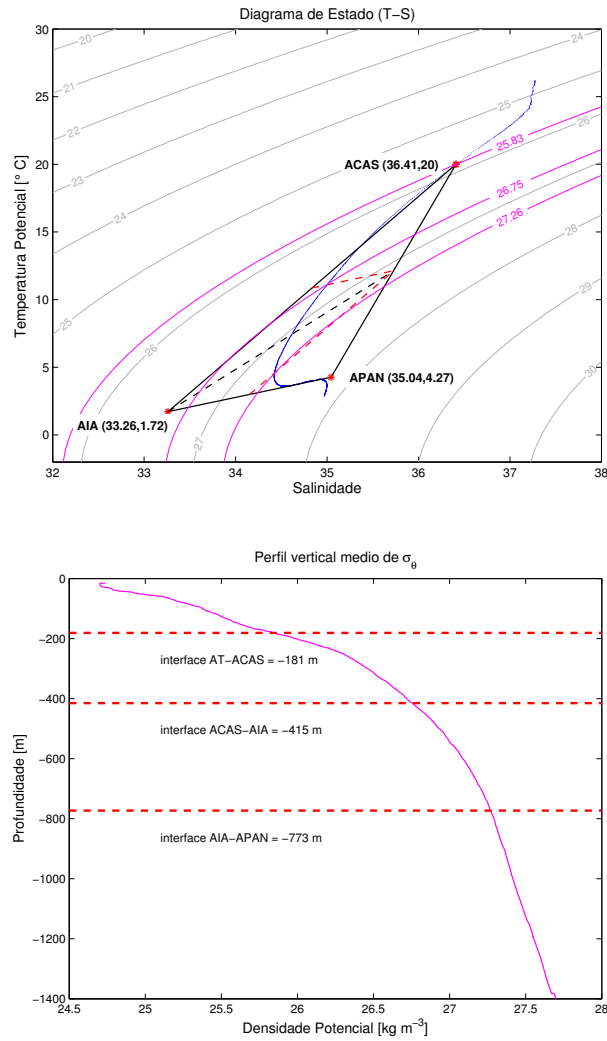


Figura 19: Painel superior: Triângulo de mistura versus diagrama T-S médio. Painel inferior: Perfil médio de densidade potencial com as profundidades de interface entre as massas de água.

Tabela 5: Interfaces entre as massas de água: profundidade e isopical correspondente.

Interface	Profundidade (m)	Isopical ( $\text{kg m}^{-3}$ )
AT-ACAS	181	25.83
ACAS-AIA	415	26.75
AIA-APAN	773	27.26

## 4.2 Estrutura Vertical de Velocidades Baroclínicas

Dando andamento a apresentação dos resultados, finalmente começaremos a apresentar os relativos às estruturas verticais de velocidade, que são a ferramenta principal para atender ao principal objetivo deste trabalho, que consiste na caracterização da estrutura baroclínica de duas regiões dinamicamente distintas. Lembrando o mencionado na Seção 1.4, esta estrutura foi estimada através de duas ferramentas principais: o uso do POMsec para obtenção de velocidades baroclínicas absolutas, e o Método Dinâmico clássico para obtenção de velocidades baroclínicas relativas. Nesse ponto do trabalho, é importante lembrar que o Método Dinâmico depende de um nível arbitrário de movimento nulo (NR). Este foi escolhido através da inspeção da estrutura vertical dos campos de velocidade estimados pelo POMsec, para que fosse possível estabelecer uma razoável comparação entre os dois métodos. Posteriormente, diferentes NRs foram utilizados afim de demonstrar os possíveis efeitos que diferentes escolhas possam provocar na interpretação dos sistemas baroclínicos. Adicionalmente, comparações entre os níveis escolhidos através do campo do POMsec e os mencionados na literatura para as respectivas regiões serão realizadas, e diferenças no aspecto da estrutura vertical das correntes e transportes de volume associados, se houverem, serão discutidas.

### 4.2.1 Sistema Sub-corrente Norte do Brasil

O primeiro sistema a ser descrito verticalmente será o **Sistema Sub-corrente Norte do Brasil**, residente ao norte da bifurcação da CSE. Mas antes de apresentar os resultados das simulações numéricas para a radial que se localiza neste sistema (radial 2), será mostrado o campo de massa, ou seja, a distribuição seccional de densidade, que é a única forçante para as simulações do POMsec e para o cálculo do Método Dinâmico. Esta distribuição advém unicamente dos dados termohalinos descritos na Seção 2, e a distribuição se encontra na Figura 20.

Através da interpretação da Figura 20, já é possível extrair algumas informações, como a existência de uma assinatura baroclínica de 40 a 180 km da costa, na faixa de profundidades que vai de 200 a 500 m aproximadamente, identificada através da inclinação das isopícnais em direção à costa, que sugere um gradiente baroclínico de pressão, o qual através do balanço geostrófico resultaria em um fluxo para o norte.

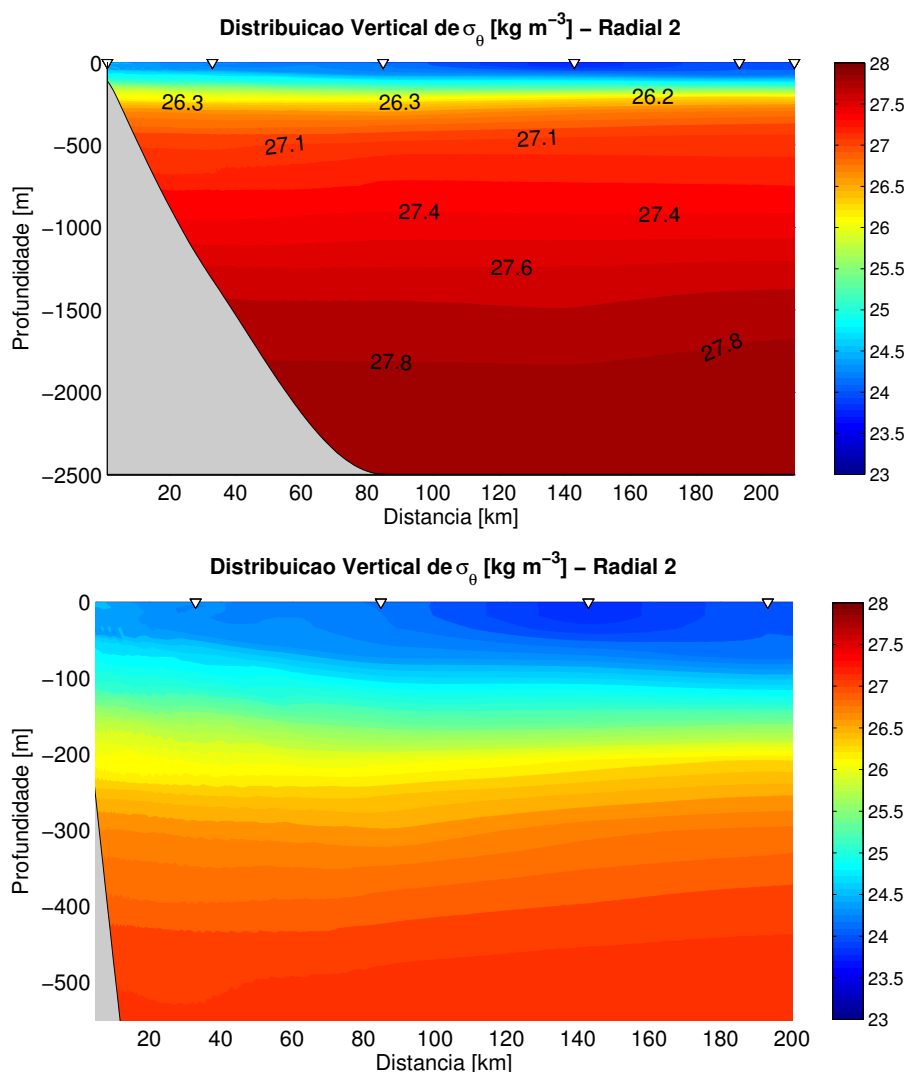


Figura 20: Pannel superior: distribuição vertical de  $\sigma_\theta$  para a radial 2 (Sistema SNB); pannel inferior: zoom para os primeiros 500 m.

Após a obtenção e interpretação da distribuição seccional de densidade para a radial que engloba o Sistema SNB, foi possível efetuar a simulação numérica. A grade seccional foi mostrada na Seção 3.3.2, assim como a avaliação de sua qualidade dinâmica, que foi considerada satisfatória. Seguindo o procedimento descrito na Seção 3.3.1, o primeiro passo foi escolher o número de dias de simulação, baseado na estabilização da energia cinética média ( $E_c$ ) durante o modo diagnóstico. As primeiras simulações foram feitas com um intervalo de 10 dias apenas no modo diagnóstico para que se pudesse observar em que dia a  $E_c$  estabilizaria. Uma vez alcançada essa estabilização o modelo foi posto no modo prognóstico, para que se pudesse ajustar o campo de massa e filtrar as ondas não geostróficas, tomando-se o cuidado para que não houvesse atenuação do sinal principal, já que não há forçantes externas. A Figura 21 mostra o número de dias ideal para a radial

2, com a evolução da energia cinética média com o tempo, mostrando o sucesso do experimento. Como se pode observar, o número de dias necessários no modo diagnóstico para que a energia se estabilizasse foi de 8 dias. O modo prognóstico foi conduzido durante mais 4 dias, permitindo uma filtragem dinâmica, totalizando 18 dias de simulação. Os parâmetros pertinentes ao modelo que foram utilizados para o experimento da radial 2 são sintetizados na Tabela 6.

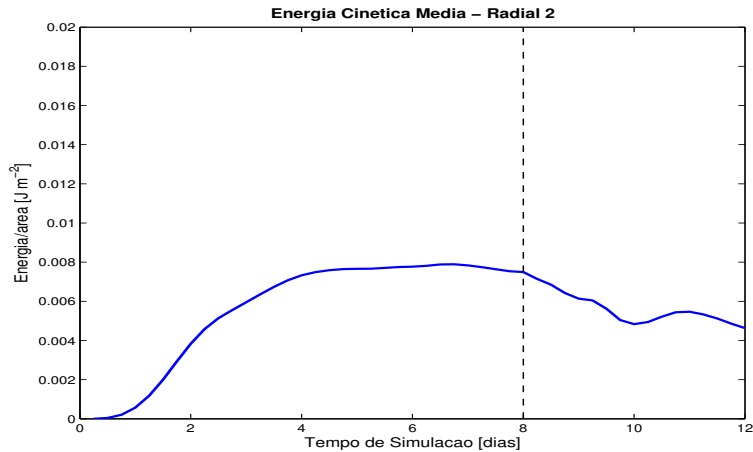


Figura 21: Evolução temporal da Energia Cinética média nas simulações do POMsec para a radial 2 (Sistema SNB).

Tabela 6: Parâmetros do POMsec utilizados nas simulações da radial 2.

Parâmetros	Valores
Grade Horizontal	459 níveis de 2/2 km
Grade Vertical	65 níveis $\sigma$
Extensão da <i>Buffer Zone</i>	50 % da grade horizontal
Coefficiente Cinemático de Viscosidade	$150 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$
Total de dias de Simulação	12 dias
Total de dias no modo diagnóstico	8 dias

## Resultados do POMsec

O resultado da simulação encontra-se na seção apresentada na Figura 22, juntamente com as superfícies isopicnais que definem as interfaces entre as massas de água, calculadas na Seção 4.1.

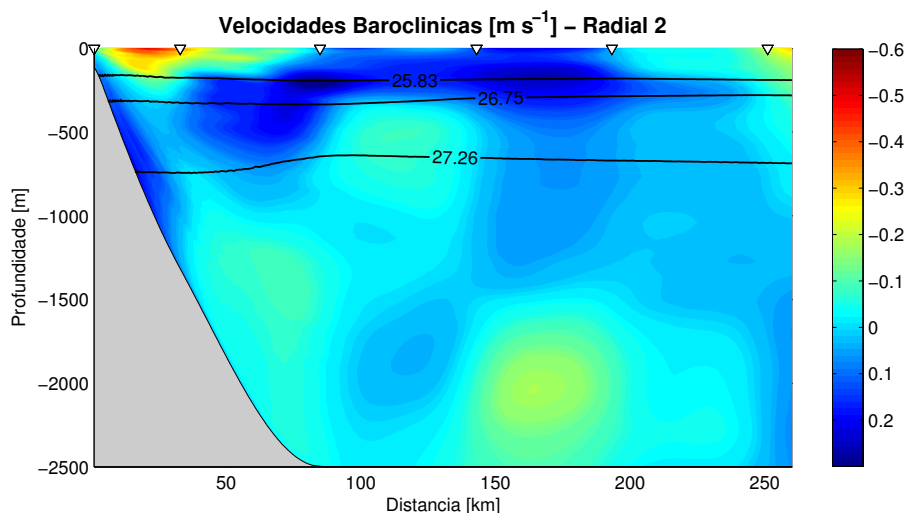


Figura 22: Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas: radial 2, Sistema SNB.

O fluxo da SNB aparece bem definido no campo, ele encontra-se com o núcleo em sub-superfície, nos entornos de 200 m, com velocidades máximas da ordem de  $34 \text{ cm s}^{-1}$ . Sua extensão vertical é de 600 m e extensão horizontal de 70-80 km, sendo que seu núcleo se encontra localizado a aproximadamente 75 km da costa, e flui em uma lâmina de água de 2500 m de profundidade. Em termos de posicionamento na seção hidrográfica, este fluxo da SNB aparece de forma bem semelhante aos resultados de *Silveira et al.* (1994) e *Stramma et al.* (1995), porém com velocidades máximas menos intensas, já que estes autores encontraram velocidades de  $50 \text{ cm s}^{-1}$  em mesma latitude. Porém, voltando a inspecionar a figura, observa-se um outro fluxo para norte mais ao largo, a aproximadamente 170 km da costa, com núcleo um pouco mais raso, a 170 m em média, e velocidades máximas da ordem de  $25 \text{ cm s}^{-1}$ . É possível especular, observando o mapa, que este fluxo está se fundindo ao fluxo da SNB, padrão que pode ser melhor observado através da Figura 23, que traz os vetores de velocidade baroclínica absoluta normais à radial hidrográfica na profundidade correspondente ao núcleo da SNB. Isto parece indicar um possível início do processo de formação da CNB. Porém, sob pena de não haver uma radial mais ao norte, não se pode afirmar nada conclusivo a este respeito. O transporte total para o norte estimado através destes dois fluxos é de 12,5 Sv. Como pode-se observar através das interfaces entre as massas de água, a SNB transporta para o norte essencialmente ACAS e AIA, conforme mostrado nos trabalhos de *Stramma & England* (1999) e *Silveira et al.* (2000), apresentados na Seção 1.

O outro fluxo principal que é válido destacar é a CCP, que aparece bem definida, transportando APAN para o sul, de acordo com os padrões de larga escala descritos por *Silveira et al.* (2000). Seu núcleo encontra-se em aproximadamente 2000 m de profundidade, e as velocidades máximas são da ordem de  $20 \text{ cm s}^{-1}$ . Os vetores horizontais de velocidade baroclínica normais ao transecto na profundidade correspondente ao núcleo da corrente estão representados na Figura 24. Ela flui afastada 180 km da costa e ocupa uma extensão vertical de 800 m de espessura. O valor de transporte encontrado foi de 6.7 Sv. A CCP flui mais profunda do que o nível picnoclínico estabelecido para a interface AIA-APAN, mostrando o que os padrões de larga escala de literatura afirmam, ou seja, a CCP transporta APAN para o sul ao largo da costa brasileira.

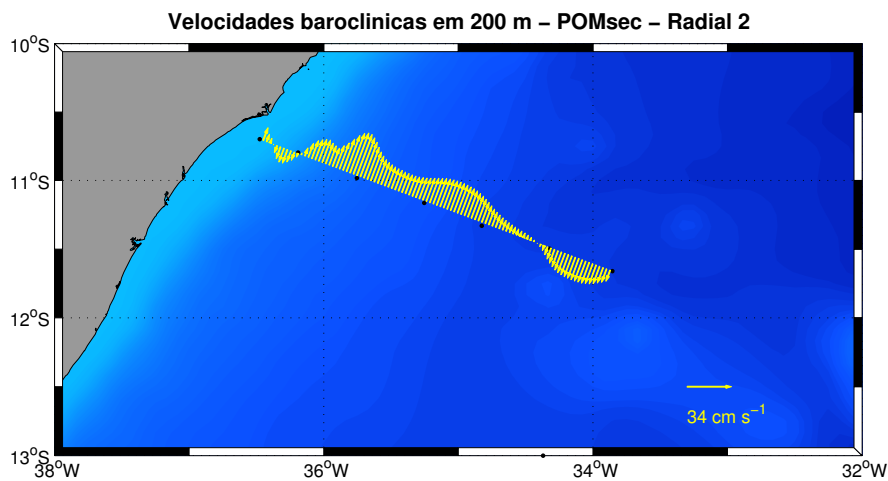


Figura 23: Vetores horizontais de velocidade baroclínica absoluta normais ao transecto, no nível de 200 m: radial 2, Sistema SNB.

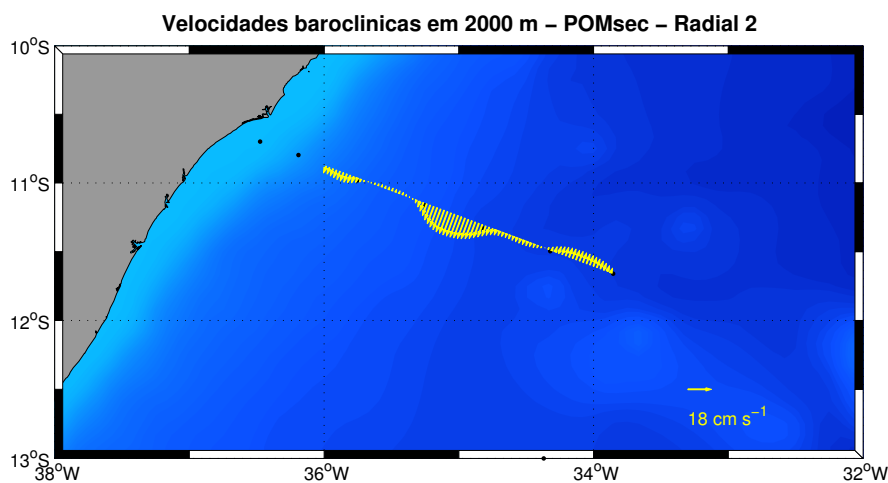


Figura 24: Vetores horizontais de velocidade baroclínica absoluta normais ao transecto, no nível de 2000 m: radial 2, Sistema SNB.

O fluxo para sul observado no extremo leste da seção é similar a feição descrita por



*Silveira et al.* (1994), que atribuiu o fluxo a um meandramento da Corrente Sul Equatorial (CSE). E o fluxo para sul, no extremo costeiro, é atribuído a um vórtice anticiclônico, é uma estrutura já observada anteriormente pelo mesmo autor na região.

## Resultados do Método Dinâmico

O Método Dinâmico Clássico foi aplicado inicialmente com o NR de 1000 m, que coincide com o adotado por *Silveira et al.* (1994) e o mais indicado até então referenciar o principal fluxo observado na simulação do POMsec: a SNB. O mapeamento vertical de velocidade relativa resultante deste cálculo é apresentado na Figura 25.

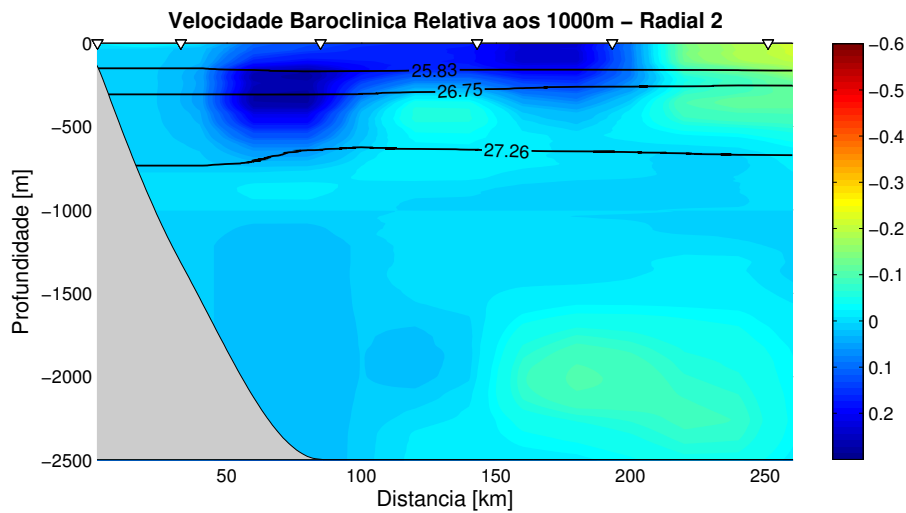


Figura 25: Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 1000 m: radial 2, Sistema SNB.

Através do uso deste NR, pode-se observar claramente a reprodução da SNB de forma bem semelhante à estrutura estimada pelo POMsec. Esta corrente tem velocidades máximas de  $25 \text{ cm s}^{-1}$ , núcleo em aproximadamente em 200 m, extensão horizontal de 70 km, 750 m de espessura vertical e dista 75 km da costa. Assim como no campo estimado pelo POMsec, apresenta um fluxo para o norte mais ao largo com as mesmas características. Em relação a SNB, a comparação foi favorável, mas no Método Dinâmico, as velocidades encontradas são um pouco menores, e por consequência, menor transporte total para o norte, que foi de 9 Sv apenas. A CCP também foi reproduzida, porém com o sinal bem mais fraco, com velocidades máximas da ordem de apenas  $10 \text{ cm s}^{-1}$ , no entanto sua extensão horizontal é maior, ocasionando o mesmo valor para o transporte:

6.7 Sv. O mesmo fluxo para sul, no extremo leste da seção atribuído a um meandramento da CSE foi encontrado nos cálculos do Método Dinâmico.

Em síntese, a distribuição de velocidades relativas se mostra favoravelmente comparável à de velocidades absolutas, com este NR de 1000 m. No entanto, o fluxo para o sul junto a costa não foi encontrado com o uso deste método, o que pode ser explicado pela extrapolação que se faz em águas rasas: o esquema de extrapolação de *Reid & Mantyla* (1976). Esta extrapolação possivelmente erodiu o gradiente baroclínico ali existente.

Uma forma mais tradicional de escolher o NR é tentar estabelecer uma conexão entre ele e a profundidade correspondente a superfície isopical que represente interface entre massas de água. No caso do presente sistema, o NR de 1000 m se aproxima da interface AIA-APAN, estimada em aproximadamente 800 m nas análises deste trabalho. Com isso, é interessante reproduzir os cálculos do Método Dinâmico para este NR de 800 m e verificar qualitativa e quantitativamente a semelhança entre estes e os resultados obtidos numericamente. Os resultados destes cálculos encontram-se mapeados na Figura 26.

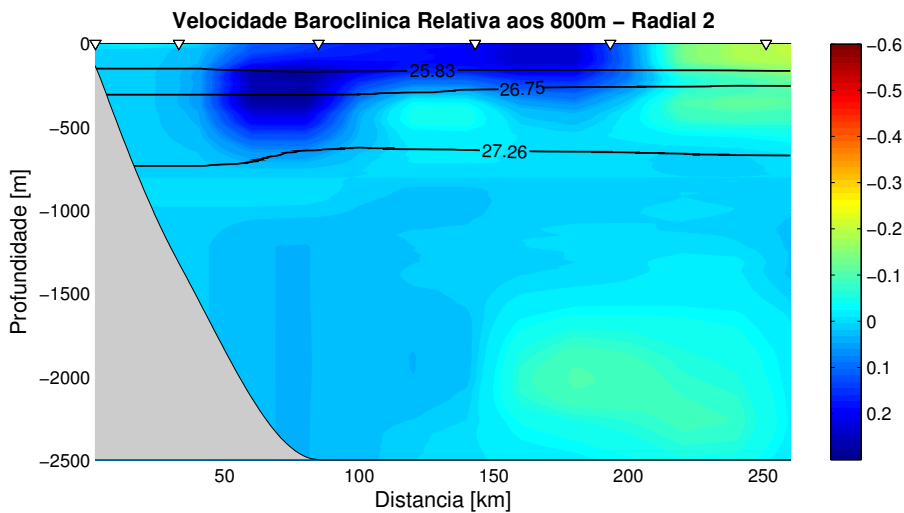


Figura 26: Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 800 m: radial 2, Sistema SNB.

Qualitativamente, o campo obtido é semelhante ao campo com NR de 1000 m, porém, as velocidades máximas da SNB atingiram  $28 \text{ cm s}^{-1}$ , se aproximando mais dos valores encontrados pelo POMsec, assim como o transporte de volume que passou a 10.2 Sv, ficando mais compatível também. A CCP se manteve com velocidades máximas da ordem de  $10 \text{ cm s}^{-1}$ , porém seu transporte caiu para 5.7 Sv. Mas sua estrutura espacial ficou mais semelhante à encontrada pela simulação numérica.

## Síntese dos resultados

Assumindo como mais eficiente a metodologia aplicada usando a versão seccional do POM para a estimativa de velocidades baroclínicas em uma seção hidrográfica, por não depender da escolha de um NR imposto e constante na seção, pode-se afirmar que, em meso-escala, para a ocasião da data de aquisição dos dados hidrográficos, a SNB se encontra bem definida e cortando a radial 2, com estrutura vertical semelhante a encontrada por autores que realizaram trabalhos na mesma latitude, tanto através de análise dinâmica quanto medidas diretas de velocidade. Contudo, as velocidades máximas e os transportes de volume foram menores do que os encontrados pelos autores, possivelmente por uma questão de orientação da corrente em relação a radial, já que as velocidades encontradas são as componentes normais. O fluxo da CCP foi satisfatoriamente amostrado, fluindo em profundidades que corroboram os padrões de larga escala apontados pelos principais autores que estudam a região.

Em relação ao Método Dinâmico, pôde-se concluir, que para a presente radial, o melhor NR utilizado foi aquele que coincidiu com a interface AIA-APAN, sugerindo que para esta região, este seja um bom critério para a estimativa do NR. A Tabela 7 resume quantitativamente os resultados aqui encontrados para o Sistema Sub-corrente Norte do Brasil, e os compara com os resultados dos principais trabalhos realizados na região.

Tabela 7: Síntese dos resultados obtidos para o Sistema SNB.

	SNB			CCP		
	Núcleo	Vmáx	Transp	Núcleo	Vmáx	Transp
POMsec	200m	34	12.5 Sv	2100m	20	6.7 Sv
MD-1000m	200m	25	9 Sv	2000m	10	6.7 Sv
MD-800m	200m	28	10.2 Sv	2000m	10	5.7 Sv
<i>Silveira et al. (1994)</i>	150m	50	23.7 Sv	-	-	-
<i>Stramma et al. (1995)</i>	200m	50	22 Sv	-	-	-

### 4.2.2 Sistema Corrente do Brasil

Já discutida a estrutura vertical do Sistema SNB, apresentemos então os resultados para o Sistema CB-CCI, residente ao sul da bifurcação de superfície da CSE, aonde espera-se encontrar a CB fluindo para sul e a CCI, para o norte. A principal expectativa a cerca

deste sistema é a investigação da direção de escoamento das massas de água AT, ACAS e AIA. Cabe lembrar neste momento, que não se tem informação a cerca da estrutura vertical do Sistema CB-CCI entre a latitude de bifurcação da CSE em nível de pinoquina ( $\approx 20^\circ\text{S}$ ) e em superfície ( $\approx 15^\circ\text{S}$ ), e esta radial (radial 13) encontra-se exatamente nesta lacuna. A expectativa é em relação ao escoamento da ACAS, que ainda não foi estimado em aspecto de meso-escala na região, e pode somar informação na localização mais precisa do sítio da bifurcação da CSE em nível picnoclínico. Apresentamos então, na Figura 27 o campo de massa mapeado para a radial 13, lembrando que este campo é o ponto de partida tanto para as simulações numéricas com o POMsec quanto para os cálculos do Método Dinâmico.

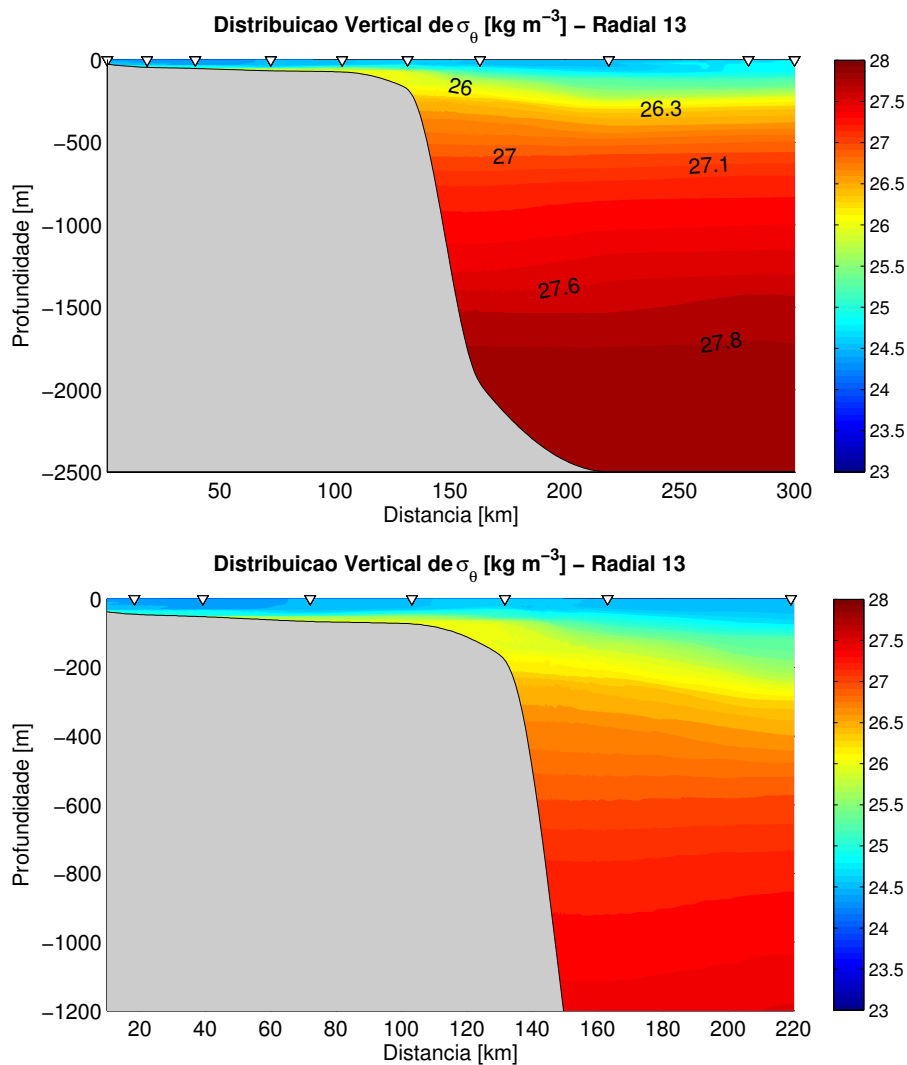


Figura 27: Painel superior: distribuição vertical de  $\sigma_\theta$  para a radial 13 (Sistema CB-CCI); painel inferior: zoom para os primeiros 1000 m.

A primeira estrutura que se destaca ao se analisar a Figura 27 é a evidente assinatura

do ajustamento baroclínico da CB, reconhecida pela inclinação das isopícnais no sentido costa - oceano aberto, nos primeiros 500 m de coluna de água. É também evidente a inversão desta inclinação entre 500 e 1200 m, apontando a presença da CCI. Passemos então ao mapeamento vertical de velocidades estimado através das simulações do POMsec.

Antes de apresentar o campo de velocidades baroclínicas absolutas, vale expor o sucesso da estabilização da energia cinética durante as simulações, como mostra a Figura 28. A estabilização foi atingida no sexto dia de simulação, e a partir daí, os campos termoahalinos puderam ser ajustados por quatro dias, no modo prognóstico, totalizando 10 dias de simulação. Os parâmetros pertinentes ao modelo que foram utilizados para o experimento da radial 13 são sintetizados na Tabela 8.

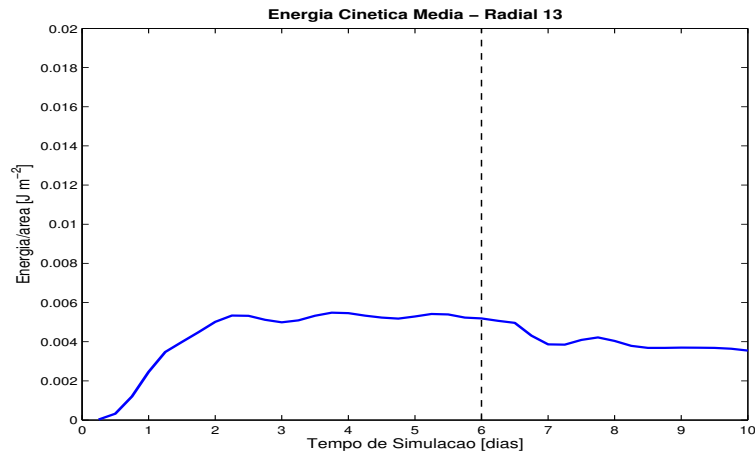


Figura 28: Evolução temporal da Energia Cinética média nas simulações do POMsec para a radial 13 (Sistema CB-CCI).

Tabela 8: Parâmetros do POMsec utilizados nas simulações da radial 13.

Parâmetros	Valores
Grade Horizontal	521 níveis de 2/2 km
Grade Vertical	65 níveis $\sigma$
Extensão da <i>Buffer Zone</i>	50 % da grade horizontal
Coefficiente Cinemático de Viscosidade	$150 m^2 s^{-1}$
Total de dias de Simulação	10 dias
Total de dias no modo diagnóstico	6 dias

## Resultados do POMsec

O resultado da simulação é a distribuição vertical de velocidades baroclínicas absolutas exposta na Figura 29, juntamente com as isopicnais correspondentes às interfaces entre as massas de água.

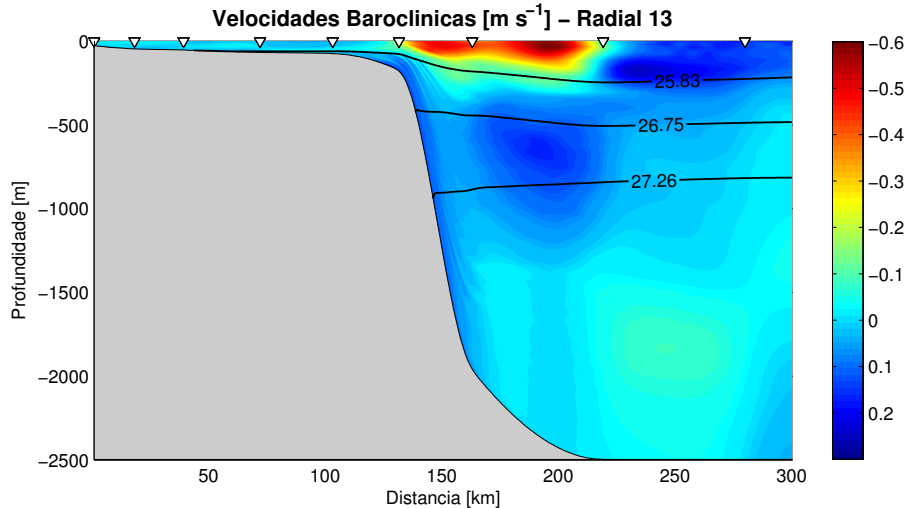


Figura 29: Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas: radial 13, Sistema CB-CCI.

O fluxo da CB aparece muito bem definido e raso, desde a superfície até 250-300 m de profundidade, com uma largura de aproximadamente 100 km. Seu núcleo, com velocidades máximas da ordem de  $60 \text{ cm s}^{-1}$ , flui a 190 km da costa sobre a isóbata de 2500 m. O transporte de volume total para sul encontrado foi de 5.1 Sv. Os únicos autores que estudaram a estrutura vertical da CB nesta região foram *Miranda & Castro* (1981). Os valores de velocidade por eles encontrados ( $72 \text{ cm s}^{-1}$ ) são superiores aos estimados aqui, assim como o transporte de volume (6.5 Sv). A Figura 30 mostra a distribuição horizontal de vetores de velocidade baroclínica normais à radial, trazendo a configuração de jato da CB e indicando que ela possivelmente está meandrando ao cruzar o transecto, uma vez que há um contra-fluxo em direção ao norte na porção mais oceânica da radial.

A CCI se mostrou fluindo logo abaixo da CB, se estendendo até 1300 m de profundidade, com 70 km de largura. Seu núcleo se localiza a aproximadamente 700 m de profundidade e tem velocidades máximas da ordem de  $25 \text{ cm s}^{-1}$ . O transporte de volume a ela associado foi estimado em 4.3 Sv. A CCI, nesta região, nunca foi amostrada, porém estes valores de velocidade são compatíveis com os de *Silveira et al.* (2004) para a região de  $23^\circ\text{S}$ . O jato para norte da CCI está representado horizontalmente na profundidade de seu núcleo, na Figura 31.

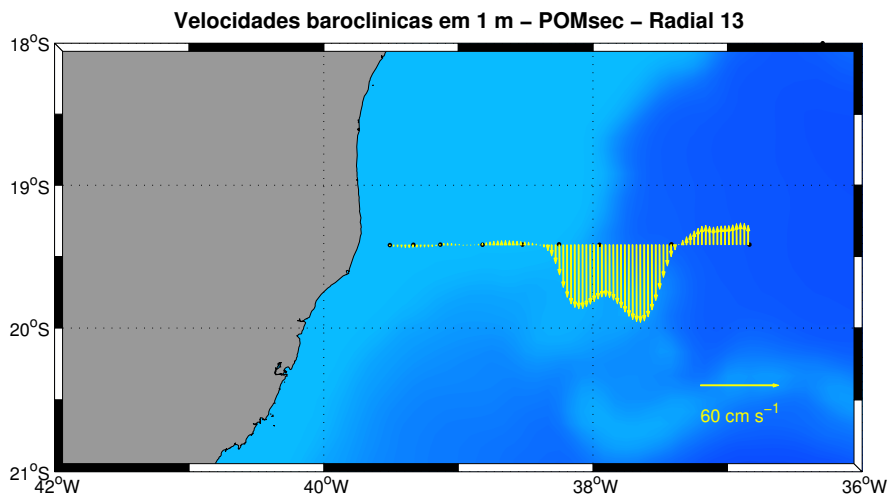


Figura 30: Vetores horizontais de velocidade baroclínica absoluta normais ao transecto, no nível de superfície: radial 13, Sistema CB-CCI.

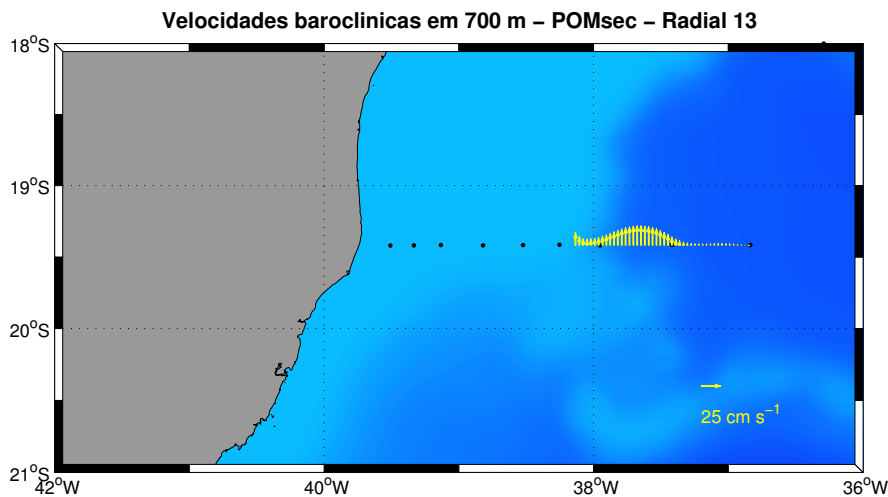


Figura 31: Vetores horizontais de velocidade baroclínica absoluta normais ao transecto, no nível de 700 m: radial 13, Sistema CB-CCI.

A CCP aparece na seção com um sinal bem fraco, fluindo em regiões de cerca de 2000 m de profundidade com velocidades da ordem de  $10 \text{ cm s}^{-1}$ .

## Resultados do Método Dinâmico

Para a aplicação do Método Dinâmico Clássico, nesta região só havia uma referência em literatura, que utilizou o NR de 470 m e contava com dados coletados por Garrafas de Nansen (*Miranda & Castro, 1981*). Estes autores estimaram a estrutura vertical apenas da CB. Este NR de 470 m é bem próximo a interface ACAS-AIA, que é muito utilizada na literatura para a aplicação do Método Dinâmico no Sistema CB-CCI em latitudes mais

ao sul. O nível de movimento nulo sugerido pelo campo de velocidades estimado através do POMsec é de 300 m em média, e este foi o primeiro a ser aplicado neste Sistema. Estes resultados são mostrados na Figura 32.

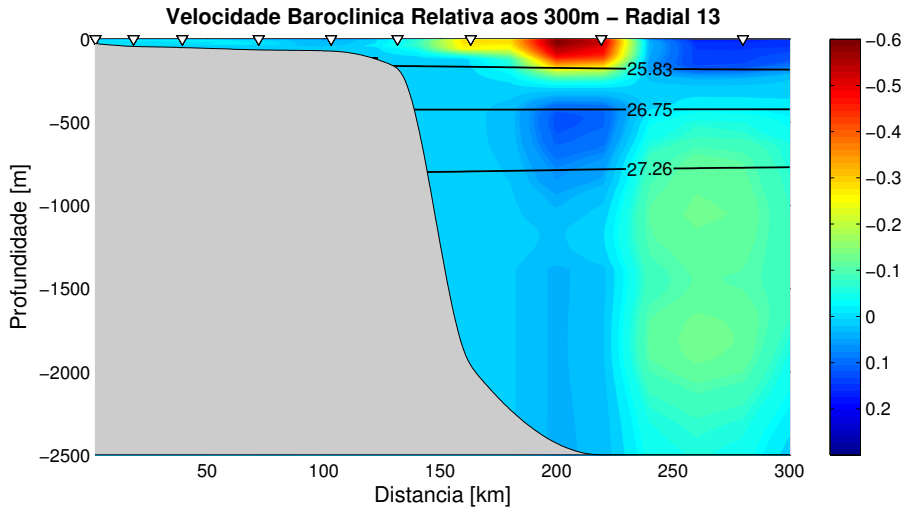


Figura 32: Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 300 m: radial 13, Sistema CB-CCI.

No aspecto das estruturas verticais de CB e CCI, os resultados do Método Dinâmico com NR de 300 m se mostram favoravelmente comparáveis aos resultados do POMsec. As velocidades máximas da CB ficaram em torno de  $60 \text{ cm s}^{-1}$  com um transporte total de 4.8 Sv para o sul, entretanto, estes valores são menores que os encontrados por *Miranda & Castro* (1981) ( $72 \text{ cm s}^{-1}$ ). A CCI foi um pouco atenuada em relação ao cenário obtido pelo POMsec, com velocidades máximas de  $16 \text{ cm s}^{-1}$  e transporte para o norte de apenas 1.5 Sv. Já a estrutura da CCP não foi adequadamente amostrada com o NR imposto, o que seria difícil, uma vez que a inversão nessa posição da seção hidrográfica parece ocorrer em torno de 1500 m, de acordo com a distribuição imposta pelo POMsec. Isso mostra a fragilidade do Método, a medida que uma de suas condições é o uso de um nível de movimento nulo **constante**.

Ao escolher o segundo NR, decidiu-se usar o nível imposto por *Miranda & Castro* (1981), ou seja, 470 m. Ao utilizar este NR, foi observada uma magnificação da estrutura vertical da CB, que atingiu valores de velocidade da ordem de  $72 \text{ cm s}^{-1}$ , exatamente os mesmos que os autores encontraram. O transporte da CB passou a 6.3 Sv, valor este também mais próximo ao obtido pelos autores (6.5 Sv). Entretanto, o uso deste NR ocultou completamente a presença da CCI, o que sugere a desvantagem do método clássico,



principalmente quanto a uma escolha equivocada do NR.

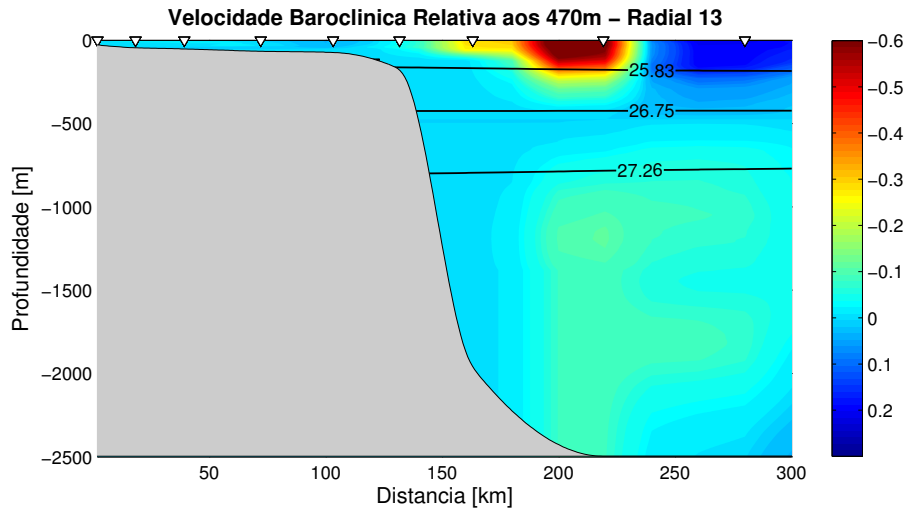


Figura 33: Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 470 m: radial 13, Sistema CB-CCI.

### Síntese dos resultados

A estrutura baroclínica deste sistema de correntes de contorno oeste, que reside entre a bifurcação de superfície e de piconclina da CSE é caracterizada pela presença de 3 principais correntes de contorno: a CB, fluindo em superfície, transportando cerca de 5 Sv, que levam AT e uma pequena porção da ACAS em direção ao sul; a CCI, que flui centrada em 700 m de profundidade, transportando 4.3 Sv essencialmente compostos por AIA e ACAS para o Norte, indicando provavelmente que em aspecto baroclínico esta latitude já está acima da bifurcação da CSE nestes níveis, corroborando as informações de literatura; e finalmente a CCP, que transporta a APAN para o sul em níveis profundos, como parte da circulação termohalina.

O confronto de metodologias, mostrou mais uma vez as limitações do Método Dinâmico por depender da escolha arbitrária de um NR constante na seção, principalmente em um padrão baroclinicamente complexo como o observado, com dois níveis de inversão na coluna de água. No caso do Sistema Corrente do Brasil, a CCP ficou particularmente mal amostrada em ambos os NRs utilizados. A Tabela 9 sintetiza os resultados encontrados neste trabalho e os compara com os resultados de *Miranda & Castro (1981)*.

Tabela 9: Síntese dos resultados obtidos para o Sistema CB-CCI.

	CB			CCI		
	Núcleo	Vmáx	Transp	Núcleo	Vmáx	Transp
POMsec	supf	60	5.1 Sv	700m	25	4.3 Sv
MD-300m	supf	60	4.8 Sv	700m	16	1.5 Sv
MD-470m	supf	72	6.3 Sv	-	-	-
<i>Miranda &amp; Castro (1981)</i>	supf	72	6.5 Sv	-	-	-

## 5 Considerações Finais

### 5.1 Sumário e Conclusões

Cabe agora, compilar de forma sintética os resultados mais importantes deste trabalho, ou seja, aqueles que nos ajudarão a responder as questões levantadas na Seção 1.4, os objetivos deste trabalho. O objetivo principal consistia em estabelecer a caracterização vertical dos sistemas de correntes de contorno oeste vigentes na costa brasileira em duas regiões dinamicamente diferentes no que tange a estrutura vertical de correntes. De acordo com os padrões de larga escala revisados na literatura, estas regiões são diferentes pois se localizam uma ao norte e outra ao sul de uma feição importante que divide e alimenta estes sistemas: a bifurcação da Corrente Sul Equatorial. Sabe-se também que esta bifurcação ocorre de maneira complexa, uma vez que ela migra para o sul à medida que há um ganho de profundidade na coluna de água, e que existe uma boa correlação entre as interfaces das principais massas de água da região e a localização longitudinal do eixo da feição, como foi revisado na Seção 1. Diante desta breve recapitulação, resumizamos os principais resultados aqui encontrados:

- O sinal da Corrente do Brasil não foi observado nos entornos de  $10^{\circ}\text{S}$ , mostrando que esta região já se encontra possivelmente ao norte do eixo principal da bifurcação de superfície da Corrente Sul Equatorial;
- A estrutura da Sub-corrente Norte do Brasil foi encontrada na região, e favoravelmente comparada aos principais autores que a descreveram anteriormente, tanto através de análise dinâmica quanto medidas diretas de velocidade;
- Ainda nos entornos de  $10^{\circ}\text{S}$ , encontrou-se um fluxo para norte que parece ser o ramo superior da CSE se fundindo ao fluxo principal da SNB, o que parece indicar uma possível fase de formação da Corrente Norte do Brasil (CNB);
- A região de  $19^{\circ}\text{S}$ , parece se localizar entre as zonas de bifurcação de superfície e picnoclina da CSE, uma vez que a CB na região tem extensão vertical e transportes menores do que em regiões mais ao sul e a análise de massas de água mostrou haver escoamento de ACAS em direção ao norte. Deve-se ressaltar que estamos considerando apenas a componente baroclínica nesta afirmação;

- A CCI parece então estar numa fase de transição, na qual o fluxo já começa a se localizar em porções mais rasas da coluna de água e possivelmente mais ao norte, já se "transformaria" em SNB através da adição de transporte da CSE em nível picnoclínico.

Finalizando, através da análise das duas regiões, percebe-se clara diferença no padrão baroclínico das estruturas verticais entre ambas, e analisando em conjunto os tópicos enumerados acima, podemos apontar que o eixo da bifurcação da CSE se encontra entre as duas regiões estudadas. E a região de 19°S parece ser um início de uma transição entre dois sistemas de corrente de contorno oeste dinamicamente diferentes.

## 5.2 Sugestões para Trabalhos Futuros

É evidente, após tomadas as conclusões deste estudo, a necessidade de investigações adicionais. Aqui ficam, então, sugestões para trabalhos futuros, com o objetivo de cada vez mais avançar no conhecimento científico a cerca da estrutura dinâmica das feições e sistemas vigentes em nossa região oceânica. Os principais estudos que se mostram necessários são:

1. Repetir a análise para o restante das radiais que integram o cruzeiro oceanográfico, assim como o uso de novos conjuntos de dados disponíveis na região.
2. Utilizar o mesmo conjunto de dados e outros novos para fazer mapeamentos horizontais de função de corrente geostrófica.
3. Conduzir uma análise dinâmica detalhada da estrutura baroclínica vertical em uma radial que se localize no centro da grade hidrográfica, buscando uma região de transição entre dois sistemas diferentes dinamicamente.
4. Repetir a análise feita em 3 para conjuntos de dados climatológicos.
5. Parametrização do sistema encontrado em 3, através do uso de um modelo analítico de feição de 3 camadas baroclínicas para permitir facilitar futura análise de instabilidade.

## Referências

- Blumberg, A. F. & M. G. L., 1987: A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. *American Geophysical Union*, **4**, 1 – 16.
- Boebel, O., C. Schmid, & W. Zenk, 1999: Kinematic elements of antarctic intermediate water in the western south atlantic. *Deep-Sea Research Part II - Topical Studies in Oceanography*, **46**(1-2), 355 – 392.
- Evans, D. L., S. R. Signorini, & L. B. Miranda, 1983: A note on the transport of the brazil current. *Journal of Physical Oceanography*, **13**(9), 1732 – 1738.
- Evans, D. L. & S. S. Signorini, 1985: Vertical structure structure of the brazil current. *Nature*, **315**(6014), 48 – 50.
- Ezer, T. & G. L. Mellor, 1997: Simulations of the atlantic ocean with a free surface sigma coordinate ocean model. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, **102**(C7), 15.647 – 15.657.
- Godoi, S. S. d., 2005: Dinâmica Quase-geostrófica do Sistema Corrente do Brasil no Embaiamento de São Paulo (23, 5° S - 27° S S). Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 133pp.
- Lima, J. A. M., 1997: Oceanic Circulation on the Brazil Current shelf break and slope at 22° S. Tese de Doutorado, University of New South Wales.
- Lima, R. A. F., 2001: Relatório de fim de comissão - oceano leste i. *Diretoria de Hidrografia e Navegação - Marinha do Brasil*.
- Mamayev, O. I., 1975: Temperature - salinity analysis of world ocean waters. *Co., Amsterdam*, 374pp.
- Mattos, R. A., 2003: Avaliação da geostrofia do sistema corrente do brasil ao largo de cabo frio (23). Monografia de Graduação.
- Mellor, E. L., 2004: A three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model. *Princeton University, NJ*(08544), 0710.

- Miranda, L. B. & B. M. Castro, 1981: Geostrophic flow conditions at 19° s. *Ciência Interamericana*, **22**(1-2), 44–48.
- Munk, W., 2003: 50 Years of Ocean Discovery: National Science Foundation 1950-2000 (2000), capítulo Achievements in Physical Oceanography, págs. 44 – 50. National Academy Press.
- Müller, T. J., Y. Ikeda, N. Zangenberg, & L. V. Nonato, 1998: Direct measurements of the western boundary currents between 20° s and 28° s. *Journal of Geophysical Research*, **103**(C3), 5429–5437.
- Reid, J. L. & A. W. Mantyla, 1976: The effect of geostrophic flow upon coastal sea elevations in the northern north pacific ocean. *Journal of Geophysical Research*, **81**(18), 3100 – 3110.
- Sandström, J. W. & B. Helland-Hansen, 1903: Über die berechnung von meeresströmungen. *Norwegian Fishery and Marine Investigations*, **2**(4).
- Shtokman, V. B., 1946: A theory of t-s curves as a method for studying the mixing of water masses in the sea. *J. Mar. Res.*, **6**(1), 1–24.
- Signorini, S. R., L. B. Miranda, D. L. Evans, M. R. Stevenson, & H. M. Inostroza, 1989: Corrente do brasil: estrutura térmica entre 19° s e 25° s e circulação geostrófica. *Boletim Instituto Oceanográfico*, **37**(1), 33–49.
- Silva, M. P., 1995: Caracterização físico-química das massas de água da bacia de Santos durante o projeto COROAS Verão e Inverno de 1993. Tese de Doutorado, IOUSP, São Paulo.
- Silveira, I. C. A., L. Calado, B. M. Castro, M. Cirano, J. A. M. Lima, & A. D. S. Mascarenhas, 2004: On the baroclinic structure of the brazil current-intermediate western boundary current system at 22° – 23° s. *Geophysical Research Letters*, **31**(14).
- Silveira, I. C. A., L. B. Miranda, & W. S. Brown, 1994: On the origins of the north brazil current. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, **99**(C11), 22.501 – 22.512.

- Silveira, I. C. A., A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. S. Godoy, & Y. Ikeda, 2000: A corrente do brasil ao largo da costa leste brasileira. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, **48**(2), 171–183.
- Stramma, L., 1991: Geostrophic transport of the south equatorial current in the atlantic. *Journal of Marine Research*, **49**(2), 281 – 294.
- Stramma, L. & M. England, 1999: On the water masses and mean circulation of the south atlantic ocean. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, **104**(C9), 20.863 – 20.883.
- Stramma, L., J. Fischer, & J. Reppin, 1995: The north brazil undercurrent. *Deep-Sea Research Part I - Oceanographic Research Papers*, **42**(5), 773 – 795.
- Stramma, L. & F. Schott, 1999: The mean flow field of the tropical atlantic ocean. *Deep-Sea Research Part II - Topical Studies in Oceanography*, **46**(1-2), 279 – 303.