

Juliana Albertoni de Miranda

O Sistema Corrente do Brasil em 19°S: Dados Históricos e Atuais

Monografia de Bacharelado apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia.

Orientador:

Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Siveira

São Paulo

Outubro de 2007

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO**

O Sistema Corrente do Brasil em 19°S: Dados Históricos e Atuais

Monografia de Bacharelado apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia.

Juliana Albertoni de Miranda

Aprovada em ___ / ___ / ___ por

Orientador: Prof. Dr.

Prof.(a.) Dr.(a.)

Prof.(a.) Dr.(a.)

**São Paulo
Outubro de 2007**

Sumário

Agradecimentos	iii
Resumo	v
Abstract	vi
Lista de Figuras	viii
Lista de Tabelas	ix
1 Introdução	1
1.1 Padrões de Circulação do Atlântico Sudoeste	2
1.2 O Sistema Corrente do Brasil - Sistema Subcorrente Norte do Brasil . .	4
2 Conjunto de Dados e Área de Estudo	6
2.1 Comissão Oceano Leste II	6
2.2 Expedição Vikindio	7
3 Objetivos	9
4 Metodologia	9
4.1 Tratamento Básico dos Dados de CTD	9
4.2 Interpolação dos Dados Discretos de Garrafas de Nansen	11
4.3 Velocidades Baroclínicas Absolutas - POMsec	12
4.3.1 Descrição do POMsec	12
4.3.2 Implementação do POMsec - as grades seccionais	15
4.4 Velocidades Baroclínicas Relativas - Método Dinâmico Clássico (MDC)	16
4.5 Cálculo do Transporte de Volume	17
4.6 Análise de Massas de Água	18
5 Resultados e Discussão	19
5.1 Comissão Oceano Leste II	19
5.1.1 Campos Termohalinos	19

5.1.2	Velocidades Baroclínicas pelo POMsec	23
5.1.3	Velocidades Baroclínicas pelo Método Dinâmico Clássico	25
5.1.4	Massas de Água	27
5.1.5	Discussão OEII	29
5.2	Expedição Vikindio	30
5.2.1	Campos Termohalinos	30
5.2.2	Velocidades Baroclínicas pelo POMsec	34
5.2.3	Velocidades Baroclínicas pelo Método Dinâmico Clássico	36
5.2.4	Massas de Água	39
5.2.5	Discussão Vikindio	41
6	Conclusões	42
	Referências Bibliográficas	45

Agradecimentos

Bem, difícil lembrar de todas as pessoas que fizeram parte desta etapa de minha vida em que o resultado final foi a elaboração deste desafiador documento. Foram muitas as pessoas que participaram de uma das melhores fases da minha vida, e que direta ou indiretamente, influenciaram o desenrolar das coisas.

Primeiramente, obrigada aos meus pais e minha irmã, pois não só estiveram comigo durante toda a minha vida, mas também me apoiaram na decisão de escolher a Oceanografia como profissão. Eles me incentivaram, compreenderam quando tinha que estudar até tarde na faculdade e vibraram com a minha ida a muitas viagens de campo e cruzeiros de pesquisa dos quais participei. Da mesma forma, foi muito bom receber o apoio e a vibração positiva dos meus avós, que sempre me falavam que o mar é muito misterioso e que passa boas energias. Simplesmente essas pessoas foram fundamentais pra mim e continuarão sendo, obrigada por serem parte disso tudo, sem vocês não sei como seria. Amo muito vocês família!

Obrigada ao meu orientador, que desde de o início, quando entrei no laboratório, acreditou em mim e que eu seria capaz de concluir com sucesso o trabalho que eu tinha um ano pra fazer. Boa parte do que eu fiz nesse novo estágio era novidade pra mim e, portanto, o desafio era grande. Obrigada mesmo por acreditar na sua mais nova aluna de mestrado! E lógico que não posso deixar de agradecer a todo o pessoal do laboratório, afinal, sem a ajuda deles eu não teria conseguido evoluir e finalizar minha missão. Valeu aos que ainda estão: Rafa (deu a maior força no meu trabalho, sentava comigo e me ensinava várias coisas), Leandro (ajudou também, o pouco tempo que convivemos trocamos muitas idéias, sobre trabalho, futuro, fofocas), Paquito (que também me tirou muitas dúvidas e foi meu companheiro de deriva), Sueli, Caio, André e Filipe. Valeu aos que tomaram novos rumos: Paulo e Hey Joe (deixaram saudades dos momentos violão depois do expediente), Saulo (sempre na dele, passando tranquilidade). Valeu mesmo, toda a galera sempre foi bem disposta a ajudar e é muito bom que exista esse companheirismo no laboratório.

Não posso deixar de agradecer às minhas queridas amigas! Nesses cinco anos de IO, fiz grandes amizades, amizades que acredito muito. Simplesmente ganhei novas

irmãs, que sei que serão parte da minha vida pra sempre. Foram muitas, amigas de rir, amigas de chorar, amigas de viajar, amigas de zueiras e festas, amigas pra tudo. Obrigada a todas!!! Amo vocês!!! E elas são: Zezinha, Giu, Nati, Catita, Ruth, Jussara, Ana, Marê, Mari, Karina, Jana, Lu, Paulinha. Passamos por muitas coisas juntas, experiências novas, desabafos, e nos divertimos muito!!!

E por último, obrigada a toda a galera da sala, turma dois, a "turminha do IO". Realmente foi uma turma muito boa, unida, que nunca vai ter igual. Todos se davam bem, éramos parecidos e sempre fomos elogiados né... Também passamos por muitas coisas legais juntos, desde viagens de campo até grupos de estudo nos finais de semana e madrugadas. Foi muito legal estar com vocês todos!!!

Um agradecimento especial à Marinha do Brasil e ao Prof. Dr. Luiz Bruner de Miranda pelos dados concedidos. E agradeço também à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo financiamento deste trabalho.

Fico feliz de encerrar esta etapa da minha vida assim, satisfeita com o que escolhi, feliz com o que vivi e empolgada pra seguir em frente. A pouco tempo atrás tive a certeza de que escolhi o caminho certo: conhecer cada vez mais o maior dos mistérios da Natureza - o Oceano. E foi por causa dele que conheci tanta gente legal, que foram e continuarão sendo importantes pra minha vida. Obrigada a todos vocês!!!

Resumo

No presente estudo investigamos a circulação oceânica de meso-escala no extremo oeste do Oceano Atlântico Sul Tropical baseados em dois conjuntos de dados distribuídos ao longo de 19°S. A área de estudo engloba o sistema de correntes de contorno oeste ao largo do Banco de Abrolhos, na margem continental leste brasileira, região que constitui uma lacuna importante de informações sobre a circulação do ponto de vista da meso-escala. Partimos da hipótese de que é um local de transição entre o Sistema Corrente do Brasil (CB) e o Sistema Subcorrente Norte do Brasil (SNB). O conjunto de dados termohalinos usado é composto por dois cruzeiros oceanográficos: a Expedição Vikindio, realizada pelo N. Oc. Prof. W. Besnard, onde foram utilizadas garrafas de Nansen, e a recente Comissão "Oceano Leste II", realizada pela Marinha do Brasil, onde foi utilizado o perfilador CTD. A ferramenta de análise se trata do Modelo Oceânico da Universidade de Princeton em sua versão seccional (POMsec). Esta consiste em modelagem numérica para obtenção de campos de velocidade baroclínica absoluta. É uma metodologia alternativa ao Método Dinâmico Clássico (MDC) e permitiu a investigação do padrão de escoamento da região. Adicionalmente, o MDC foi aplicado para comparação dos resultados. As duas radiais estudadas apresentaram padrões similares. Em ambas foi evidenciada a presença de uma feição anticiclônica associada à CB. O POMsec gera velocidades maiores quando comparadas ao MDC.

Descritores: Sistema Subcorrente Norte do Brasil, velocidade baroclínica, POMsec.

Abstract

In this study we aimed to investigate the meso-scale ocean circulation on the western-most part of Tropical South Atlantic Ocean based in two data sets at 19°S. The study area covers the site of the western boundary current system that flows offshore of Abrolhos Bank at Brazilian east continental margin. The area mentioned holds an important gap of information about the meso-scale features. We understand this is a transition region between Brazil Current System and North Brazil Undercurrent System. The data sets derive from two different oceanographic cruises : the "Vikindio Expedition" of N. Oc. Prof. W. Besnard, where Nansen bottles were used to obtain thermohaline data, and the recent "Oceano Leste II" Expedition of Brazilian Navy, where a CTD profiler were used. Both data sets are transects of hydrographic stations, perpendicular to the continental margin at 19°S. The analysis tool is the Princeton Ocean Model in its sectional version (POMsec). It is a numerical model that obtains absolute baroclinic velocity fields. It substitutes the Classical Dynamic Method and allowed us to investigate the flow patterns of the region. Additionally, the Classical Dynamic Method was applied for results intercomparison. Both hydrographic transects presented similar patterns. An anticyclonic feature, associated to Brazil Current, was observed in both cruises. We also noticed that the POMsec generates higher velocities when compared to the Classical Dynamic Method.

Descriptors: Brazil Under Current System, baroclinic velocity, POMsec.

Lista de Figuras

1	Área em estudo e a localização das radiais hidrográficas em aproximadamente 19°S.	6
2	Distribuição de pesos para os pontos adjacentes na janela móvel tipo “Hanning”, para as larguras de 5, 11 e 21 pontos.	11
3	Exemplificação de perfil de temperatura (esquerda) e salinidade (direita) antes (bruto) e depois do tratamento básico dos dados referentes a radial OEII.	20
4	Seção vertical de temperatura referente à radial OEII.	21
5	Seção vertical de salinidade referente à radial OEII.	22
6	Seção vertical de densidade potencial referente à radial OEII.	22
7	Grade de 65 níveis σ utilizada no POMsec (painel a esquerda) e com uma ampliação junto ao talude (painel a direita) para a radial OEII.	23
8	Energia cinética média, por unidade de área, em função do tempo. POMsec - radial OEII.	24
9	Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas obtidas com o POMsec para a radial OEII. Os triângulos na superfície indicam a localização das estações.	25
10	Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 1000 m obtidas através do MDC para a radial OEII.	26
11	Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 480 m obtidas através do MDC para a radial OEII.	26
12	Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 350 m obtidas através do MDC para a radial OEII.	27
13	Velocidades baroclínicas absolutas com as interfaces das massas de água para a radial OEII.	28
14	Velocidades baroclínicas relativas a 1000 m com as interfaces das massas de água para a radial OEII.	29
15	Exemplificação de perfis de temperatura e salinidade após a interpolação dos dados discretos referentes à estação 100 da radial Vikindio.	31
16	Seção vertical de temperatura referente à radial Vikindio.	32
17	Seção vertical de salinidade referente à radial Vikindio.	33

18	Seção vertical de densidade referente à radial Vikindio.	33
19	Grade de 65 níveis σ utilizada no POMsec (painel a esquerda) e com uma ampliação junto ao talude (painel a direita) para a radial Vikindio.	34
20	Energia cinética média, por unidade de área, em função do tempo. POMsec - radial Vikindio.	35
21	Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas obtidas com o POMsec para a radial Vikindio. Os triângulos na superfície indicam a localização das estações.	36
22	Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 1000 m obtidas através do MDC para a radial Vikindio.	38
23	Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 480 m obtidas através do MDC para a radial Vikindio.	38
24	Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 350 m obtidas através do MDC para a radial Vikindio.	39
25	Velocidades baroclínicas absolutas com as interfaces das massas de água para a radial Vikindio.	40
26	Velocidades baroclínicas relativas a 1000 m com as interfaces das massas de água para a radial Vikindio.	40

Lista de Tabelas

1	Informações referentes à radial OEII	7
2	Informações referentes à radial Vikindio	8
3	Termos utilizados no POMsec e seus significados (de acordo com <i>Blum-berg & Mellor</i> [1987]).	15
4	Valores das isopicnais representando as interfaces entre as massas de água presentes no Oceano Atlântico Sudoeste, de acordo com <i>Memery et al.</i> [2000].	19
5	Síntese dos resultados obtidos para a radial OEII (em $m s^{-1}$). CF é o contra-fluxo associado à CB.	30
6	Síntese dos resultados obtidos para a radial Vikindio (em $m s^{-1}$). CF é o contra-fluxo associado a CB.	42

1 Introdução

A Oceanografia, apesar de ser uma ciência nova, tem evoluído suas técnicas de coleta de dados para estudar os oceanos. Após o marco inicial da oceanografia moderna, entre 1872 e 1876, com a *Challenger Deep-Sea Expedition*, novas metodologias foram criadas para coletar informações dos oceanos. As garrafas de Nansen foram desenvolvidas por Fridtjof Nansen após a expedição realizada entre 1893 e 1896 à região ártica com o navio norueguês Fram liderado por ele, devido à necessidade de efetuar medições mais precisas de salinidade e temperatura (parâmetros abióticos básicos da água do mar). Dados coletados por este método centenário de amostragem ainda são utilizados e encontrados em bancos de dados oceanográficos, e são de grande importância na elaboração de climatologias hidrográficas. A partir da década de 70, uma nova tecnologia foi desenvolvida para obtenção dos principais parâmetros da água do mar: o já conhecido perfilador CTD (*Conductivity-Temperature-Depth*). Este equipamento mede temperatura, pressão e condutividade da água do mar continuamente ao longo da profundidade, e a salinidade é determinada a partir deste último parâmetro.

Atualmente, a oceanografia física de ponta utiliza, além de vários outros equipamentos modernos, o perfilador CTD para estudar fenômenos físicos nos oceanos. A amostragem vertical contínua possibilita a obtenção de dados numa resolução bastante alta, o que viabiliza o estudo de fenômenos de diversas escalas e exclui a necessidade de se efetuar interpolações. Porém, muitas das informações acerca de fenômenos oceanográficos conhecidos provêm de dados históricos. Esses dados, obtidos pelas garrafas de Nansen, apesar de amostragem de natureza discreta, são de grande valia para a oceanografia até hoje.

Sob este ponto de vista, faz-se interessante avaliar o comportamento do sistema de correntes ao largo da costa brasileira, procurando elucidar possíveis diferenças ou similaridades entre dados discretos e contínuos existentes para a mesma radial hidrográfica. Ou seja, dois conjuntos de dados (discretos e contínuos) são submetidos a mesma ferramenta de análise (modelagem numérica) para investigarmos a circulação oceânica de meso-escala no extremo oeste do Oceano Atlântico Sul Tropical (costa

leste do Brasil), região que se constitui numa lacuna importante de informações a cerca do sistema de correntes de contorno. Assim, inicialmente, faz-se importante uma descrição dos padrões de grande-escala da região, dos quais as correntes de contorno oeste são componentes. Tal descrição é apresentada a seguir.

1.1 Padrões de Circulação do Atlântico Sudoeste

O Atlântico Sul é caracterizado por um grande giro de circulação superficial, centrado em latitudes subtropicais, delimitado ao norte pela Corrente Sul Equatorial (CSE) e ao sul pela Corrente do Atlântico Sul (CAS). O chamado Giro Subtropical se completa no lado oeste pela Corrente do Brasil (CB), que flui para sul junto à costa, e no lado leste pela Corrente de Benguela, que flui para norte, contornando a costa da África. A CSE flui de leste para oeste e tem uma estrutura complexa formada por vários ramos entre as latitudes de 15°S e 2°N [Silveira *et al.*, 2000]. De acordo com Stramma [1991], em aproximadamente 15°S, seu ramo mais austral bifurca-se, dando origem a duas correntes de contorno oeste. Uma destas correntes origina a Corrente Norte do Brasil (CNB), que flui para norte junto à costa, como constatado por Silveira *et al.* [1994]. O outro ramo forma a CB, que segundo Stramma & England [1999] flui para sul em superfície contornando o talude continental brasileiro até 38°S. Em torno desta latitude, conflui com a Corrente das Malvinas e se separa da costa formando a CAS.

Segundo Silveira *et al.* [2000], a estrutura vertical de massas de água na região do Giro Subtropical do Atlântico Sul é composta, nos primeiros três quilômetros, por Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Circumpolar Superior (ACS) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). Na região da camada de mistura do giro (primeiros 200 m), encontra-se somente uma massa de água quente e salina, a 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. Stramma & England [1999] define como índices termohalinos da AT temperaturas maiores que 20°C e salinidades superiores a 36, características atribuídas à intensa radiação solar e à alta evaporação associada à baixa precipitação, fenômenos comuns

na região.

Em níveis picnoclínicos, abaixo da camada de mistura, encontra-se o domínio da ACAS e o giro se dá de maneira diferente, onde passa a ter seu limite norte em 20°S. A ACAS se forma na região onde a CB e a Corrente das Malvinas (CM) se encontram, na Convergência Subtropical, através de processos de mistura e de grande turbulência vertical (*Tomczak & Godfrey [2003]*). Assim, a ACAS se origina por subsidência de água e flui em profundidades de isopícnais adequadas ao seu ajustamento hidrostático, seu escoamento se dá em níveis picnoclínicos junto com a CAS. Acaba por acompanhar o giro até atingir a costa do Brasil, acompanhando o ramo sul da CSE. Em termos de grande-escala isso ocorre em aproximadamente 20°S. Porém, do ponto de vista da meso-escala o local onde a bifurcação ocorre ainda é incerto. *Tomczak & Godfrey [2003]* afirmam que parte da ACAS tem origem no Oceano Índico, pois a Água Central do Índico pode ser trazida pela Retroflexão da Corrente das Agulhas. Temperaturas entre 6°C e 20°C e salinidades entre 34,6 e 36,0 são os valores extremos da ACAS. Esta massa de água encontra-se aproximadamente entre 300 m e 500 m nos trópicos, atingindo 600 m nos subtropicais, no lado oeste da bacia do Atlântico [*Stramma & England, 1999*]. Abaixo da ACAS, em latitudes tropicais, encontra-se a Água Intermediária Antártica (AIA) entre 600 m e 1200 m de profundidade. Esta tem sua origem na parte superficial da Corrente Circumpolar, especialmente na região da Passagem de Drake e Corrente das Malvinas, e flui para norte até regiões equatoriais [*Stramma & England, 1999*]. Ela é caracterizada por um máximo de oxigênio e um mínimo de salinidade, este encontrado na isopícnal de 27,3 próximo ao Equador [*Tsuchiya, 1989*]. A AIA, a qual é parte da camada intermediária do Giro Subtropical, atinge a costa brasileira na latitude aproximada de 26°S, e passa a alimentar Corrente de Contorno Intermediária (CCI). Em grandes profundidades, abaixo da AIA, encontra-se a ACS fluindo para norte em 1200 m de profundidade e se estendendo até norte de 22°S. Abaixo dela, a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), que flui para sul predominantemente pelo lado oeste da bacia do Atlântico, localiza-se entre 1200 m e 3900 m nos trópicos e entre 1700 m e 3500 m nos subtropicais. Segundo *Peterson & Stramma [1991]*, a isopícnal de 32,15 separa a ACS da APAN nas regiões tropicais; nos subtropicais a isopícnal de 36,9 melhor define essa fronteira.

1.2 O Sistema Corrente do Brasil - Sistema Subcorrente Norte do Brasil

A Corrente do Brasil fecha o contorno oeste do Giro Subtropical do Atlântico Sul, como explicado anteriormente. Ao longo da costa sudeste brasileira, a CB transporta AT e ACAS e abaixo dela, em níveis picnoclínicos, flui outra corrente de contorno de sentido oposto, conhecida como Corrente de Contorno Intermediária (CCI), que transporta AIA. Este padrão de circulação é conhecido como “Sistema Corrente do Brasil” ou “Sistema CB/CCI” [Godoi, 2005]. A costa brasileira é o único local do oceano mundial onde tal padrão de circulação foi observado até o momento. Da mesma forma que a CB, ainda não se sabe ao certo o ponto de origem da CCI. Porém, existem evidências da AIA fluindo para sul na região da Baía de Santos, em 30°S [Boebel *et al.* [1999] e AIA fluindo para norte em 25°S [Müller *et al.*, 1998].

Ao norte de 20°S, costa leste do Brasil, a CB começa a ficar mais rasa, recebendo contribuição somente da camada superficial do giro. Em níveis picnoclínicos, é nessa região que ocorre a bifurcação do ramo sul da CSE, onde parte flui para norte, compondo com a Subcorrente Norte do Brasil (SNB) para então formar o Sistema SNB. A outra parte flui para sul, espessando verticalmente o fluxo da CB na região do Embaiamento do Espírito Santo. Segundo [Silveira *et al.* [2000], em profundidades maiores que 2000 m encontra-se a Corrente de Contorno Profunda (CCP), fluindo para sul, transportando APAN.

[Silveira *et al.* [1994] e [Stramma *et al.* [1995] estudaram o Sistema SNB e indicaram que este se origina aproximadamente em 19°-20°S, porém em termos de meso-escala este ponto não foi definido. O Sistema CB/CCI tem seu limite norte em aproximadamente 19°S, em função da presença dos Bancos de Abrolhos e Cadeia Vitória-Trindade. Nas latitudes acima destas feições topográficas, a CB transporta basicamente AT para sul e a SNB transporta ACAS, AIA e ACS para norte.

A investigação do escoamento geostrófico associado ao sistema de correntes de contorno oeste da costa brasileira foi realizado por diferentes métodos e abordagens e se concentram principalmente nas regiões ao longo da costa dos Estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Espírito Santo. Já a região da costa leste brasileira carece de

informações no que diz respeito à circulação de meso-escala. *Silva* [1957] investigou as características gerais da circulação oceânica entre Salvador e Cabo de São Tomé (13° a 22°S) e reportou a influência topográfica dos Bancos de Vitória na CB. *Emilsson* [1961] descreveu as condições de escoamento da CB através dos bancos da região de Abrolhos, inferindo que esta corrente é desviada para leste e que sua estratificação é perturbada devido à subida de águas de grandes profundidades para a superfície.

Miranda & Castro [1981] estimaram a estrutura vertical da CB para uma radial hidrográfica em 19°S, utilizando dados de garrafa de Nansen e o Método Dinâmico Clássico em coordenadas isanostéricas. Usando o nível de movimento nulo de 480 m, inferiram velocidades máximas de 0,72 m s⁻¹ associadas a um transporte de 6,5 Sv ($1Sv = 10^6 m^3 s^{-1}$), onde 50% do seu fluxo ocorre acima de 200 m de profundidade. Obtiveram também a largura de 74 km para a CB. Já *Signorini et al.* [1989] encontraram velocidades de 0,30 a 0,40 m s⁻¹ em superfície na região de Cabo Frio, relativamente a 500 m de profundidade.

A região ao norte de 20°S se faz importante, pois divide o Sistema CB/CCI do Sistema SNB, mas ainda não se sabe ao certo o local onde ocorre essa mudança. Especificamente, o trabalho de *Miranda & Castro* [1981] se destaca por ter usado cálculo geostrófico. A metodologia proposta por *Silveira et al.* [2004] usando o POMsec torna o cálculo de velocidades baroclínicas independente desta forte limitação do método dinâmico -a escolha do nível de referência- e ainda permite uma filtragem dinâmica de ruídos ageostróficos, como ondas inerciais. Na mesma região investigada por *Miranda & Castro* [1981], *Soutelino* [2005] apresentou resultados obtidos através deste modelo numérico, usando dados de CTD obtidos pela recente Comissão Oceano Leste I (dezembro de 2001). Obteve velocidade máxima para a CB de 0,60 m s⁻¹, com núcleo em superfície, associada a um transporte de 5,1 Sv. O nível de referência encontrado no modelo foi de 300 m. Quanto a SNB, *Soutelino* [2005] observou-a fluindo para norte, com velocidade máxima de 0,25 m s⁻¹ e núcleo em 700 m, associada a um transporte de 4,3 Sv.

2 Conjunto de Dados e Área de Estudo

Nesta seção foram descritos os dois conjuntos de dados utilizados nesse trabalho, assim como a especificação da área de estudo.

Conforme mencionado anteriormente, a área de estudo se situa na porção oceânica da costa leste do Brasil e abrange duas radiais hidrográficas perpendiculares ao talude continental na latitude aproximada de 19°S, adjacentes ao Banco de Abrolhos, sul do estado da Bahia. Nessa região, que engloba os Sistemas CB e SNB, a plataforma continental atinge 200 km de largura e é caracterizada por bancos nas porções mais externas, estes cercados por profundidades maiores que 3000 m. A Figura 1 esquematiza a região de estudo e indica a localização das duas radiais hidrográficas que foram analisadas.

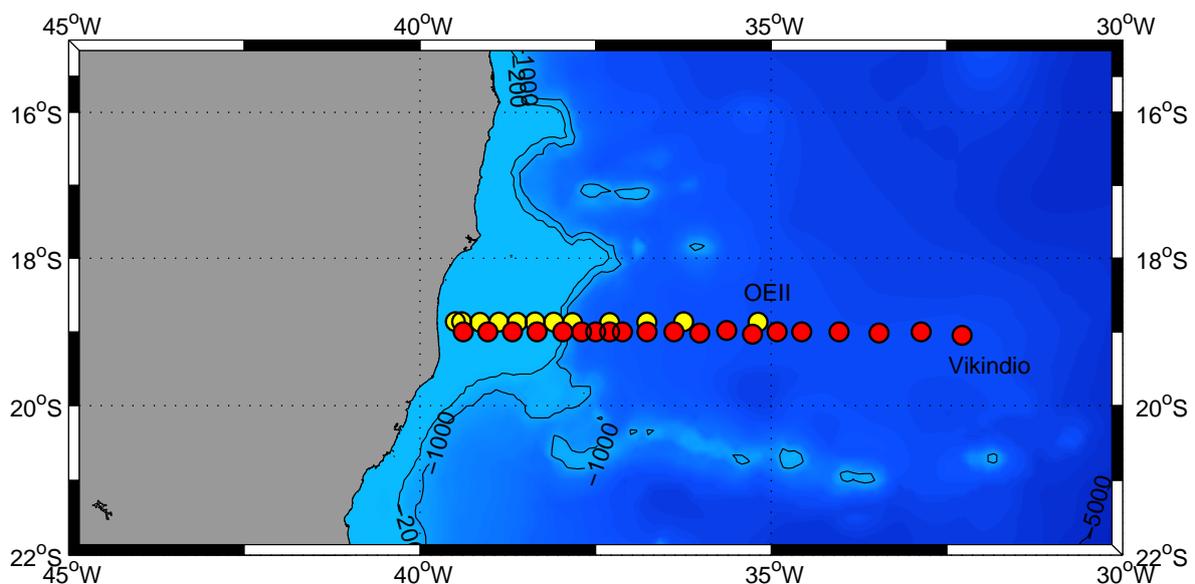


Figura 1: Área em estudo e a localização das radiais hidrográficas em aproximadamente 19°S.

2.1 Comissão Oceano Leste II

Os dados hidrográficos utilizados nas análises deste trabalho são provenientes de perfilagens de CTD efetuadas durante a Comissão Oceano Leste II (OEII), realizada pelo N. Oc. 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 e foi realizada em 2005. O modelo do CTD utilizado para a amostragem foi um *Sea Bird SBE 9* com frequência de amostragem de 24 Hz *Faria* [2005]. 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 perfilagens de temperatura e salinidade, sendo que os dados utilizados nas análises foram os obtidos durante a fase de descida do CTD. Na Tabela 1 apresentamos as informações referentes às estações que compõem a radial OEII.

Tabela 1: Informações referentes à radial OEII

Estação	Latitude (S)	Longitude (W)	Profundidade (m)
91	18°51,78'	39°29,78'	25
92	18°51,77'	39°24,36'	30
93	18°52,22'	39°08,72'	42
94	18°52,12'	38°52,54'	41
95	18°52,24'	38°36,97'	63
96	18°51,91'	38°21,59'	54
97	18°52,17'	38°05,64'	44
98	18°52,41'	37°49,73'	1031
99	18°52,37'	37°18,05'	3488
100	18°52,18'	36°46,18'	3732
101	18°51,79'	36°14,79'	3869
102	18°52,10'	35°11,26'	4100

2.2 Expedição Vikindio

Este conjunto de dados hidrográficos clássicos se refere à primeira expedição científica em costa brasileira do N. Oc. Prof. W. Besnard, pertencente ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. A expedição foi realizada entre setembro e outubro de 1967 e a coleta dos dados referentes à radial 19°S foi efetuada entre

24 e 26 de setembro. As medidas e amostras de água foram obtidas usando garrafas de Nansen e termômetros de reversão. A salinidade foi estimada por um *Salinômetro Indutivo Auto Lab*. As medidas de razão de condutividade foram convertidas em salinidade usando as Tabelas Oceanográficas Internacionais *Unesco & NIO* [1966]. Os dados desta expedição foram analisados por *Miranda & Castro* [1981]. Tais dados, já tratados, foram gentilmente cedidos pelo Prof. Dr. Luiz Bruner de Miranda (IOUSP).

Tabela 2: Informações referentes à radial Vikindio

Estação	Latitude (S)	Longitude (W)	Profundidade (m)
93	19°0,0'	39°23,0'	32
94	19°0,0'	39°02,0'	28
95	19°0,0'	38°41,0'	32
96	19°0,0'	38°20,0'	35
97	19°0,0'	37°58,0'	58
98	19°0,0'	37°42,0'	3560
99	19°0,0'	37°30,0'	3670
100	19°0,0'	37°18,0'	3730
101	19°0,0'	37°07,0'	3820
102	19°0,0'	36°46,0'	3960
103	19°0,0'	36°23,0'	4080
104	19°0,0'	36°01,0'	4180
105	18°59,0'	35°38,0'	4250
106	19°2,0'	35°16,0'	4350
107	19°0,0'	34°55,0'	4420
108	19°0,0'	34°34,0'	4440
109	19°0,0'	34°02,0'	4500
110	19°1,0'	33°28,0'	4480
111	19°0,0'	32°52,0'	4370
112	19°3,0'	32°17,0'	4460

3 Objetivos

Este trabalho pretende aplicar modelagem numérica como ferramenta de análise para obtenção de campos de velocidade baroclínica absoluta a partir de dados de natureza quase-sinótica coletados na costa leste brasileira. O trabalho consistiu na análise de dados hidrográficos tanto de CTD como de garrafas de Nansen. Foi reanalisada, usando o POMsec, a mesma radial hidrográfica examinada por *Miranda & Castro* [1981] em 19°S. Adicionalmente, também foram utilizados dados oriundos da recente Comissão Oceano Leste II na mesma latitude.

Em termos de objetivos específicos, pretendemos:

- Estimar a estrutura vertical de massa e de velocidades geostróficas baroclínicas através de modelagem numérica seguindo a metodologia de *Silveira et al.* [2004];
- Comparar velocidades geostróficas geradas numericamente com aquelas obtidas pelo Método Dinâmico Clássico (em coordenadas isobáricas);
- Traçar a distribuição de massas de água referente às radiais em estudo, baseando-se nas isopicnais de *Memery et al.* [2000].
- Comparar os resultados obtidos por este trabalho com aqueles da literatura;

4 Metodologia

4.1 Tratamento Básico dos Dados de CTD

Antes da análise oceanográfica propriamente dita, os dados hidrográficos oriundos de CTD 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 a radial OEII, de acordo com *Mattos* [2003], em três pequenos processos que serão descritos a seguir.

- **Eliminação de Picos**

Dados espúrios (*spikes*) podem ser gerados devido a falhas de comunicação entre os sensores e a unidade de controle do CTD e devem ser eliminados. Esta eliminação se dá pela aplicação de um filtro simples que descarta qualquer valor maior ou menor três vezes ou mais o desvio padrão do trecho de 10 m de coluna de água que a envolve. Os valores de temperatura e salinidade que estiveram dentro destas condições foram substituídos pelos valores da profundidade imediatamente acima. Sendo assim, todos os spikes foram removidos com sucesso.

- **Média em Caixas**

Após a remoção dos *spikes*, os dados foram equi-espaciaados verticalmente para permitir um tratamento numérico mais adequado. Uma vez que a frequência amostral do equipamento é constante, mas sua velocidade de perfilagem não é, o intervalo de profundidade em que os dados são coletados não é uniforme e, além disso, os dados coletados são muitas vezes fracionários. Para deixá-los uniformes, escolhemos realizar o processo de média em caixas. Neste tratamento, para cada valor inteiro de profundidade, fez-se uma média com todos os valores do parâmetro que estivessem dentro do intervalo da caixa estabelecida. Escolheu-se promediar os dados em caixas de 1 m.

- **Filtragem por Janela Móvel**

Objetivando eliminar ainda mais os ruídos e obter perfis verticais mais suaves dos parâmetros, o tratamento por Janela Móvel foi aplicado aos dados. O processo constitui em substituir cada amostra por uma média ponderada envolvendo amostras subjacentes e sobrejacentes, onde o peso maior é atribuído ao valor central. O tamanho da janela variou de acordo com o interesse e a camada em questão. Em camadas mais rasas, onde as propriedades variam mais rápido verticalmente, a janela foi pequena, pois do contrário poderia filtrar gradientes importantes para a análise dinâmica. Já em camadas mais profundas, foi possível utilizar janelas maiores, sem comprometer a realidade dos dados, já que não existem variações significativas das propriedades. No processo, aplicamos uma janela de 5 pontos para a camada de mistura (primeiros 100 m), uma de 11

pontos para a região da termoclina (entre 100 e 500 m) e uma de 21 para a camada de fundo (profundidades maiores que 500 m). O tipo de janela utilizada foi a “Hanning”, onde a distribuição dos pesos atribuídos às medidas adjacentes obedece a uma curva do tipo gaussiana, como mostra a Figura 2, em que apresentamos um exemplo da curva de janelas com extensão de 5, 11 e 21 pontos.

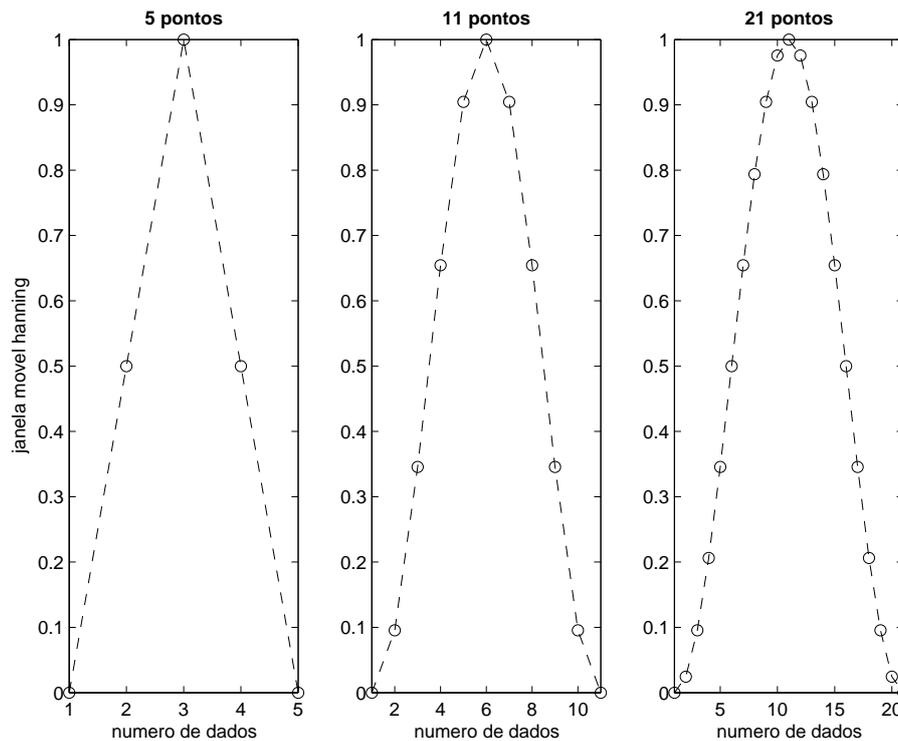


Figura 2: Distribuição de pesos para os pontos adjacentes na janela móvel tipo “Hanning”, para as larguras de 5, 11 e 21 pontos.

4.2 Interpolação dos Dados Discretos de Garrafas de Nansen

Os dados discretos de garrafas de Nansen foram coletados num intervalo irregular de profundidade, com maior concentração nas camadas superficiais e menor nas camadas profundas. Sendo assim, esses dados foram interpolados linearmente através da elaboração de rotinas, de forma a deixá-los equi-espaciaos em 1 m de profundidade, para então ser possível a aplicação de um tratamento dinâmico análogo ao conduzido à radial OEII.

4.3 Velocidades Baroclínicas Absolutas - POMsec

4.3.1 Descrição do POMsec

O Modelo Oceânico da Universidade de Princeton (POM), desenvolvido por *Mellor* [1986] e descrito detalhadamente em *Blumberg & Mellor* [1987], é um método alternativo ao Cálculo Numérico Clássico. Neste trabalho, foi utilizado em sua versão seccional, denominada POMsec, baseando-se nas aplicações de *Lima* [1997] e *Silveira et al.* [2004]. Esta versão engloba em seus cálculos apenas uma dimensão horizontal e a vertical. O código numérico integra as equações primitivas do movimento pelo processo de diferenças finitas, originando como resultado das simulações seções verticais de velocidade baroclínica absoluta a partir de campos termohalinos observados. O modelo apresenta características apropriadas para seu emprego em regiões que desenvolvem feições num plano seccional "costa - oceano aberto", como ressurgências, subsidências e correntes de contorno. Dentre estas está o uso de um sistema de coordenadas *sigma* (σ), a qual acompanha a configuração da topografia de fundo, e um submodelo de fechamento turbulento, o qual calcula os coeficientes de viscosidade turbulenta vertical com o intuito de reproduzir de forma mais realística as camadas de Ekman de superfície e de fundo.

Citam-se as seguintes vantagens, relativamente à aplicação do Método Dinâmico Clássico, para obter velocidades a partir de perfis de temperatura e salinidade:

- 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;
- O modelo filtra as ondas de frequência supra-inerciais não resolvidas pela grade sinótica hidrográfica. Seriam estas, por exemplo, como marés internas, que são consideradas "ruídos" para a geostrofia.

Como anteriormente citado, o modelo usa como referência um sistema de coordenadas σ , que nada mais é do que uma coordenada vertical estirada, 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 da grade horizontal. Assim, em todo o domínio, o número de níveis verticais permanece o mesmo. Esse sistema pode ser representado matematicamente pela Equação 1, onde η é a elevação da superfície livre do mar mediante $z = 0$, e H é a profundidade local.

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

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

Os subscritos $*$ na Equação 2 indicam que a coordenada zonal está avaliada ao longo de uma superfície σ , e serão omitidos nas equações seguintes. Vale mencionar que, neste trabalho, não serão inferidos valores para η , visto que os dados são de temperatura e salinidade. Assim, a Equação 1 essencialmente se reduz a

$$\sigma = \frac{z}{H} \quad (3)$$

O sistema de coordenadas cartesianas ortogonais admite valores positivos de x em direção a leste e de y em direção a norte. A coordenada vertical σ , de acordo com a Equação 1, varia de $\sigma = 0$ na superfície e $\sigma = -1$ junto ao fundo.

As equações hidrodinâmicas, basicamente de conservação de momento, massa, temperatura potencial (θ) e salinidade (S), que governam o modelo são expressas da seguinte forma:

- Equação da continuidade

$$\frac{\partial u D}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad (4)$$

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

$$\frac{\partial uD}{\partial t} + \frac{\partial u^2 D}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial \sigma} - fvD =$$

$$-gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left(\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + 2A_M \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial u}{\partial x} \right) \quad (5)$$

e

$$\frac{\partial vD}{\partial t} + \frac{\partial uvD}{\partial x} + \frac{\partial vw}{\partial \sigma} + fuD = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + A_M \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial v}{\partial x} \right) \quad (6)$$

- Conservação da temperatura potencial (ou de calor)

$$\frac{\partial \theta D}{\partial t} + \frac{\partial \theta u D}{\partial x} + \frac{\partial \theta w}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right) + A_M \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) - \frac{\partial R}{\partial z} \quad (7)$$

- Conservação da salinidade

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SuD}{\partial x} + \frac{\partial Sw}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) + A_H \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial S}{\partial x} \right) \quad (8)$$

A Tabela 3 lista o significado das variáveis utilizadas no modelo, bem como os coeficientes e parâmetros das Equações acima.

Tabela 3: Termos utilizados no POMsec e seus significados (de acordo com *Blumberg & Mellor* [1987]).

Termo	Significado
u	componente zonal de velocidade
v	componente meridional de velocidade
w	componente vertical de velocidade
d	profundidade total da coluna de água ($D = H + \eta$)
θ	temperatura potencial
S	salinidade
g	aceleração da gravidade
f	parâmetro de Coriolis
ρ_0	densidade de referência
ρ'	anomalia de densidade
K_M	coeficiente cinemático vertical de viscosidade turbulenta
K_H	coeficiente cinemático vertical de difusão de sal e calor
$\frac{\partial R}{\partial z}$	fluxo de calor devido à radiação
A_M	coeficiente cinemático horizontal de viscosidade turbulenta
A_H	coeficiente cinemático horizontal de difusão de sal

4.3.2 Implementação do POMsec - as grades seccionais

Como citado anteriormente, as grades seccionais foram definidas sobre um sistema de coordenadas σ , de forma a oferecer uma boa resolução das camadas de Ekman. De acordo com *Silveira et al.* [2004], *Godoi* [2005], *Mattos* [2003] e *Soutelino* [2005], a grade com 65 níveis σ verticais é a que melhor se adequa aos propósitos do trabalho. Na direção horizontal, ao longo de cada radial, utilizamos espaçamento constante $\Delta x = 1\text{km}$. Em ambas as radiais, o contorno oeste foi fechado, limitado pela isóbata mais rasa da perfilagem mais costeira de cada radial. No contorno oposto, a leste da grade, utilizamos uma zona de amortecimento denominada *buffer zone*, que

é implementada na tentativa de atenuar a possível reflexão, no contorno, de ondas propagantes para dentro do domínio. A *buffer zone* consiste na repetição horizontal dos valores termohalinos relativos aos últimos pontos de grade até uma determinada distância, que no caso compreende 50% do número de pontos de grade horizontal.

Na execução do modelo, entra-se com os campos termohalinos observados e interpolados à grade do modelo e estes são forçados primeiramente no modo diagnóstico até que atinja um nível de estabilidade da energia cinética média. A partir desse ponto, passa-se então para o modo prognóstico. Enquanto o primeiro modo segura os campos termohalinos iniciais, o segundo permite que tanto estes campos quanto os de velocidade evoluam, até que a energia cinética média se estabilize novamente. De acordo com *Lima* [1997] e *Silveira et al.* [2004], esse processo é feito por advecção, difusão e ajustamento dinâmico do fluxo à topografia de fundo. O último modo permite a remoção de ruídos dinâmicos que possam aparecer nos dados hidrográficos interpolados, como as marés internas, já que o modelo é dependente do tempo. Devido à ausência de forçantes externa, a tendência é que as isopicnais se aplainem gradativamente.

4.4 Velocidades Baroclínicas Relativas - Método Dinâmico Clássico (MDC)

Este método é amplamente utilizado na literatura oceanográfica e consiste na integração da equação do vento térmico escrita em coordenadas sejam isobáricas sejam isentrópicas, conforme a formulação original de *Sandström & Helland-Hansen* [1903]. Seus cálculos permitem a obtenção de velocidades geostróficas a partir de uma estrutura de densidade. Essas velocidades são calculadas relativamente a um nível arbitrário onde é assumido movimento nulo (NMN).

O método consiste na integração vertical da Equação do Vento Térmico, que produz em coordenadas cartesianas a equação

$$v_g(z) - v_g(-H_0) = \frac{g}{f_0} \int_{-H_0}^z \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} dz' \quad (9)$$

onde H_0 é o NMN, ρ_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 . A velocidade relativa v_g é normal à distância dx .

Em termos práticos, a Equação 9 é reformulada de forma que a coordenada de integração z é substituída pela pressão p , e o integrando é determinado em função de valores discretos, resultando na equação

$$v_g(p) - v_g(p_0) = \frac{1}{f} \frac{\Delta\phi_b - \Delta\phi_a}{\Delta x}. \quad (10)$$

Os termos $\Delta\phi_a$ e $\Delta\phi_b$ estão definidos nas Equações 11 e 12, de acordo com a definição de geopotencial, e δ representa a anomalia de volume específico, avaliada nas estações oceanográficas a e b :

$$\Delta\phi_a = \int_{p_0}^p \delta_a dp \quad (11)$$

e

$$\Delta\phi_b = \int_{p_0}^p \delta_b dp \quad (12)$$

A maior desvantagem do uso deste método é a escolha, nem sempre adequada, de um NMN. A escolha correta permitiria a interpretação dos resultados como velocidades absolutas. No presente caso, a escolha do NMN foi tomada em função dos resultados das simulações numéricas com o POMsec.

4.5 Cálculo do Transporte de Volume

Para que seja possível efetuarmos uma análise mais descritiva do sistema de correntes em estudo, é interessante que calculemos o transporte de volume associado a essas correntes, ou seja, qual o fluxo que passa por uma seção vertical (uma área).

O cálculo é análogo à medida de vazão, ou seja, é calculado a quantidade de volume que atravessa perpendicularmente uma dada área, por unidade de tempo. Em

Oceanografia, usamos uma medida padrão de transporte de volume, que é o *Sverdrup* (Sv), onde 1 Sv equivale a $10^6 m^3 s^{-1}$. Considerando uma área A e \vec{v} a velocidade do fluxo de volume T_V que passa por A , podemos calcular T_V de acordo com a Equação 13:

$$T_V = \int \int_A \vec{v} \cdot \vec{n} \, dA, \quad (13)$$

onde \vec{n} é o versor normal a dA .

Para discretizar o cálculo, dividimos a área A da seção em pequenas células retangulares a correspondentes a 4 pontos da grade. Em cada célula, calculamos o valor médio de velocidade considerando os 4 pontos formadores de a , e a este valor multiplicamos o valor da área correspondente. Assim, após somar o transporte de todas as células na região de cada corrente, obtivemos o transporte de volume. A Equação 14 demonstra o cálculo discretizado.

$$T_V = \sum_j \sum_i \vec{v}_{ij} \cdot \Delta z_{ij} \cdot \Delta x_{ij} \quad (14)$$

Utilizamos um valor de velocidade mínimo para delimitar a área de abrangência de cada escoamento ($0,02 \, m^3 s^{-1}$ para a CB e $0,05 \, m^3 s^{-1}$ para a SNB), assim como níveis de profundidade observados.

4.6 Análise de Massas de Água

Para uma melhor avaliação da dinâmica de correntes na área de estudo, é importante inferir quais são as massas de água transportadas. Como citado anteriormente na Seção 1.1, de acordo com *Silveira et al.* [2000], AT, ACAS, AIA, ACS e APAN são as massas de água que compõem a estrutura vertical do Atlântico Sudoeste nos primeiros 2500 m de coluna de água. A partir disso, as isopicnais definidas por *Memery et al.* [2000] foram utilizadas para inferirmos os limites entre as massas de água presentes na região de estudo do presente trabalho e por quais correntes estas são transportadas.

Estes últimos autores fizeram identificação de massas de água no Atlântico Sul e Equatorial utilizando não só parâmetros termohalinos, mas também concentração de oxigênio, nutrientes e outros traçadores químicos. A metodologia utilizada por eles permite a identificação de massas de água que não têm uma assinatura termohalina clara e, portanto, precisam ser inferidas através de outros parâmetros, como é o caso da ACS.

Os valores de isopicnais utilizados neste trabalho estão apresentados na Tabela 4 a seguir.

Tabela 4: Valores das isopicnais representando as interfaces entre as massas de água presentes no Oceano Atlântico Sudoeste, de acordo com *Memery et al.* [2000].

	AT-ACAS	ACAS-AIA	AIA-ACS	ACS-APAN
isopicnais	25,60	26,90	27,38	27,53

5 Resultados e Discussão

Apresentamos aqui os resultados referentes à Comissão Oceano Leste II e à Expedição Vikindio. Primeiramente, ilustramos o sucesso do tratamento dos dados através de alguns perfis verticais das propriedades analisadas. A seguir, seções verticais de temperatura, salinidade e densidade potencial foram apresentadas afim de ilustrar os campos termohalinos e de massa que foram usados como entrada no modelo. Em seguida, discutimos as seções verticais de velocidades baroclínicas absolutas obtidas com o POMsec. Por último, os resultados obtidos com a aplicação do Método Dinâmico Clássico (MDC) e a avaliação de massas de água foram apresentados.

5.1 Comissão Oceano Leste II

5.1.1 Campos Termohalinos

Antes da apresentação das seções de velocidades obtidas com o POMsec, faz-se importante provar que o tratamento básico aplicado aos dados foi efetuado com sucesso. Na Figura 3, ilustramos dois perfis (temperatura e salinidade), referentes à estação 94, onde é possível notar que todos os *spikes* foram removidos e o alisamento pelas janelas foi adequadamente empregado, preservando as variações verticais importantes de cada camada da coluna de água.

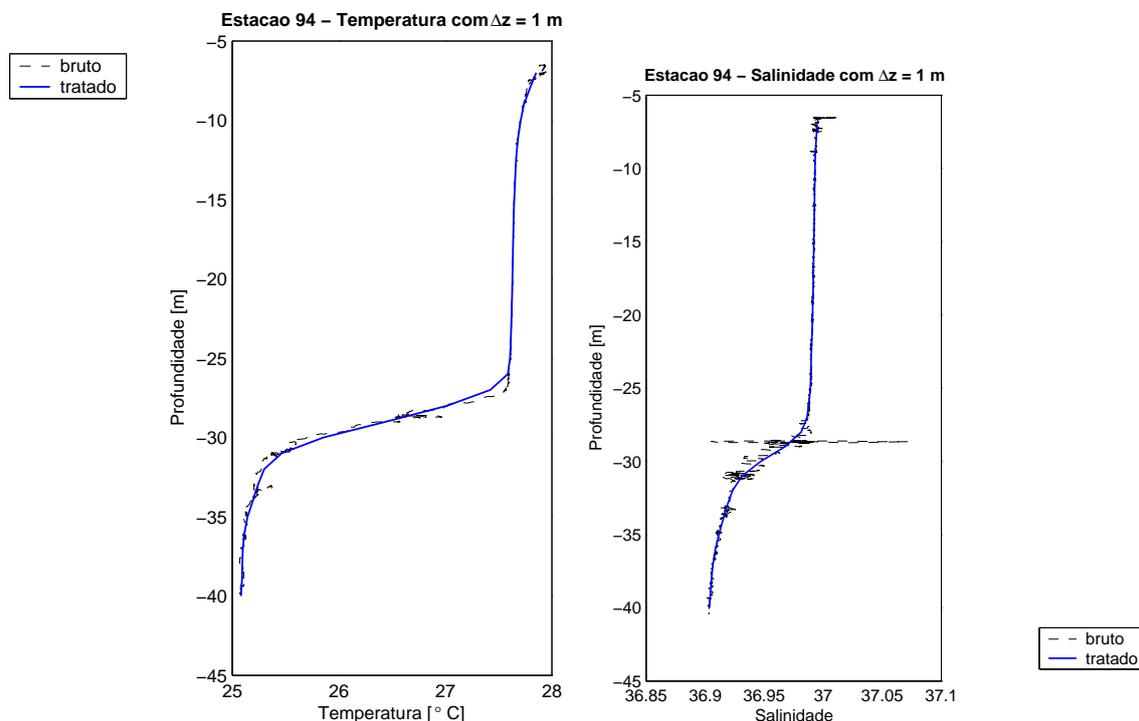


Figura 3: Exemplificação de perfil de temperatura (esquerda) e salinidade (direita) antes (bruto) e depois do tratamento básico dos dados referentes a radial OEII.

Após o tratamento, foram elaboradas seções de temperatura, salinidade e da correspondente densidade potencial convencional (parâmetro calculado posteriormente através dos campos termohalinos). Nas Figuras 4 e 5 foram esboçadas as seções termohalinas utilizadas como dados de entrada para as simulações, as quais deram origem ao campo de massa apresentado na Figura 6.

De acordo com a Figura 6, podemos notar que as isopicnais referentes aos primei-

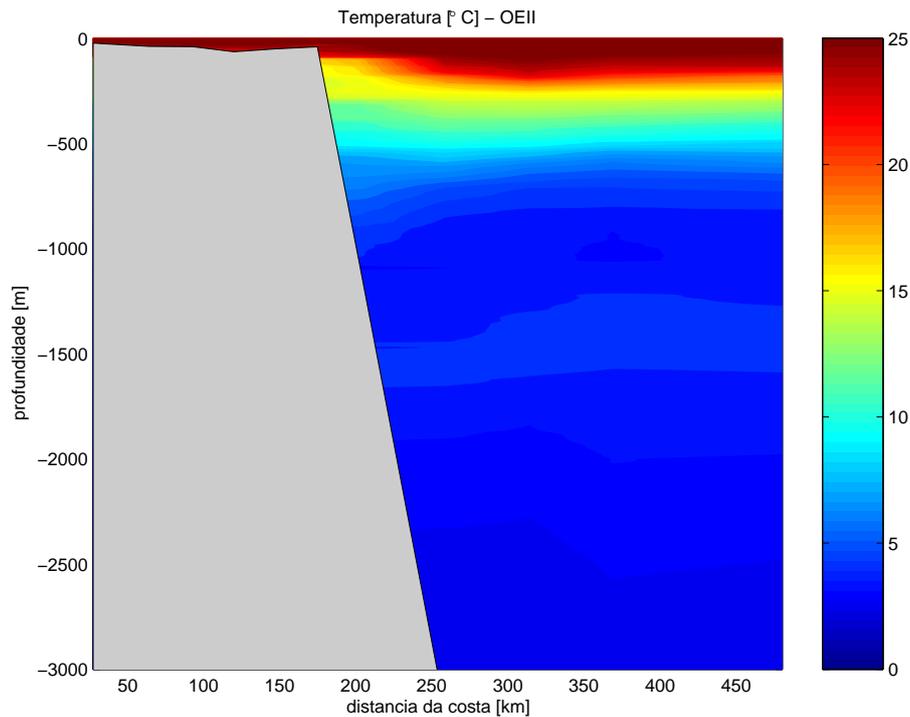


Figura 4: Seção vertical de temperatura referente à radial OEII.

ros 500 metros de profundidade apresentam-se inclinadas próximas ao talude continental, inclinação esta orientada de níveis superiores na porção oeste da seção para níveis inferiores na sua porção leste. Já abaixo dos 700 metros, as isopicnais estão invertidas em relação às superiores, ou seja, a inclinação está de níveis inferiores na porção oeste para níveis superiores na porção leste. Ao largo do talude continental, a distâncias maiores que 250 km da costa, todas as isopicnais ao longo da coluna de água encontram-se horizontalmente paralelas.

Considerando que a radial de estudo encontra-se perpendicular à costa e que esta costa tem orientação norte/nordeste - sul/sudoeste, podemos inferir, através desta feição encontrada, que existe um fluxo geostrófico fluindo para S/SW nos primeiros 500 metros de profundidade e um fluxo de sentido oposto (fluindo para N/NE) abaixo destes 500 metros. Abaixo dos 1000 m, podemos notar que as isopicnais tendem a inverter novamente a inclinação, o que pode indicar uma nova inversão de fluxo.

Essa avaliação apenas visual da Figura 6 não permite que digamos o nível exato de inversão de fluxos, uma vez que as isopicnais não estão muito claras. Apesar desta incerteza, que se encontra melhor esclarecida nos resultados obtidos com as

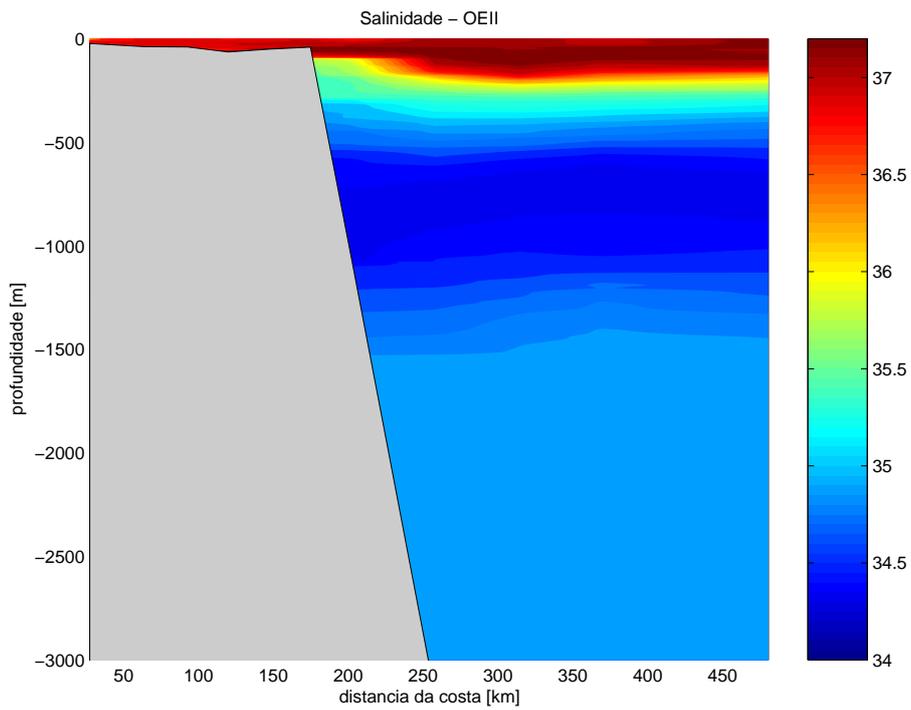


Figura 5: Seção vertical de salinidade referente à radial OEII.

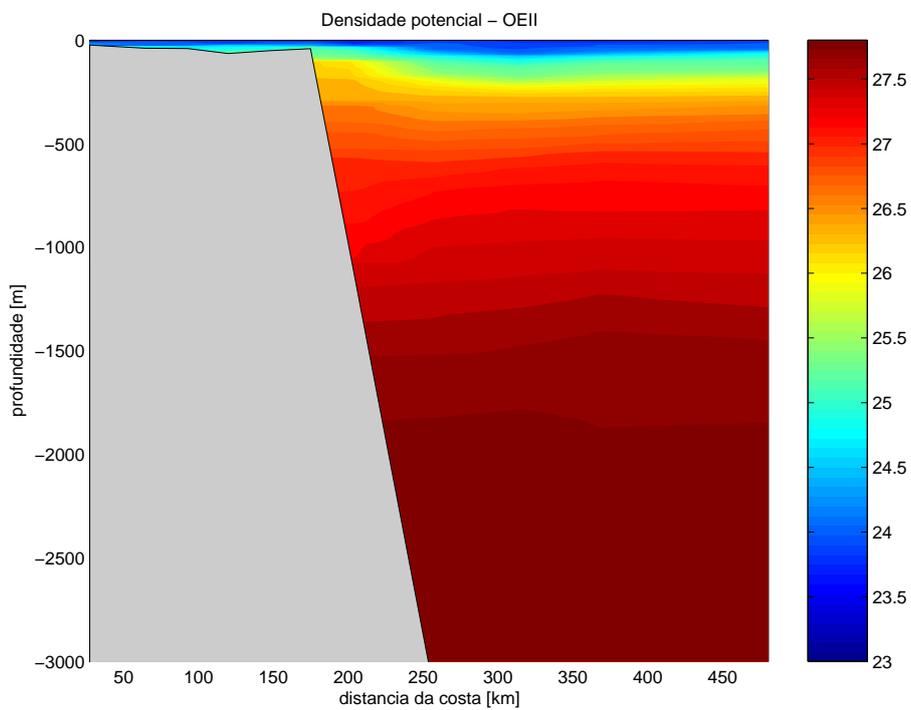


Figura 6: Seção vertical de densidade potencial referente à radial OEII.

simulações numéricas, conseguimos concluir, e portanto confirmar, que esse fluxo encontrado pode ser caracterizado como um jato costeiro geostrófico baroclínico, uma vez que apresenta inversão de sentido e a inclinação das isopicnais é próxima ao talude, não se estendendo para o largo.

5.1.2 Velocidades Baroclínicas pelo POMsec

Visto isso, cabe aqui apresentarmos os resultados de velocidades baroclínicas absolutas obtidos através do POMsec.

A grade σ elaborada para este conjunto de dados (Figura 7) apresenta-se com 65 níveis verticais e 680 pontos horizontais, onde 227 pontos representam a *buffer zone*.

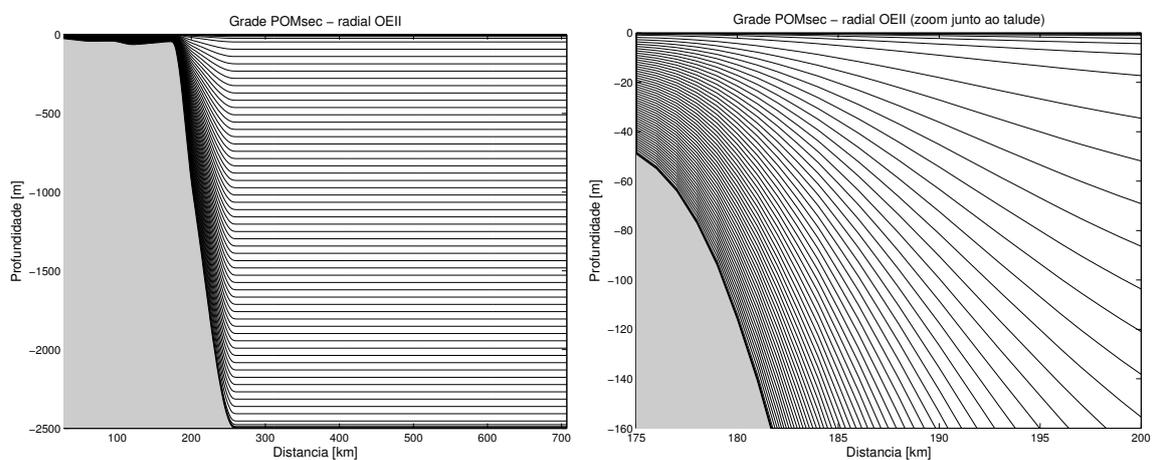


Figura 7: Grade de 65 níveis σ utilizada no POMsec (painel a esquerda) e com uma ampliação junto ao talude (painel a direita) para a radial OEII.

O modo diagnóstico foi conduzido durante 5 dias e o prognóstico durante mais 5 dias, totalizando 10 dias de simulação. Exemplificamos o processo de execução dos modos mostrando a evolução temporal da energia cinética média (por unidade de massa) na Figura 8. Podemos notar que a energia se estabilizou nos primeiros 5 dias de simulação.

Passemos agora para a discussão das seções de velocidades baroclínicas absolutas obtidas através das simulações numéricas. A Figura 9 mostra a seção de velocidade baroclínica média obtida com o modelo, ou seja, a velocidade calculada com a média da energia cinética alcançada durante o tempo de simulação. Podemos notar que há um fluxo se direcionando para S/SW com velocidade máxima em superfície

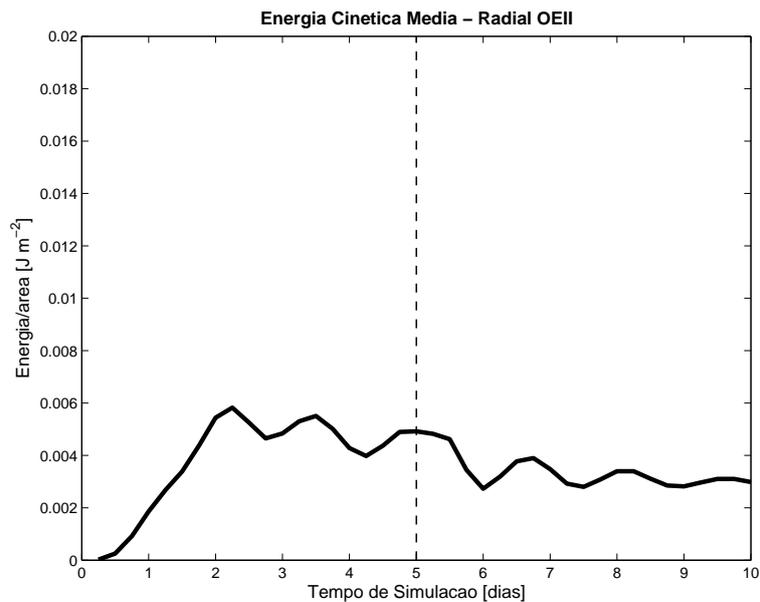


Figura 8: Energia cinética média, por unidade de área, em função do tempo. POMsec - radial OEII.

de aproximadamente $0,68 \text{ m s}^{-1}$, associado a um transporte de $5,0 \text{ Sv}$, e espessura de 350 metros , enquanto que entre 400 e 1000 metros há um outro fluxo para N/NE com núcleo em aproximadamente 700 metros a uma velocidade aproximada de $0,21 \text{ m s}^{-1}$, associado a um transporte de $6,0 \text{ Sv}$. Portanto, podemos concluir que esse fluxo superficial é a Corrente do Brasil (CB), com largura aproximada de 100 km , que apresenta-se evidentemente com dois núcleos de velocidade máxima. Já o segundo fluxo trata-se da Subcorrente Norte do Brasil (SNB), que provavelmente esteja iniciando o seu percurso nessa região. Como dito anteriormente, trata-se de uma região de transição entre o Sistema SNB e o Sistema CB/CCI. Além disso, a leste da CB existe um fluxo superficial de sentido contrário, para N/NE, com velocidade máxima de $0,19 \text{ m s}^{-1}$, evidenciando uma feição anticiclônica. Vale ressaltar que a simulação numérica gerou, portanto, dois níveis de inversão de velocidades, um em 350 m e outro em 1000 m de profundidade.

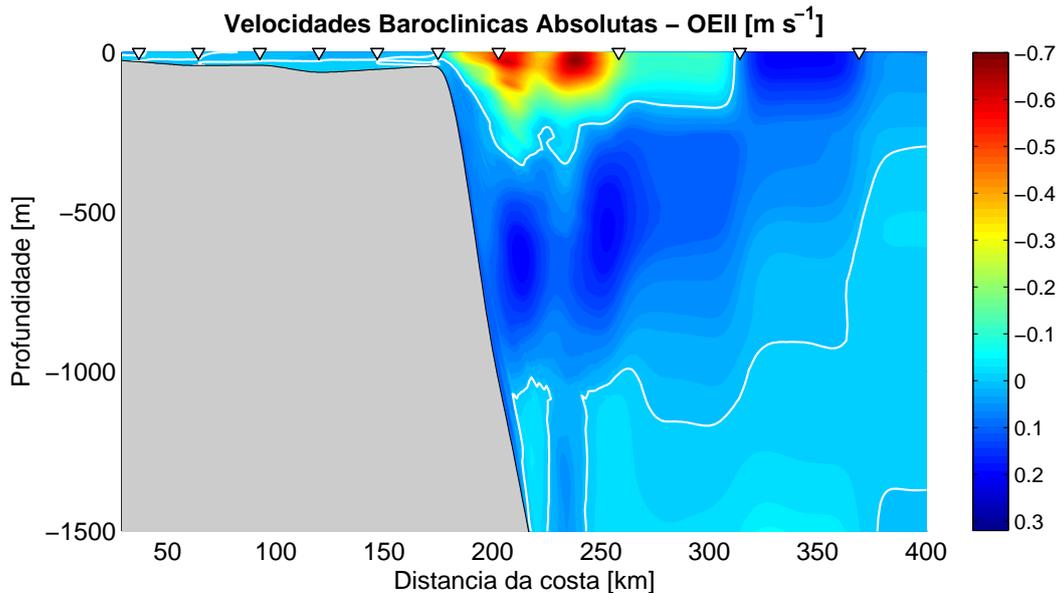


Figura 9: Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas obtidas com o POMsec para a radial OEII. Os triângulos na superfície indicam a localização das estações.

5.1.3 Velocidades Baroclínicas pelo Método Dinâmico Clássico

Visando possibilitar uma melhor avaliação da região de estudo, aplicamos também o MDC aos dados da radial OEII. Foram testadas três possibilidades de nível de movimento nulo. Os níveis de 350 m e 1000 m foram níveis médios gerados pela simulação numérica, enquanto que o nível de 480 m foi baseado no trabalho de *Miranda & Castro* [1981].

Para o nível de 1000 m, de acordo com a Figura 10, a CB apresentou valor máximo de velocidade de $0,42 \text{ m s}^{-1}$ associada a um transporte de $2,8 \text{ Sv}$, com núcleo em superfície, e espessura vertical de aproximadamente 200 m, mais rasa que a CB avaliada pelo POMsec. Já a SNB apresentou valor máximo de velocidade de $0,15 \text{ m s}^{-1}$ associada a um transporte de $5,3 \text{ Sv}$, com núcleo em aproximadamente 600 m e espessura vertical entre 200 e 1000 m. A largura da CB está em torno de 100 km e no seu lado leste um outro fluxo de sentido contrário também aparece, com velocidade de aproximadamente $0,21 \text{ m s}^{-1}$. Este nível de referência se mostrou o mais adequado, pois gerou resultados próximos aos obtidos na simulação, que calculou velocidades baroclínicas absolutas.

O nível de 350 m aumentou o valor de velocidade da CB (que passou para $0,51 \text{ m s}^{-1}$)

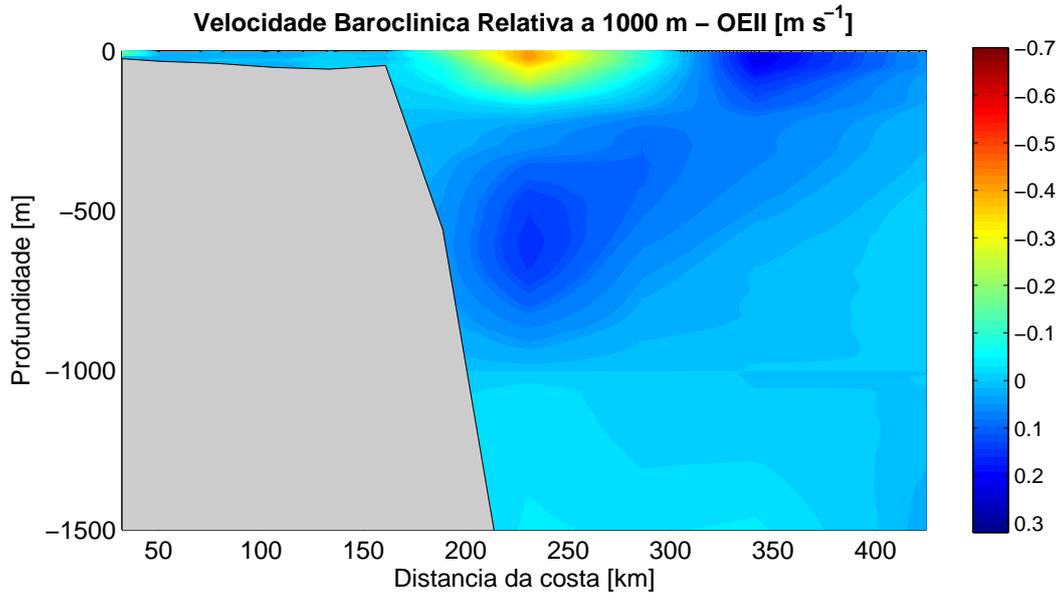


Figura 10: Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 1000 m obtidas através do MDC para a radial OEII.

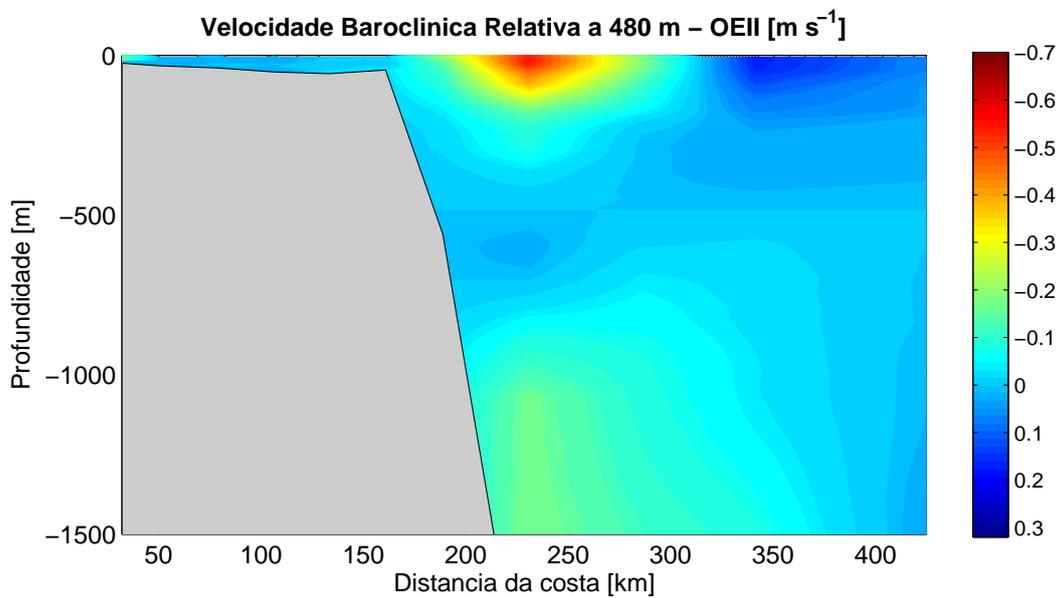


Figura 11: Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 480 m obtidas através do MDC para a radial OEII.

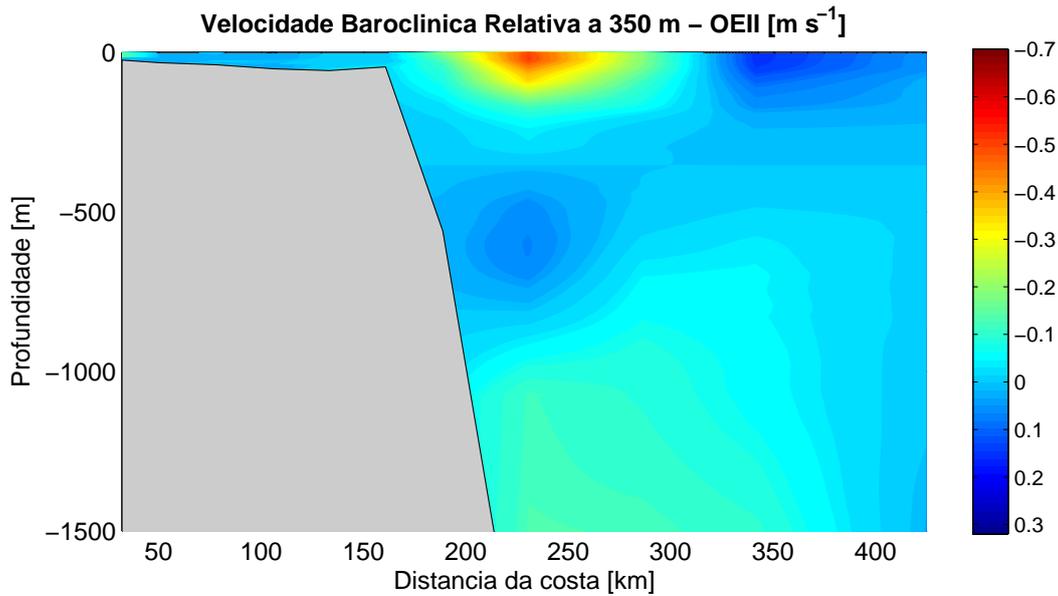


Figura 12: Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 350 m obtidas através do MDC para a radial OEII.

s^{-1}), e enfraqueceu bastante o valor da SNB ($0,06 \text{ m s}^{-1}$), talvez porque a profundidade suposta como tendo velocidade nula seja a região de abrangência da SNB. Nos cálculos com o nível de 480 m utilizado por *Miranda & Castro* [1981], a CB passou para $0,56 \text{ m s}^{-1}$ e a SNB para $0,02 \text{ m s}^{-1}$. Apesar de a CB ter tido sua velocidade aumentada, ainda se apresenta bem menor que a encontrada pelos autores. Além disso, a SNB apresentou-se ainda muito menor do que os valores constatados para ela na literatura (de $0,30$ a $0,50 \text{ m s}^{-1}$) e o enfraquecimento se deve pelo mesmo motivo que o caso anterior. No entanto, devemos ainda considerar que no trabalho de *Miranda & Castro* [1981], os autores estudaram somente o sistema superficial até 480 m de profundidade e não avaliaram, portanto, o sistema de correntes abaixo deste nível.

5.1.4 Massas de Água

Após análise dos campos de velocidades tanto absolutas quanto relativas, faz-se importante inferir quais as massas de água transportadas pelas correntes de estudo, ou seja, pela CB e pela SNB. Aqui estamos considerando e discutindo o campo obtido através da simulação numérica (Figura 9) e o campo de velocidade relativa a 1000 m (Figura 10), o qual se mostrou o mais adequado, de acordo com o discutido anterior-

mente.

A região em questão localiza-se aproximadamente na bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSE) em níveis picnoclínicos, que segundo a literatura [Stramma & England, 1999] ocorre em 20°S. Do ponto de vista da meso-escala, esse sítio de bifurcação é incerto, mas sabe-se que em níveis picnoclínicos a ACAS é transportada. Como dito na Seção 1.1, segundo *Silveira et al.* [2000], AT, ACAS, AIA, ACS e APAN são as massas de água que compõem a estrutura vertical do Atlântico Sudoeste. Considerando que são essas as massas de água presentes na região e usando as isopicnais de *Memery et al.* [2000] (Tabela 4), podemos inferir que a CB carrega essencialmente AT e a SNB carrega ACAS e AIA, tanto no campo de velocidade absoluta (Figura 13) como no campo de velocidade relativa a 1000 m (Figura 14). Portanto, assumindo que o padrão determinado possui fraca componente barotrópica, podemos confirmar agora que é o Sistema SNB que está presente nessa região e que ele inicia seu percurso na região de 19°S.

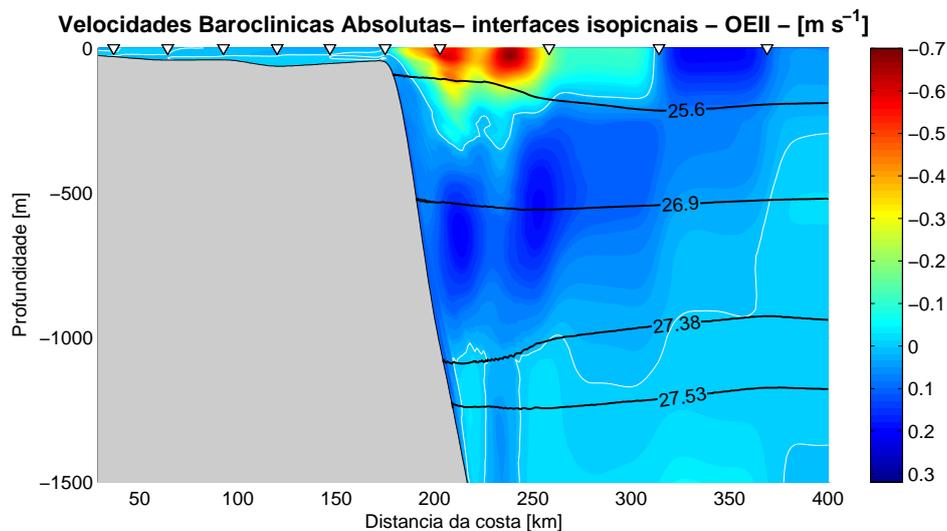


Figura 13: Velocidades baroclínicas absolutas com as interfaces das massas de água para a radial OEII.

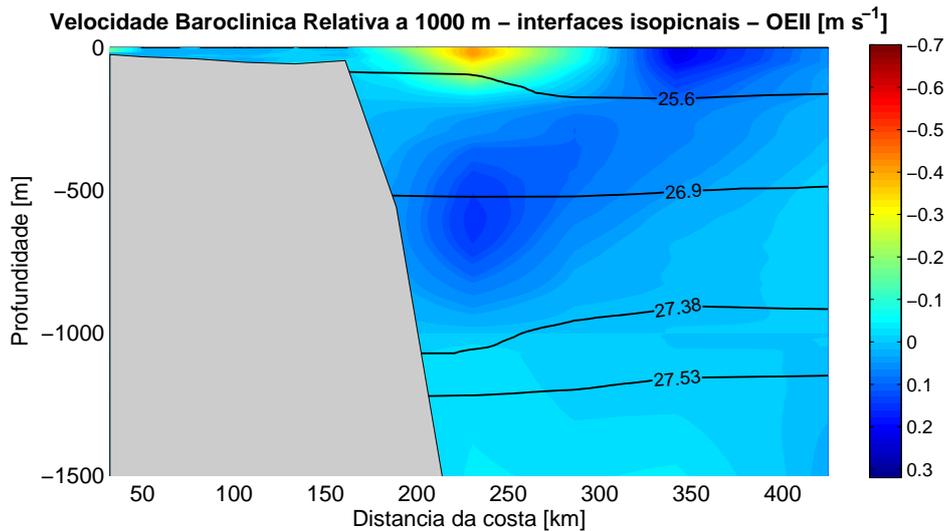


Figura 14: Velocidades baroclínicas relativas a 1000 m com as interfaces das massas de água para a radial OEII.

5.1.5 Discussão OEII

Os resultados referentes a radial OEII foram sintetizados na Tabela 5. Avaliando visualmente as figuras acima, tanto a gerada por simulações quanto as por cálculo geostrófico clássico, os sistemas de correntes de contorno encontrados apresentam-se muito parecidos. No entanto, as velocidades obtidas com as simulações foram maiores que as obtidas com o método clássico, principalmente para a CB.

Miranda & Castro [1981] encontraram velocidade máxima de $0,72 \text{ m s}^{-1}$ (6,5 Sv) para a CB, o qual está próximo ao valor encontrado nas simulações, de $0,68 \text{ m s}^{-1}$ (5,0 Sv). Já os resultados obtidos por *Soutelino* [2005], usando o mesmo tratamento dinâmico para uma radial também em 19°S , foram de velocidade máxima de $0,60 \text{ m s}^{-1}$ (5,1 Sv) para a CB. No entanto, como apontado anteriormente, o método clássico de avaliação resultou velocidades para a CB menores que nas simulações (Figura 10), de $0,42 \text{ m s}^{-1}$ (2,8 Sv), assim como um transporte bem menor.

Silveira et al. [1994] caracterizaram a SNB com valor de velocidade máxima de $0,50 \text{ m s}^{-1}$ ao sul de 10°S . *Soutelino* [2005], através do POMsec, encontrou uma SNB com velocidade máxima de $0,34 \text{ m s}^{-1}$ (12,5 Sv) na latitude de 10°S , enquanto que em 19°S ela se apresentava com $0,25 \text{ m s}^{-1}$ (4,3 Sv). De acordo com a Figura 9, o fluxo que se direciona para norte, abaixo da CB, é a SNB, a qual apresenta velocidade máxima de

Tabela 5: Síntese dos resultados obtidos para a radial OEII (em m s^{-1}). CF é o contra-fluxo associado à CB.

	CB	SNB	CF
POMSEC	0,68	0,21	19,0
	(5,0 Sv)	(6,0 Sv)	
MDC			
NMN = 350 m	0,51	0,09	0,15
NMN = 480 m	0,56	0,02	0,17
NMN = 1000 m	0,42	0,15	0,21
	(2,8 Sv)	(5,3 Sv)	

$0,21 \text{ m s}^{-1}$ (6,0 Sv), valores estes próximos aos inferidos pelo último autor. Na Figura 10, esse mesmo fluxo apresentou velocidade da ordem de $0,15 \text{ m s}^{-1}$ (5,3 Sv), para nível de inversão de 1000 m. Ou seja, o método clássico gerou velocidade e transporte menores que a simulação numérica para a SNB também. Esses panorama evidencia portanto que trata-se de uma região onde a CCI encontra barreiras físicas (Banco de Abrolhos) e se enfraquece, tornando-se a SNB, ainda com velocidade menor que a sua típica, alcançada mais ao norte.

5.2 Expedição Vikindio

5.2.1 Campos Termohalinos

Assim como na Seção 5.1.1, damos importância em exemplificar dois perfis verticais (de temperatura e salinidade) para uma mesma estação hidrográfica (estação 100), a fim de ilustrar a interpolação efetuada nos dados discretos (Figura 15).

Após o processo de interpolação, foram elaboradas seções de temperatura, salinidade e da correspondente densidade potencial convencional (parâmetro calculado posteriormente através dos campos termohalinos). Nas Figuras 16 e 17 estão representadas as seções termohalinas utilizadas como dados de entrada para as simulações,

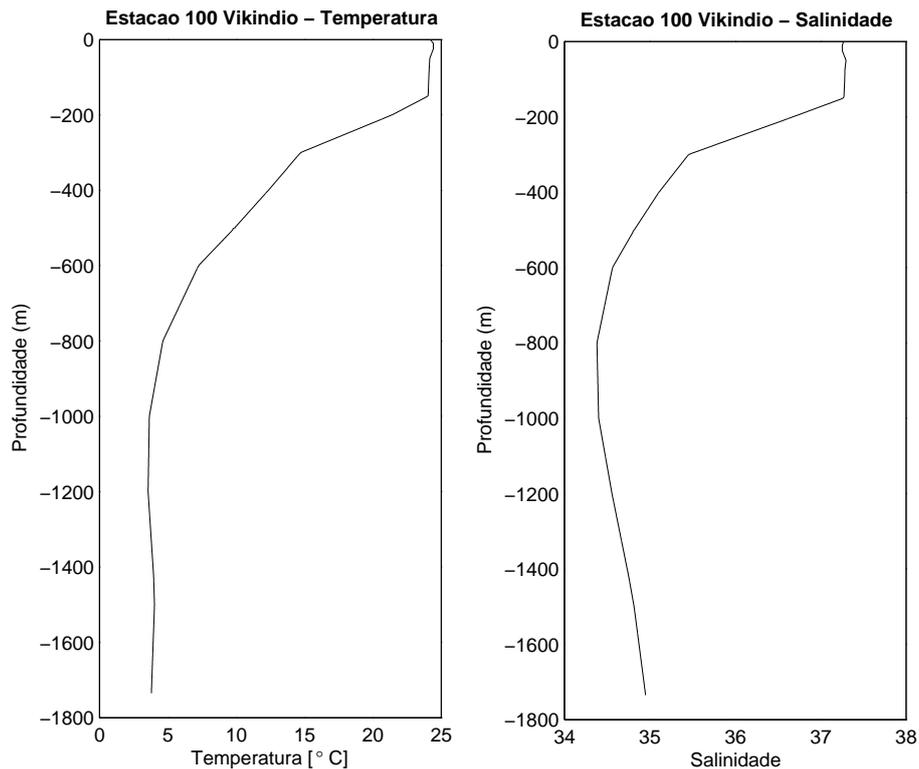


Figura 15: Exemplificação de perfis de temperatura e salinidade após a interpolação dos dados discretos referentes à estação 100 da radial Vikindio.

as quais deram origem ao campo de massa apresentado na Figura 18.

De acordo com a Figura 18, podemos notar que as isopicnais apresentam-se bastante inclinadas próximo ao talude, e ao largo elas apresentam-se horizontalmente paralelas, porém com um sutil formato de ondas. Entre a superfície e 400 m de profundidade, a inclinação é de níveis mais rasos a oeste para níveis mais profundos a leste. Abaixo dos 400 m, a inclinação é oposta, estando de níveis inferiores a oeste para níveis superiores a leste.

Essa inclinação nítida das isopicnais se estende até aproximadamente 350 km da costa e através dela podemos inferir que existe um jato costeiro superficial para S/SW, e abaixo deste, um fluxo para N/NE, assim como apontamos anteriormente na Seção 5.1.1. Abaixo dos 1000 m de profundidade, as isopicnais tendem a inverter novamente a inclinação, talvez evidenciando um outro nível de inversão de fluxos. Considerando isso, existe inversão de fluxos, porém o nível exato apresenta-se mais evidente nas seções de velocidades obtidas com as simulações. Ainda assim, podemos afirmar

que aqui também se trata de uma jato costeiro geostrófico, próximo ao talude, que compõe o sistema de correntes de contorno da costa brasileira.

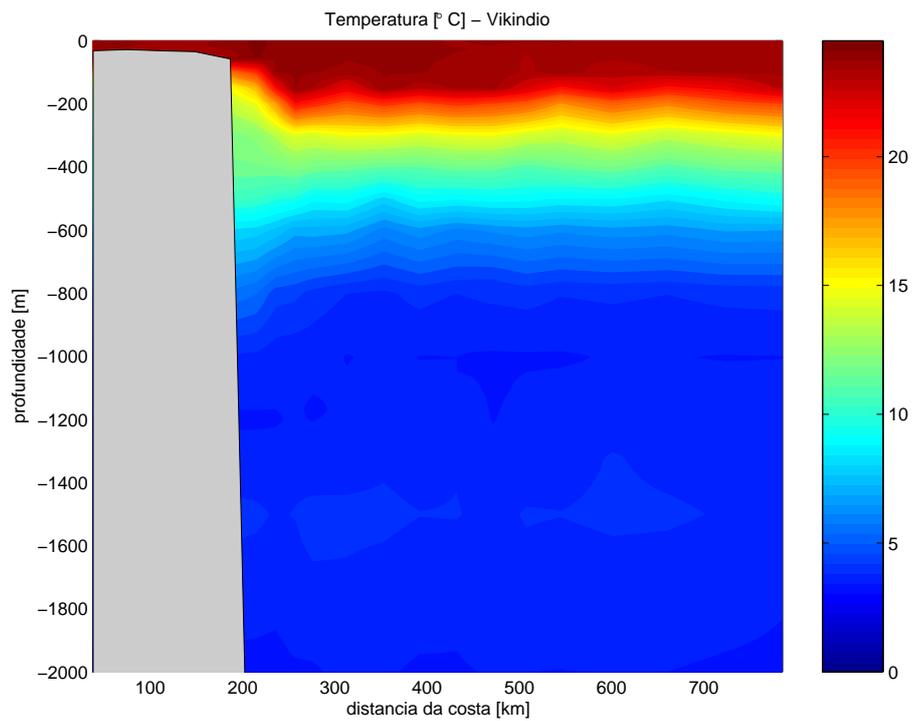


Figura 16: Seção vertical de temperatura referente à radial Vikindio.

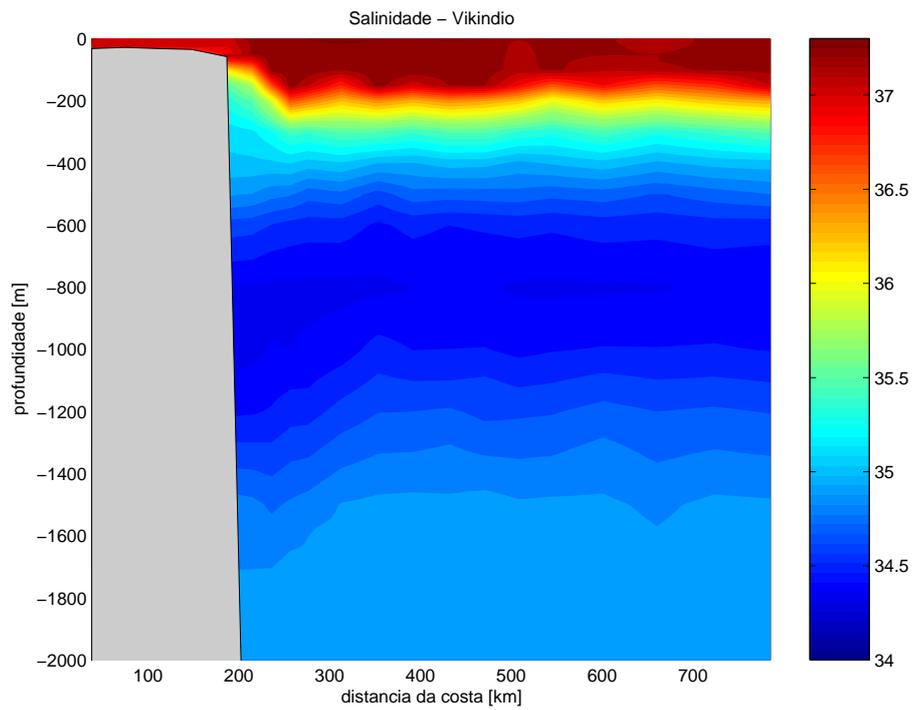


Figura 17: Seção vertical de salinidade referente à radial Vikindio.

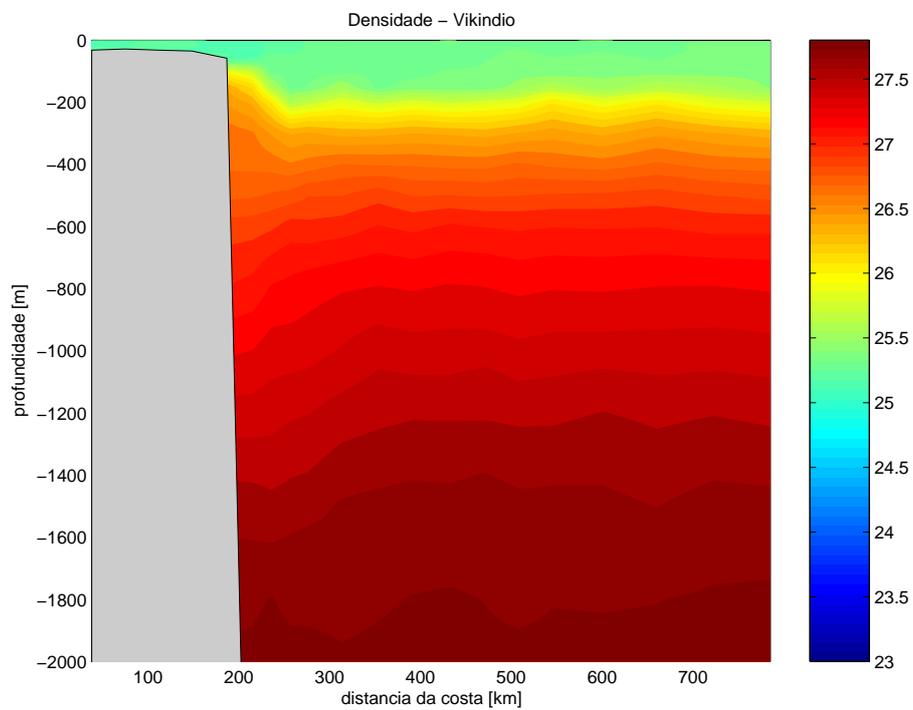


Figura 18: Seção vertical de densidade referente à radial Vikindio.

5.2.2 Velocidades Baroclínicas pelo POMsec

Apresentamos agora os resultados obtidos através das simulações numéricas com o POMsec para a radial Vikindio, objetivando discuti-los.

A grade σ elaborada para este conjunto de dados (Figura 19) apresenta-se com 65 níveis verticais e 531 pontos horizontais, onde 177 pontos representam a *buffer zone*.

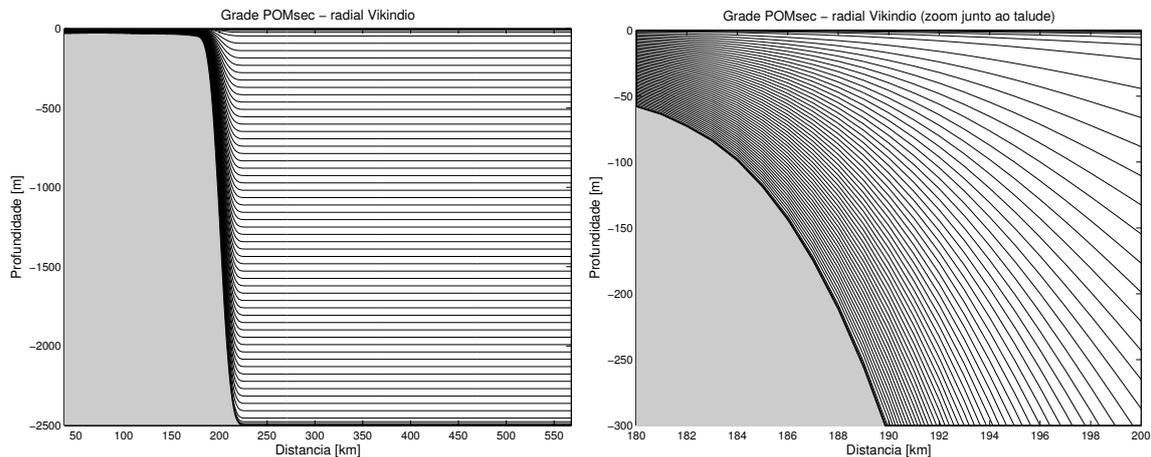


Figura 19: Grade de 65 níveis σ utilizada no POMsec (painel a esquerda) e com uma ampliação junto ao talude (painel a direita) para a radial Vikindio.

O modo diagnóstico foi conduzido por 4 dias e o prognóstico por 2 dias, totalizando 6 dias de simulação. Exemplificamos o processo de execução dos modos mostrando a evolução temporal da energia cinética média (por unidade de massa) na Figura 20. Podemos notar que a energia se estabilizou nos primeiros 4 dias de simulação.

Após apresentação das informações referentes ao modelo, passemos agora para a seção de velocidade obtida com as simulações. Como podemos notar na Figura 21, a CB apresentou valor máximo de velocidade de $0,66 \text{ m s}^{-1}$, associada a um transporte de $4,3 \text{ Sv}$, com núcleo em subsuperfície, fluindo para S/SW. A espessura vertical da CB é de aproximadamente 250 m, e sua extensão horizontal é de aproximadamente 70 km. A leste da CB, podemos notar um contra-fluxo, de intensidades menores da ordem de $0,25 \text{ m s}^{-1}$, que demonstra compor uma feição anticiclônica.

Abaixo dos 300 m de profundidade existe um fluxo para N/NE com velocidade máxima de $0,33 \text{ m s}^{-1}$, associado a um transporte de $5,1 \text{ Sv}$, com núcleo em aproximadamente 500 m, mas ocupando profundidades entre 300 e 700 m, evidenciando portanto a presença da SNB. Os níveis de inversão de fluxo encontrados através do

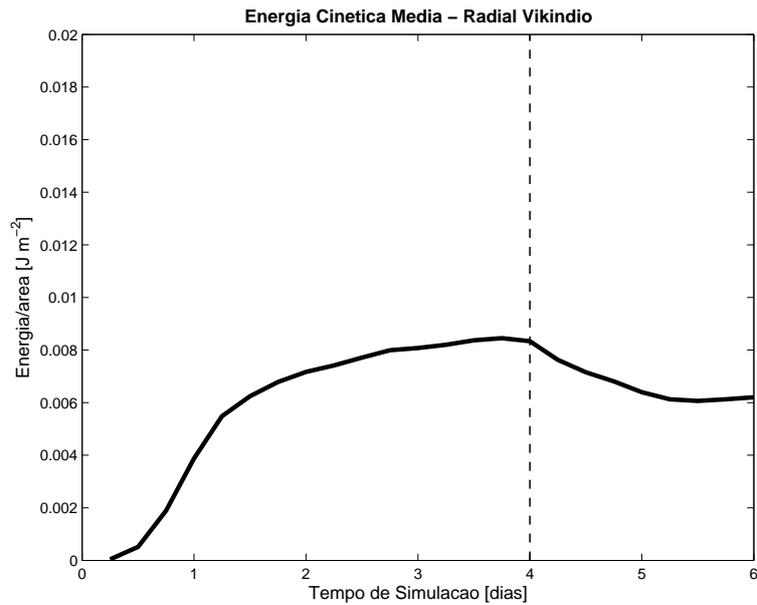


Figura 20: Energia cinética média, por unidade de área, em função do tempo. POMsec - radial Vikindio.

modelo foi em 350 m e em 1000 m, assim como os encontrado para a OEII. No entanto, neste último caso (radial OEII) a SNB apresenta-se mais profunda, com núcleo em 700 m, enquanto que na radial aqui em questão o núcleo está em 500 m. Outro ponto a considerar é que a CB apresenta-se menos extensa na radial Vikindio (70 km) que na radial OEII (100 km).

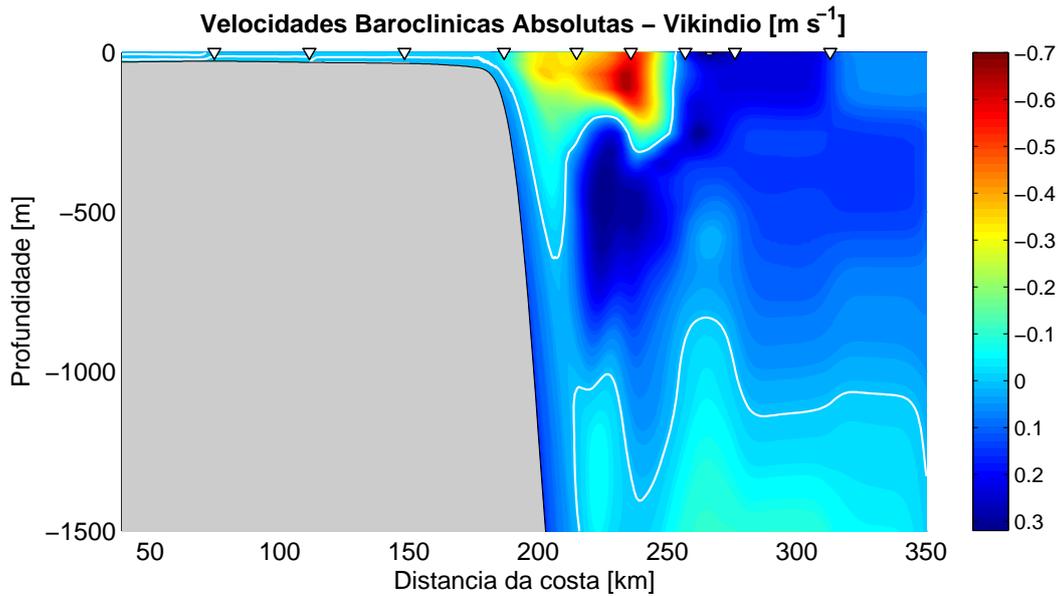


Figura 21: Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas obtidas com o POMsec para a radial Vikindio. Os triângulos na superfície indicam a localização das estações.

5.2.3 Velocidades Baroclínicas pelo Método Dinâmico Clássico

Apresentados os resultados obtidos através de simulações numéricas com o POMsec, passemos agora para os resultados gerados com a aplicação do MDC. Assim como na Seção 5.1.3, foram testadas três possibilidades de nível de movimento nulo. Os níveis de 350 m e 1000 m foram níveis médios gerados pela simulação numérica, e o nível de 480 m novamente foi baseado no trabalho de *Miranda & Castro* [1981].

Para o nível de 1000 m, analisando a Figura 24, podemos notar que a CB apresentou-se fluindo com velocidade máxima de $0,44 \text{ m s}^{-1}$, associada a um transporte de 2,9 Sv, com núcleo em subsuperfície. Sua espessura vertical foi de aproximadamente 250 m, enquanto que sua extensão horizontal teve valor aproximado de 60 km. Aqui, a CB apresentou-se com valor próximo ao encontrado na radial OEII ($0,42 \text{ m s}^{-1}$ e 2,8 Sv) pelo mesmo método. Entre 300 e 800 m de profundidade podemos notar um fluxo de sentido contrário, com núcleo em aproximadamente 500 m e velocidade máxima de $0,31 \text{ m s}^{-1}$, associado a um transporte de 5,1 Sv, evidenciando a SNB. A leste da CB o mesmo contra-fluxo aparece, com velocidades máximas da ordem de $0,27 \text{ m s}^{-1}$. Este nível portanto, apresentou-se como o mais adequado também para a radial Vikindio, já que gerou valores condizentes com a radial OEII e não alterou drasticamente os

valores típicos de velocidades da CB e da SNB.

O nível de 350 m, diferentemente da OEII, altera bastante não só a velocidade da SNB, como também da CB. A CB passou a ter $0,72 \text{ m s}^{-1}$ e a SNB $0,04 \text{ m s}^{-1}$, ou seja, a CB foi intensificada e a SNB enfraquecida, em relação aos cálculos para 1000 m. Para o nível de 480 m, a CB apresentou valores de $0,74 \text{ m s}^{-1}$, enquanto que a SNB valores muito próximos de zero. Este foi o caso em que a velocidade da CB estimada ficou mais próxima da encontrada por *Miranda & Castro* [1981], considerando que diferenças podem ser devidas a utilização de coordenadas isanostéricas pelos autores, enquanto que aqui usamos coordenadas isobáricas. Apesar da similaridade da CB, a SNB foi totalmente enfraquecida neste caso, não podendo ser constatada com este nível de referência.

É importante notar que nos casos de nível de referência de 350 m e 480 m, o fluxo paralelo e oposto a CB apresenta velocidades mais intensas que os respectivos valores para a SNB. Isso pode ser uma evidência de que estes níveis de referência intensificam as correntes superficiais e enfraquecem a corrente da região de picnoclina, podendo não ser adequados para este tipo de cálculo. No entanto, para os três casos de NMN existe esse fluxo oposto ao da CB a leste desta, evidenciando uma feição anticiclônica. Apesar das variações das velocidades da CB e da SNB, em todos os casos a CB apresentou o mesmo formato e a mesma localização e extensão horizontal, de 60 km.

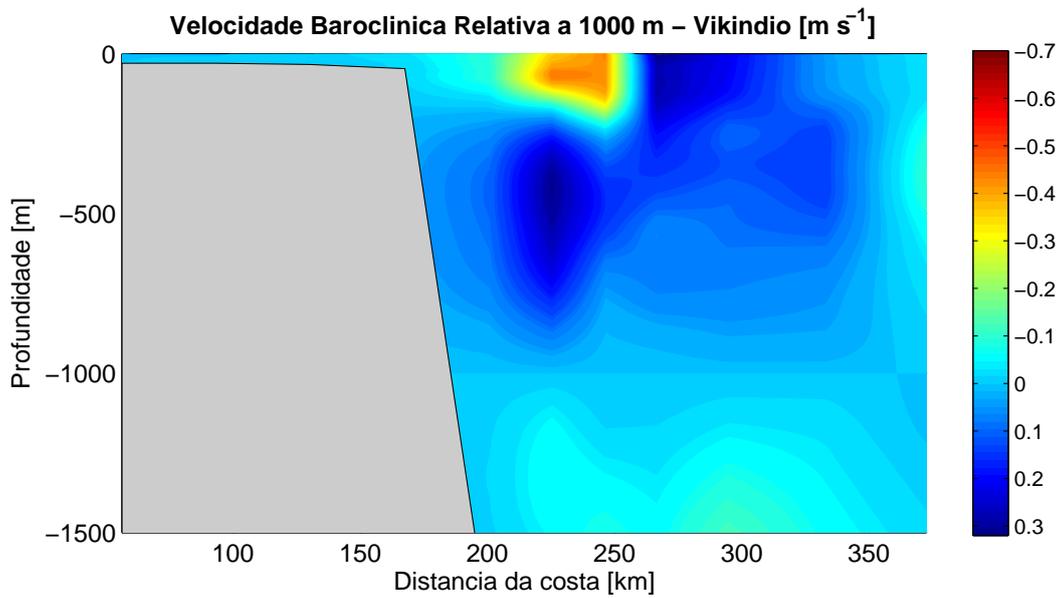


Figura 22: Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 1000 m obtidas através do MDC para a radial Vikindio.

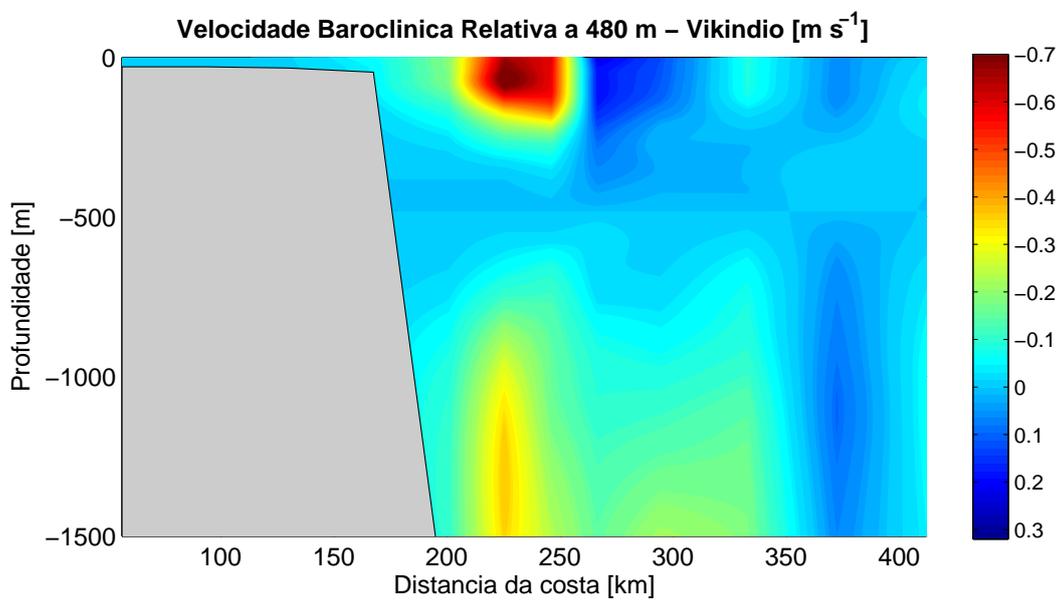


Figura 23: Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 480 m obtidas através do MDC para a radial Vikindio.

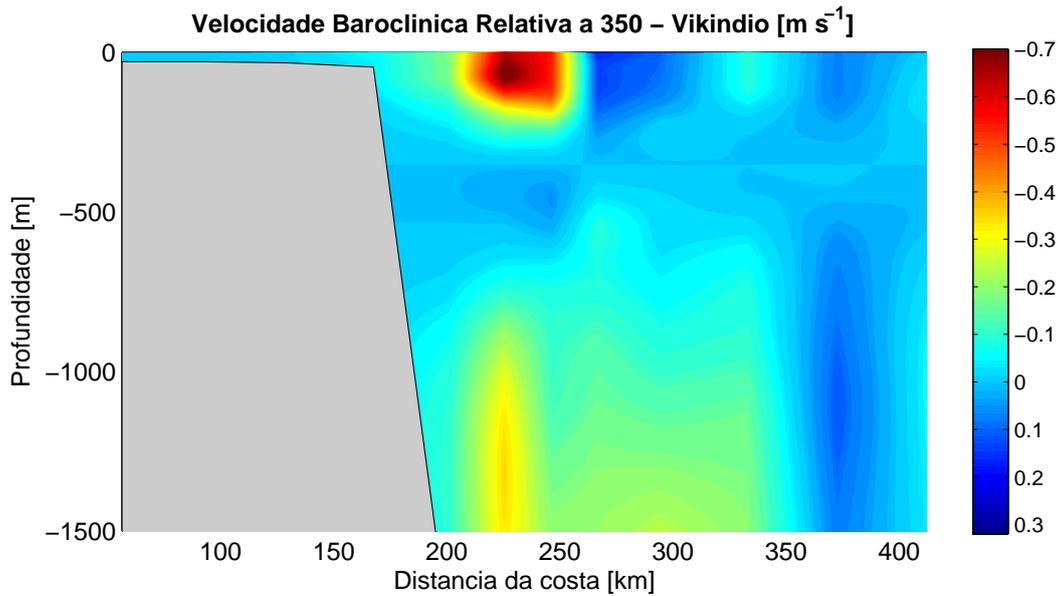


Figura 24: Seção vertical de velocidades baroclínicas relativas a 350 m obtidas através do MDC para a radial Vikindio.

5.2.4 Massas de Água

Da mesma forma que para a radial OEII, AT, ACAS, AIA ACS e APAN são as massas de água que compõem a estrutura vertical do Atlântico Sudoeste [*Silveira et al.*, 2000], e, portanto, são as massas de água presentes na região de estudo. Considerando isso, podemos inferir que a CB carrega AT para sul e que a SNB carrega ACAS, AIA para norte, tanto na simulação (Figura 25) como no cálculo clássico (Figura 26). Portanto, no presente caso, podemos considerar que estamos tratando do início do Sistema SNB, assim como concluímos para a radial OEII.

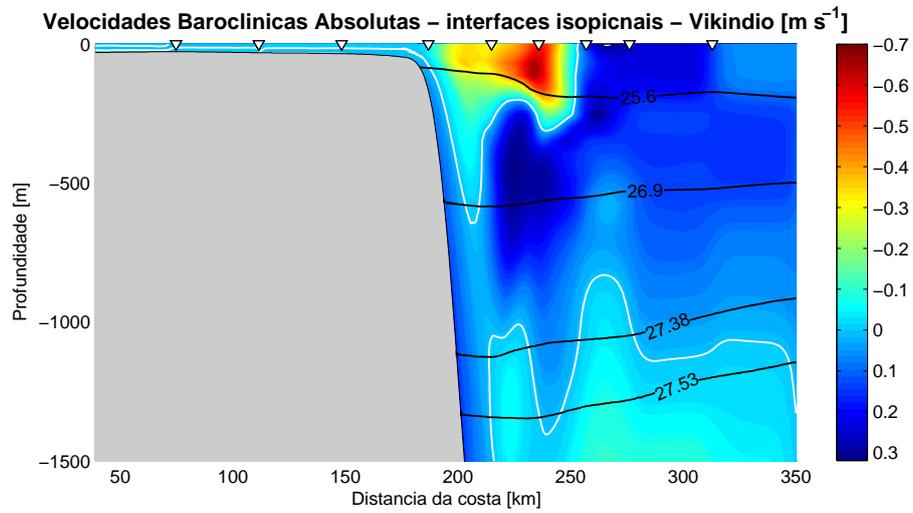


Figura 25: Velocidades baroclínicas absolutas com as interfaces das massas de água para a radial Vikindio.

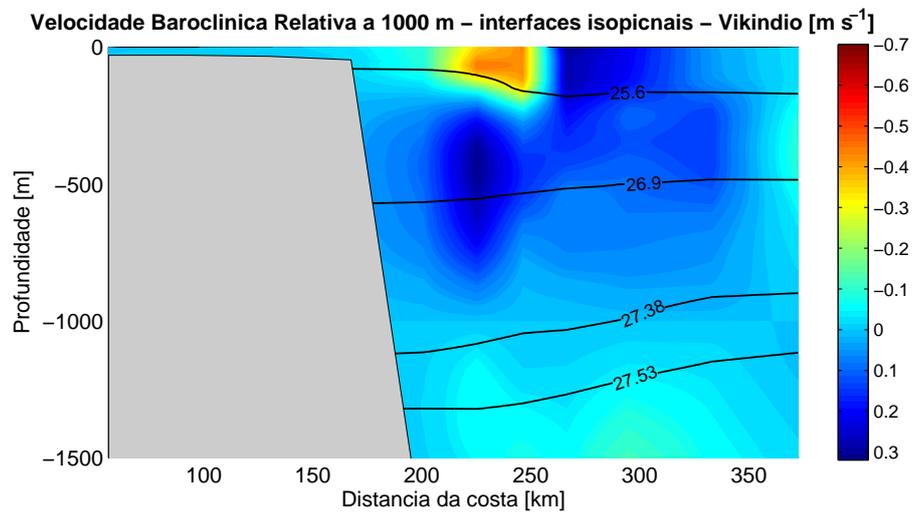


Figura 26: Velocidades baroclínicas relativas a 1000 m com as interfaces das massas de água para a radial Vikindio.

5.2.5 Discussão Vikindio

Na Tabela 6 apresentamos a síntese dos resultados obtidos para a radial Vikindio. Dado este panorama, podemos avaliar que a escolha do nível de referência influencia muito o valor das velocidades da CB e da SNB. No caso da radial Vikindio, essas diferenças são maiores que para a radial OEII.

Miranda & Castro [1981] encontraram o valor de $0,72 \text{ m s}^{-1}$ para a CB, usando NMN de 480m. Aqui encontramos, para o mesmo nível, o valor de $0,74 \text{ m s}^{-1}$, ou seja, valores muito próximos. O nível de 480 m aumentou o valor da CB e, no entanto, o sinal da SNB foi drasticamente enfraquecido. Portanto, esse nível de referência pode não ser o mais apropriado para os cálculos indiretos de velocidade que visem avaliar tanto a CB quanto a SNB nessa região.

O nível de referência de 350 m, evidenciado nas simulações, resultou em uma CB de $0,72 \text{ m s}^{-1}$ de velocidade, também próxima da obtida com o POMsec, de $0,66 \text{ m s}^{-1}$, e a mesma obtida por *Miranda & Castro* [1981]. A princípio satisfatório, porém a SNB também ficou enfraquecida em relação a encontrada nas simulações (de $0,33 \text{ m s}^{-1}$) e por *Soutelino* [2005]. Ele encontrou o valor de $0,25 \text{ m s}^{-1}$, enquanto que no presente caso, o valor foi de $0,04 \text{ m s}^{-1}$.

O nível de 1000 m pareceu ser o mais adequado para a radial OEII, porém a CB apareceu mais enfraquecida ($0,44 \text{ m s}^{-1}$ e $2,9 \text{ Sv}$) em relação aos outros níveis para o presente caso. No entanto, a SNB apareceu com $0,31 \text{ m s}^{-1}$ ($5,1 \text{ Sv}$), o valor mais próximo ao encontrado por *Soutelino* [2005] para a mesma região. Por isso, concluímos que o nível de inversão de 1000 m foi o mais apropriado também para a radial Vikindio, pois evidenciou a presença tanto da CB quanto da SNB, que sabemos que de fato estão presentes de acordo com a literatura.

Em todos os casos analisados para a radial Vikindio, tanto nas simulações quanto no cálculo clássico, um conta-fluxo que sugere a presença de uma estrutura anti-ciclônica associada a CB foi detectado tanto nos campos de velocidade da radial Vikindio, assim como nos campos da radial OEII.

Tabela 6: Síntese dos resultados obtidos para a radial Vikindio (em m s^{-1}). CF é o contra-fluxo associado a CB.

	CB	SNB	CF
POMSEC	0,66	0,33	0,25
	(4,3 Sv)	(5,1 Sv)	
MDC			
NMN = 350 m	0,72	0,04	0,16
NMN = 480 m	0,74	0,00	0,21
NMN = 1000 m	0,44	0,31	0,27
	(2,9 Sv)	(5,1 Sv)	

6 Conclusões

As seções termohalinas e de densidade das duas radiais de estudo apresentaram padrões bastante similares, porém é nítido que as isopicnais referentes à radial Vikindio mostraram-se muito mais inclinadas que as referentes à OEII, principalmente em profundidades abaixo dos 500 m. Ou seja, é coerente a SNB ser mais intensa na radial Vikindio. Os campos de velocidade de fato confirmaram essa suposição.

Avaliando os resultados das simulações com o POMsec para ambas as radiais, a SNB apareceu mais intensa na radial Vikindio ($0,33 \text{ m s}^{-1}$) que na radial OEII ($0,21 \text{ m s}^{-1}$). Porém, o mesmo não é válido para os resultados com o MDC. Para a radial OEII, esse método enfraqueceu a SNB nos três casos de nível de referência, em comparação à simulação. Para a radial Vikindio, o nível de 1000 m gerou uma SNB com velocidade máxima ($0,31 \text{ m s}^{-1}$) bastante similar à gerada pela simulação ($0,33 \text{ m s}^{-1}$). Já os outros níveis também a enfraqueceram muito. É importante notar, no entanto, que para o nível de 1000 m, apesar de os valores de velocidade terem sido bastante diferentes, o transporte de volume da SNB de ambas as radiais de estudo foram muito próximos, sendo na radial OEII de 5,3 Sv e na radial Vikindio de 5,1 Sv. Além disso, esses valores foram próximos aos valores de transportes calculados nas simulações (de 6,0 Sv na radial OEII e de 5,1 na radial Vikindio).

Quanto à CB, em ambas as simulações ela apresentou valores de velocidades máximas e de transportes muito similares, na radial OEII com $0,68 \text{ m s}^{-1}$ e $5,0 \text{ Sv}$ e na radial Vikindio com $0,66 \text{ m s}^{-1}$ e $4,3 \text{ Sv}$. O MDC de análise gerou campos de velocidade com bastante variação também para a CB. O nível de 1000 m , apesar de ter sido o mais adequado para a SNB, deixa dúvidas em relação a CB, pois em ambas as radiais a velocidade da CB foi da ordem de $0,43 \text{ m s}^{-1}$. Além da baixa velocidade da CB no nível de 1000 m , o transporte associado a ela em ambas as radiais foi pequeno também, sendo na OEII de $2,8 \text{ Sv}$ e na Vikindio de $2,9 \text{ Sv}$. Porém estes valores foram muito similares também. Já os níveis de 350 m e 480 m resultaram em velocidades maiores para a CB, porém não pareceram ser os mais adequados se o objetivo é avaliar tanto a CB quanto a SNB, já que nestes dois casos esta última fica bastante enfraquecida, com valores muito próximos de zero.

Feita essas observações, concluímos que o POMsec gera velocidades maiores que as obtidas através do método clássico de análise. Considerando essa afirmação, o nível de 1000 m mostrou-se o mais adequado para estudar o sistema de correntes em questão, já que se trata de um nível de inversão obtido com as simulações e o que gera o campo de velocidades que mais se aproxima do campo puramente baroclínico, gerado pelo POMsec.

Este conjunto de feições encontradas em superfície evidencia que esta seção hidrográfica encontra-se provavelmente cruzando seccionalmente um meandro frontal anticiclônico, com características similares ao encontrado por *Silveira et al.* [2006]. Devido às radiais de estudo serem de diferentes anos e de diferentes estações do ano (OEII de março e Vikindio de setembro), sugerimos que essa feição seja perene, já que também foi detectada em outros trabalhos, como *Soutelino* [2005], *De Paula et al.* [2004], *Miranda & Castro* [1981] e *Silveira et al.* [2006]. Estes últimos autores sugerem Vórtice de Abrolhos para o nome da feição, mas ressaltam que medições diretas de velocidade precisam ser realizadas para confirmar a existência de tal estrutura.

Como dito anteriormente, essa parece ser uma região de transição entre os Sistema CB e o Sistema SNB devido à presença dos Bancos de Abrolhos e Cadeia Vitória-Trindade (Figura 1). Portanto, a presença destas feições topográficas faz com que, em nível superficial, a CB meandre e até forme vórtices na tentativa de conservar

vorticidade potencial e manter esse ajustamento ao talude. Já na região da picnoclina essas feições podem fisicamente enfraquecer as correntes de nível intermediário, que se encontram entre 300 m e 1000 m de profundidade em geral. Por ser uma região considerada como o início de formação da SNB, esta provavelmente inicie seu percurso numa velocidade menor que a atingida mais ao norte. A avaliação de massas de água trouxe a confirmação de que realmente estávamos tratando do Sistema SNB, pois sabe-se que nesse sistema a CB carrega essencialmente AT, enquanto que a SNB carrega ACAS e AIA. O fato de ACAS estar sendo transportada para norte, de acordo com os campos de velocidade, indica que a bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSEs) em nível picnoclínico está ao sul das radiais de estudo. Por isso é que confirmamos que estamos tratando neste estudo do Sistema SNB, e portanto podemos afirmar que a bifurcação da CSEs em nível picnoclínico está ao sul de 19°S.

Portanto, a presença destas barreiras define uma região onde a CCI atinge seu limite norte e seja o provável sítio de origem e organização da SNB, até que mais ao norte (acima de 5°S) passe a carregar também AT e se defina como Corrente Norte do Brasil (CNB), como avaliado por *Silveira et al.* [1994] e *Stramma et al.* [1995].

Os resultados aqui obtidos exemplificam o quanto dados históricos discretos utilizados durante décadas pela Oceanografia antiga podem ser comparados aos dados contínuos modernos utilizados nos dias de hoje, ou seja, a qualidade de ambos os dados é a mesma. Afinal, houve grande similaridade nas feições encontradas para as radiais OEII e Vikindio.

Referências

- Blumberg, A. F. & G. L. Mellor, 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.
- De Paula, A. C., I. C. A. Silveira, & M. Cirano, 2004: A Origem da Corrente do Brasil. *Resumos do II Simpósio Brasileiro de Oceanografia*, São Paulo (SP).
- Emilsson, I., 1961: The shelf and coastal waters off southern Brazil. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, 11(2), 101–112.
- Faria, A. F. G., 2005: Relatório Final da Comissão “Oceano Leste II”. *Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil*, 83 pp.
- Godoi, S. S., 2005: Dinâmica Quase-geostrófica do Sistema Corrente do Brasil no Embaiamento de São Paulo (23, 5° S - 27° S). Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 133 pp.
- 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, 144 pp.
- Mattos, R. A., 2003: Avaliação da geostrofia do sistema corrente do Brasil ao largo de Cabo Frio (23° S). Monografia de Graduação, *Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo*, 40 pp.
- Mellor, E. L., 1986: A three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model. *Princeton University, NJ(08544)*, 0710.
- Memery, L., M. Harhan, X. A. Alvarez-Salgado, M. J. Messias, H. Mercier, C. G. Castro, & A. F. Rios, 2000: The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. *Progress in Oceanography*, 47, 69–98.

- Miranda, L. B. & B. M. Castro, 1981: Geostrophic flow conditions at 19° S. *Ciência Interamericana*, 22(1-2), 44–48.
- 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.
- Peterson, R. G. & L. Stramma, 1991: Upper level circulation in the south atlantic ocean. *Progress in Oceanography*, 26(1), 1 – 73.
- Sandström, J. W. & B. Helland-Hansen, 1903: Über die berechnung von meeresströmungen. *Norwegian Fishery and Marine Investigations*, 2(4).
- 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 geostrofica. *Boletim Instituto Oceanográfico*, 37(1), 33–49.
- Silva, P. C. M., 1957: Oceanografia do triângulo Cabo Frio-Trindade-Salvador. *Anais Hidrogr. Tomo XVI*, pp 213–308.
- 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., E. Ribeiro, R. A. Mattos, F. P. A. Fernandes, & J. A. M. Lima, 2006: Meso-scale Brazil Current patterns between 18° - 22° S. *Ocean Sciences Meeting, 20-24 february*, Honolulu, Hawaii.
- 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.

- Soutelino, R. G., 2005: Caracterização da estrutura baroclínica do sistema de correntes de contorno oeste ao largo da costa leste brasileira. Monografia de Graduação, *Universidade do Estado do Rio de Janeiro*, 50 pp.
- 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., 1991: Geostrophic Transport of the South Equatorial Current in the Atlantic. *Journal of Marine Research*, 49(2), 281 – 294.
- Stramma, L., J. Fischer, & J. Reppin, 1995: The North Brazil Undercurrent. *Deep-Sea Research Part I - Oceanographic Research Papers*, 42(5), 773 – 795.
- Tomczak, M. & J. S. Godfrey, 2003: *Regional Oceanography: An Introduction*. Daya Publishing House, New York, 2 edição, 422 pp.
- Tsuchiya, M., 1989: Circulation of the Antarctic Intermediate Water in the North Atlantic Ocean. *J. Mar. Res.*, 47, 747–755.
- Unesco & NIO, 1966: International Oceanographic Tables. *Unesco Office of Oceanography - Paris*, 118 pp.

De acordo com o estabelecido neste documento, subscrevemos-nos:

Juliana Albertoni de Miranda

Ison Carlos Almeida da Silveira

São Paulo, 15 de Outubro de 2007.