

Leandro Ponsoni

O efeito da salinidade na estrutura de correntes do Sistema Corrente do Brasil

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 Silveira

São Paulo
Outubro de 2007

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO**

**O efeito da salinidade na estrutura de
correntes do Sistema Corrente do Brasil**

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

Leandro Ponsoni

Aprovada em ____/____/____ por

Orientador: Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira

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

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

**São Paulo
Outubro de 2007**

Sumário

Agradecimentos	iii
Lista de Figuras	v
Lista de Tabelas	ix
Resumo	x
Abstract	xi
1 Introdução	1
1.1 O papel descritivo e dinâmico da salinidade no oceano	1
1.2 O Sistema Corrente do Brasil	6
1.3 Objetivos	9
2 Conjunto de dados	10
3 Metodologia	12
3.1 Tratamento dos dados hidrográficos	12
3.2 Extrapolação dos dados termohalinos	14
3.3 Efeito das variações de salinidade nas variações de densidade	16
3.4 Método Dinâmico	18
3.5 Transporte de Volume	20
3.6 Função de Corrente Geostrófica	21
3.7 Gradeamento dos Campos Horizontais	22
4 Resultados	26
4.1 Descrição termohalina	26
4.1.1 Campos Verticais	26
4.1.2 Campos Horizontais	30
4.2 Estimativa da influência das variações de salinidade nas variações de densidade	35

4.3	Estimativa do efeito dos gradientes de salinidade na estrutura de velocidade geostrófica	38
4.3.1	Campos Verticais	38
4.3.2	Campos Horizontais	42
5	Conclusões	46
6	Sugestões para trabalhos futuros	48
7	Referências Bibliográficas	49

Agradecimentos

Por muitas vezes ao pesquisar monografias, teses e dissertações, sempre folhava os agradecimentos prestados pelo autor às pessoas que lhe eram queridas e, invariavelmente, perdia alguns minutos preso àquelas palavras tentando imaginar o caminho percorrido até a conclusão daquele trabalho. Pensava sobre as inúmeras coisas da qual o autor teve que abrir mão, bem como refletia se havia, ou não, valido a pena tanto esforço. Por vezes, deparava-me com histórias tristes, por outras felizes e, até mesmo, engraçadas. Entretanto, o que mais me prendia a atenção era imaginar o quanto cada uma daquelas pessoas ali citadas tinham sido fundamentais, não só na conclusão do trabalho, mas na vida do autor. Inevitavelmente traçava um paralelo com o estrada por mim até então percorrida, sempre lembrando das pessoas que estavam ao meu lado, dando força e incentivando em todos os momentos. Pois bem, chegou minha vez, e agora tenho a imensa satisfação de prestar os meus agradecimentos...

Volto no tempo, antes mesmo de ingressar na USP, para agradecer aos meus queridos amigos de trabalho da Porto Seguro, que muito me apoiaram naquele que foi o passo mais longo e difícil da minha caminhada. Quando decidi tomar a maluca decisão de abandonar o terceiro ano da Faculdade de Direito, largar um emprego estável e enfiar as caras nos livros para ingressar na até então inatingível, como o é para qualquer aluno provindo do ensino público, melhor e mais disputada universidade do país.

Já na USP, desde o segundo semestre, contei com os ensinamentos, a amizade, e o apoio do meu querido orientador Ilson, vulgo Tio K(areca). E se hoje falo com esta liberdade é porque nosso contato é muito mais do que profissional, mas uma verdadeira amizade. Valeu sofredor fluminense!!!

Estendo minha gratidão aos meus companheiros de laboratório (LaDO): André, Cayo, Domingos, Sueli, Saulo, Soutelino, Paquito, Juli, Hey Joe e Filipe. Vocês sempre estiveram dispostos a ajudar quando necessário. Não posso deixar de fazer um agradecimento especial aos dois últimos pelo grande apoio nos primeiros passos de LaDO.

Agradeço imensamente meus amigos de Arraial do Cabo - RJ: Comandante Ana Cláudia, muito obrigado pela oportunidade do estágio no Instituto de Estudos Almi-

rante Paulo Moreira (IEAPM) e tudo que propiciou para mim em Arraial; Leandro Calado, valeu pela co-orientação e por todo conhecimento que você tem transferido pra mim, isso sem mencionar a boa parceria de trabalho e a amizade que temos.

Quanto aos meus amigos de classe, impossível contar os momentos bons que passamos juntos. Era sempre bom chegar em sala de aula, mesmo naquela segunda-feira chuvosa, e reencontrá-los. Valeu, certamente formamos uma família!!!

Quero destacar a colaboração de dois homônimos que, apesar de inanimados, tornaram esses 5 anos ainda mais prazerosos. Primeiro, a melhor cidade do mundo: São Paulo. Apesar de todos seus problemas (trânsito, poluição, violência...), pra mim continua sendo inigualável e, quanto mais distante, maior a saudade. Segundo, ao melhor time do mundo: São Paulo Futebol Clube. Valeu pela imensa alegria que tem propiciado com suas conquistas, que só outro tricolor pode descrever!!!

Deixei por último as pessoas que mais amo, e que mesmo escrevendo um livro de 1000 páginas poucas seriam as palavras para expressar minha gratidão...

Pê, avô Orlando, avós Emília e Domingas, apesar de vê-los pouco carrego-os sempre nas minhas lembranças. Obrigado, por tudo que já fizeram por mim...

Dri, a distância que nos separa é proporcional as saudades que sinto. Espero que um dia possamos nos ver com mais frequência.

Rogério, obrigado por me ensinar a ter um pouco da sua paciência... valeu pelos vales refeições salvadores da época de cursinho... e, principalmente, estendo meu obrigado para Cidinha por vocês terem nos trazido o ser mais lindo do mundo: a Isabeli.

Dorinha e Dori, vocês são os melhores pais do mundo. Obrigado pelos sacrifícios que fizeram e ainda fazem pelos filhos. Sei que a vida de vocês são em função da nossa. Apesar de todas limitações sempre conseguiram nos dar o melhor!!! Temos muito orgulho de vocês!!!

E, finalmente, agradeço a Rutinha... Muito bom os momentos que estamos passando juntos... Deve ter sido macumba sua, mas tudo bem, eu to gostando...

Lista de Figuras

- 1 Campo da anomalia de densidade (superior), campo de anomalia da densidade encontrada com temperatura constante igual a 26,5°C (centro) e campo da anomalia da densidade encontrada com a salinidade constante igual a 35 (inferior). Valores dados em kg m^{-3} 3
- 2 Campo da anomalia de densidade (superior), campo de anomalia da densidade encontrada com temperatura constante igual a 1,1°C (centro) e campo da anomalia da densidade encontrada com a salinidade constante igual a 34 (inferior). Valores dados em kg m^{-3} 4
- 3 Três cenários de altura dinâmica (0/400 metros) do oceano tropical, calculados a partir de dados climatológicos do Levitus. No painel superior a altura dinâmica foi calculada com o campo de salinidade assumido como constante e igual a 35. No central a altura dinâmica foi calculada com salinidade variando de acordo com a climatologia do Levitus. A diferença entre os painéis superior e central é representada pelo painel inferior. De acordo com *Cooper* (1988). 6
- 4 Representação esquemática do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Adaptado de acordo com *Peterson & Stramma* (1991). 7
- 5 Representação esquemática da hipótese de Stommel para explicar a fraca intensidade relativa da Corrente do Brasil (painel inferior) comparativamente à Corrente do Golfo (painel superior). De acordo com *Stommel* (1965). 8
- 6 Diagrama esquemático mostrando a estrutura das massas de água na região do SCB. Em vermelho a AT, em azul a ACAS, em verde a AIA, em amarelo a APAN. Notar a bifurcação da ACAS (nível picnoclínico) e da AIA (nível subpicnoclínico) na Região Central do Embaiamento de São Paulo - SP. De acordo com *Calado* (2006). 9
- 7 Rede hidrográfica com a disposição das estações na região do cruzeiro DE-PROAS P2003. A Radial 5, destacada em amarelo, corresponde àquela na qual analisaremos as estruturas verticais. 10
- 8 Atuação da janela móvel do tipo *Hanning* para as larguras de 5, 11 e 21 dbar. 13

9	Batimetria (cinza claro), regiões de "sombra" de dados (cinza escuro) e valores amostrados de temperatura (bolinha vermelha cheia) utilizados na extrapolação dos dados. As bolinhas vermelhas vazias representam os pontos para os quais a temperatura será extrapolada. Radial 5 do cruzeiro DEPROAS P2003.	15
10	Grade horizontal utilizada para interpolação das propriedade T , S e σ_θ	23
11	Mapa do erro da interpolação via análise objetiva dos campos horizontais para o nível de 100 m.	24
12	Mapa do erro da interpolação via análise objetiva dos campos horizontais para o nível de 800 m.	25
13	Seção de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) referente à Radial 5 do cruzeiro DEPROAS P2003.	27
14	Seção de salinidade referente à Radial 5 do cruzeiro DEPROAS P2003.	27
15	Seção de anomalia da densidade potencial (kg m^{-3}) referente à Radial 5 do cruzeiro DEPROAS P2003.	28
16	Painel superior: corte na região da CB, sendo destacadas duas isopcnais e seus respectivos valores, assim como dois pontos (P_{cb_A} e P_{cb_B}) aos quais estão associados valores de T , S e σ_θ . Painel inferior: corte na região da CCI, sendo destacadas três isopicnais e seus respectivos valores, assim como dois pontos (P_{cci_A} e P_{cci_B}) aos quais estão associados valores de T , S e σ_θ . Atentar para a diferença nas escalas na dimensão vertical dos painéis superior e inferior.	29
17	Seção horizontal de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) referente ao nível de 100 m do cruzeiro DEPROAS P2003.	31
18	Seção horizontal de salinidade referente ao nível de 100 m do cruzeiro DEPROAS P2003.	32
19	Seção horizontal de anomalia da densidade potencial (kg m^{-3}) referente ao nível de 100 m do cruzeiro DEPROAS P2003.	32
20	Seção horizontal de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) referente ao nível de 800 m do cruzeiro DEPROAS P2003.	33
21	Seção horizontal de salinidade referente ao nível de 800 m do cruzeiro DEPROAS P2003.	34

22	Seção horizontal de anomalia da densidade potencial (kg m^{-3}) referente ao nível de 800 m do cruzeiro DEPROAS P2003.	34
23	Percentual de influência das variações de salinidade nas variações de densidade correspondente à seção referente a radial 5 do cruzeiro DEPROAS P2003. As linhas tracejadas representam as isopicnais amostradas.	36
24	Percentual de influência das variações de temperatura nas variações de densidade correspondente à seção referente a radial 5 do cruzeiro DEPROAS P2003. As linhas tracejadas representam as isopicnais amostradas.	36
25	Percentual de influência da salinidade no gradiente de densidade calculada com $S = 35$. As linhas tracejadas representam as isopicnais encontradas com $S = 35$	37
26	Percentual de influência da temperatura no gradiente de densidade calculada com $S = 35$ (superior). As linhas tracejadas representam as isopicnais encontradas com $S = 35$	37
27	Diferenças de $\sigma_{\theta}(S,T,p)$ entre as estações no mesmo nível de profundidade, ao longo de uma radial. Os tons de azul representam diferenças positivas (densidade da estação mais oceânica é maior que a da mais costeira), enquanto os tons vermelhos representam a situação oposta. Já as partes brancas correspondem a diferenças nulas.	39
28	Diferenças de $\sigma_{\theta}(35,T,p)$ entre as estações no mesmo nível de profundidade, ao longo de uma radial. Os tons de azul representam diferenças positivas (densidade da estação mais oceânica é maior que a da mais costeira), enquanto os tons vermelhos representam a situação oposta. Já as partes brancas correspondem a diferenças nulas.	39
29	Velocidade geostrófica baroclínica encontrada com a salinidade amostrada. A linha branca representa o nível de movimento nulo de 480 dbar. Foi assumido a similaridade numérica entre 480 dbar e 480 m.	40
30	Velocidade geostrófica baroclínica encontrada com a salinidade constante ($S = 35$). A linha branca representa o nível de movimento nulo. A linha branca representa o nível de movimento nulo de 480 dbar. Foi assumido a similaridade numérica entre 480 dbar e 480 m.	41

- 31 Seção horizontal de função de corrente geostrófica (contornos coloridos) juntamente com a velocidade geostrófica associada (vetores), encontrados com a salinidade amostrada, referente ao nível de 100 m do cruzeiro DEPROAS P2003. 44
- 32 Seção horizontal de função de corrente geostrófica (contornos coloridos) juntamente com a velocidade geostrófica associada (vetores), encontrados com a salinidade fixa em 35, referente ao nível de 100 m do cruzeiro DEPROAS P2003. 44
- 33 Seção horizontal de função de corrente geostrófica (contornos coloridos) juntamente com a velocidade geostrófica associada (vetores), encontrados com a salinidade amostrada, referente ao nível de 800 m do cruzeiro DEPROAS P2003. 45
- 34 Seção horizontal de função de corrente geostrófica (contornos coloridos) juntamente com a velocidade geostrófica associada (vetores), encontrados com a salinidade fixa em 35, referente ao nível de 800 m do cruzeiro DEPROAS P2003. 45

Lista de Tabelas

- 1 Valores de T , S e σ_θ para os pontos Pcb_A e Pcb_B destacados na Figura 16. . 28
- 2 Valores de T , S e σ_θ para os pontos $Pcci_A$ e $Pcci_B$ destacados na Figura 16. 29

Resumo

É sabido que a temperatura possui uma maior influência sobre o campo de densidade quando comparada à salinidade no oceano em baixas e médias latitudes, e conseqüentemente, na força do gradiente de pressão horizontal. O custo da aquisição de dados oceanográficos induz alguns pesquisadores a negligenciar o efeito das variações de salinidade sobre as variações do campo de densidade. Este estudo objetivou investigar o efeito de negligenciar a variação da salinidade no cálculo da circulação geostrófica ao largo do sudeste brasileiro. Calculamos a estrutura de velocidade geostrófica baroclínica ao largo do sudeste brasileiro, nos domínios do Sistema Corrente do Brasil (SCB), com e sem o efeito da variação da salinidade. No primeiro caso, utilizamos salinidade *in situ* do conjunto de dados hidrográficos do Projeto Dinâmica do Ecossistema da Plataforma Oeste do Atlântico Sul (DEPROAS), mais precisamente do cruzeiro DEPROAS P2003 (setembro de 2003). No segundo, assumimos um campo de salinidade homogêneo e igual a 35. Nossos resultados revelaram que os padrões de escoamentos preservaram qualitativamente suas estruturas, com a Corrente do Brasil (CB) fluindo para sul/sudoeste e a Corrente de Contorno Intermediária (CCI) escoando para norte/nordeste. Estruturas de meso-escala também foram reproduzidas quando empregamos a salinidade constante. Entretanto, os transportes das correntes se tornaram mais intensos e as velocidades azimutais dos vórtices, mais vigorosas. Por exemplo, a CB sofreu uma intensificação no transporte de -8,05 Sv para -17,04 Sv, enquanto o da CCI aumentou de 6,68 Sv para 15,83 Sv. Tais resultados nos conduziram a inferir que alterações significativas na evolução do sistema hidrodinâmico estudado podem ocorrer quando gradientes de salinidade são desprezados, visto que inércia, momentum linear e momentum angular (vorticidade potencial) foram afetados. Concluímos assim que estudos de processos dinâmicos, principalmente aqueles que envolvem simulações numéricas, devem considerar métodos alternativos para construção de campos sintéticos espacialmente variáveis de salinidade ao invés da simplificação de utilizar salinidade constante.

Descritores: Corrente do Brasil, salinidade, velocidade geostrófica, método dinâmico.

Abstract

It is well known that the temperature (T) is more determinant than salinity (S) in the potential density distribution over the tropical and subtropical oceans. Consequently, the temperature gradient plays a more relevant role in the baroclinic horizontal pressure gradient as well. The high costs of oceanographic data acquisition sometimes lead researchers to ignore the effect of salinity variations in the density field. This study aimed to investigate the effect of neglecting the salinity gradient when computing the geostrophic circulation off southeast Brazil. In order to reach this goal, we calculated the baroclinic velocity structure in the Brazil Current System (BCS) domain within the study area with and without the presence of salinity horizontal gradients. In the first case, we used observed salinity and temperature from the hydrographic data set of the “Dinâmica do Ecossistema da Plataforma Oeste do Atlântico Sul”– the DEPROAS Experiment of September 2003. In the second case, we considered a constant salinity field of 35. Our results revealed that the flow patterns were qualitatively preserved with the Brazil Current (BC) flowing southwestward and the Intermediate Western Boundary Current (IWBC) flowing northeastward. Mesoscale features were also reproduced when the constant salinity field was used in the geostrophic calculations. However, the current volume transports increased sharply as well as azimuthal eddy velocities were also considerably higher when compared to the currents computed from observed T and S. As examples, the BC was intensified from the original -8,05 Sv to -17,04 Sv while the IWBC varied from 6,68 Sv to 15,83 Sv. These results suggested that if a constant salinity field is employed in representing the BCS in process studies, the evolution of the hydrodynamic system can be affected. The computed variation in transport leads to variations in linear momentum, inertia and, therefore, angular momentum (or potential vorticity). We thus concluded that numerical process studies should consider alternative methods of inferring a spatially-varying salinity field when *in situ* observations of this quantity are not available instead of employing a constant S field.

Keywords: Brazil Current, salinity, geostrophic velocity, dynamic method.

1 Introdução

1.1 O papel descritivo e dinâmico da salinidade no oceano

Durante décadas os oceanógrafos têm empreendido esforços para amostrar as propriedades físicas da água do mar. Informações têm sido buscadas nos mais remotos pontos do globo, assim como nas regiões mais profundas do oceano. Inequivocamente as duas propriedades mais importantes são temperatura (T) e salinidade (S), pois através das mesmas podemos calcular a variável de estado densidade (*Rudnick & Ferrari*, 1999), para um dado nível de pressão (p). Adicionalmente, tais propriedades também são as responsáveis por forçar a circulação termohalina, além de atuarem na dinâmica oceânica através dos termos do gradiente de pressão nas equações de conservação de *momentum* linear.

A evolução dos equipamentos e métodos destinados a medir os campos de temperatura e salinidade vem justamente de encontro com a necessidade de conhecer cada vez melhor o comportamento dessas variáveis nos oceanos. Por muitos anos, T e S foram amostradas apenas de forma pontual na coluna de água, ou seja, em profundidades pré-definidas, onde a temperatura era comumente registrada com termômetros de reversão e amostras de água eram coletadas para determinar a salinidade via clorinidade em laboratório. Situação esta bastante distinta da atual, em que conseguimos perfilar *in situ* tais propriedades com sensores mais precisos de temperatura e de salinidade (via método indutivo). Paralelamente, o cálculo da densidade também evoluiu, passando pela equação de estado clássica de Knudsen-Ekman até a presente equação internacional de estado da água do mar apresentada pelo *Joint Panel on the Equation of State of Sea Water* (UNESCO, 1980), após anos de trabalho (*Miranda*, 1998).

Esses anos de esforços devem-se à complexa e não linear interação dos termos que determinam a densidade, sobretudo do par T e S . Como resultado desta interação, duas considerações são especialmente importantes para nosso trabalho. A primeira é o fato da densidade ser mais sensível às variações de T , comportamento que se amplifica tanto com o acréscimo de S como da própria T . Portanto, quando fixa-

mos a salinidade em 35 e consideramos dois pontos na superfície do oceano (pressão oceanográfica = 0), um com temperatura igual a 25°C e outro com 23°C, encontramos o valor de 0,59 kg m⁻³ ao calculamos a diferença de densidade entre estes pontos. Já quando diminuimos esta salinidade para 33 tal diferença reduz para 0,58 kg m⁻³. Mas, caso esta mesma variação de temperatura ocorre com valores mais baixos, por exemplo de 5°C a 7°C, encontramos diferenças de densidades em torno de 0,26 kg m⁻³ e 0,25 kg m⁻³, para salinidades fixas em 35 e 33, respectivamente. A segunda importante consideração é que o efeito da S cresce quando T decresce, mas se mantém praticamente constante quando a própria S varia (Cooper, 1988). Assim, maior será a diferença de densidade gerada decorrente de uma variação de salinidade quão menor for a temperatura. Por exemplo, para este caso, quando consideramos a temperatura fixa em 5°C na superfície do oceano, uma variação de salinidade de 33 a 35 resultará numa diferença de densidade de 1,58 kg m⁻³. Entretanto, caso consideremos uma temperatura de 25°C, a mesma variação de salinidade acarretará uma diferença de densidade de 1,51 kg m⁻³.

Logo, conseguimos entender o motivo pelo qual os gradientes de densidade em superfície são governados basicamente pelos gradientes de temperatura nas baixas e médias latitudes ("águas quentes"), enquanto os gradientes de salinidade tem um efeito majoritário sobre os gradientes de densidade nas altas latitudes ("águas frias").

As Figuras 1 e 2 ilustram o cenário descrito no parágrafo anterior. Empregamos a climatologia de Boyer *et al.* (2005), a qual faz parte do conjunto de atualizações sucessivas no *Climatological Atlas of the World Ocean*, originalmente elaborada por Levitus (1982), para comparar a importância relativa dos gradientes de S e T sobre o gradiente de densidade na superfície do oceano. Primeiro, consideramos uma faixa de baixa latitude, compreendida entre 25°N e 25°S, e avaliamos três cenários diferentes, quais sejam: distribuição da anomalia de densidade $\sigma = \rho(S, T, p) - 1000$, distribuição de σ encontrada com a temperatura média da região (26,5°C) e salinidade climatológica, e distribuição de σ calculada com a salinidade média (35) e temperatura climatológica. Posteriormente, analisamos as mesmas três distribuições para alta latitude, limitada por 50°S e 90°S, onde os valores médios de S e T em superfície são, respectivamente, 34 e 1,1°C.

Em baixas e médias latitudes, confirmamos que o campo de densidade climatológico é majoritariamente governado pela temperatura, conforme comprova a correspondência entre os painéis superior e inferior da Figura 1.

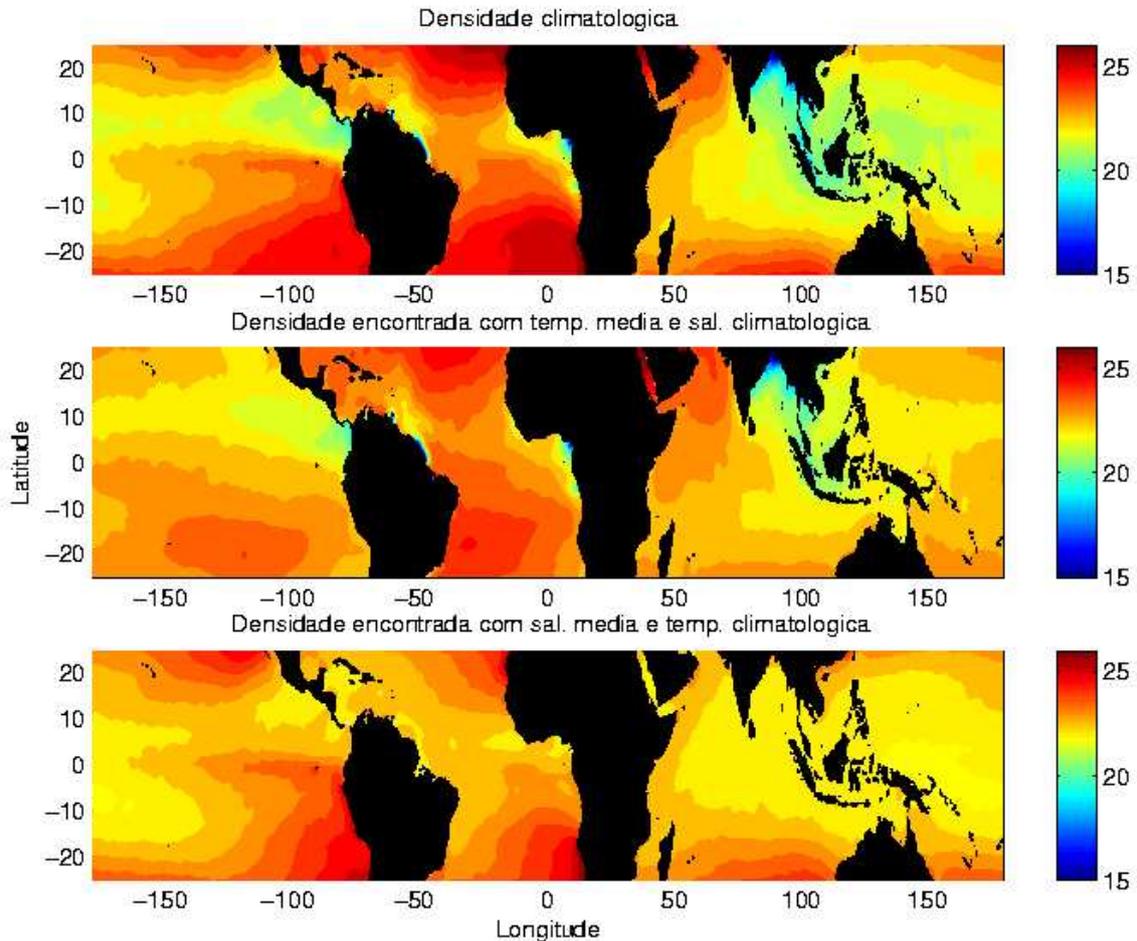


Figura 1: Campo da anomalia de densidade (superior), campo de anomalia da densidade encontrada com temperatura constante igual a $26,5^{\circ}\text{C}$ (centro) e campo da anomalia da densidade encontrada com a salinidade constante igual a 35 (inferior). Valores dados em kg m^{-3} .

Já em altas latitudes, está clara a predominância do efeito do campo de salinidade no de densidade, como podemos observar pela correspondência entre os painéis superior e central da Figura 2.

Como resultado, a salinidade se torna a principal forçante das correntes em altas latitudes por ter um efeito majoritário sobre a circulação termohalina (*Bryan, 1986*). Por outro lado, seu efeito sobre dinâmica em baixas e médias latitudes muitas vezes é negligenciado, diante da maior influência da temperatura na densidade nestas regiões (*Pickard & Emery, 1990*).

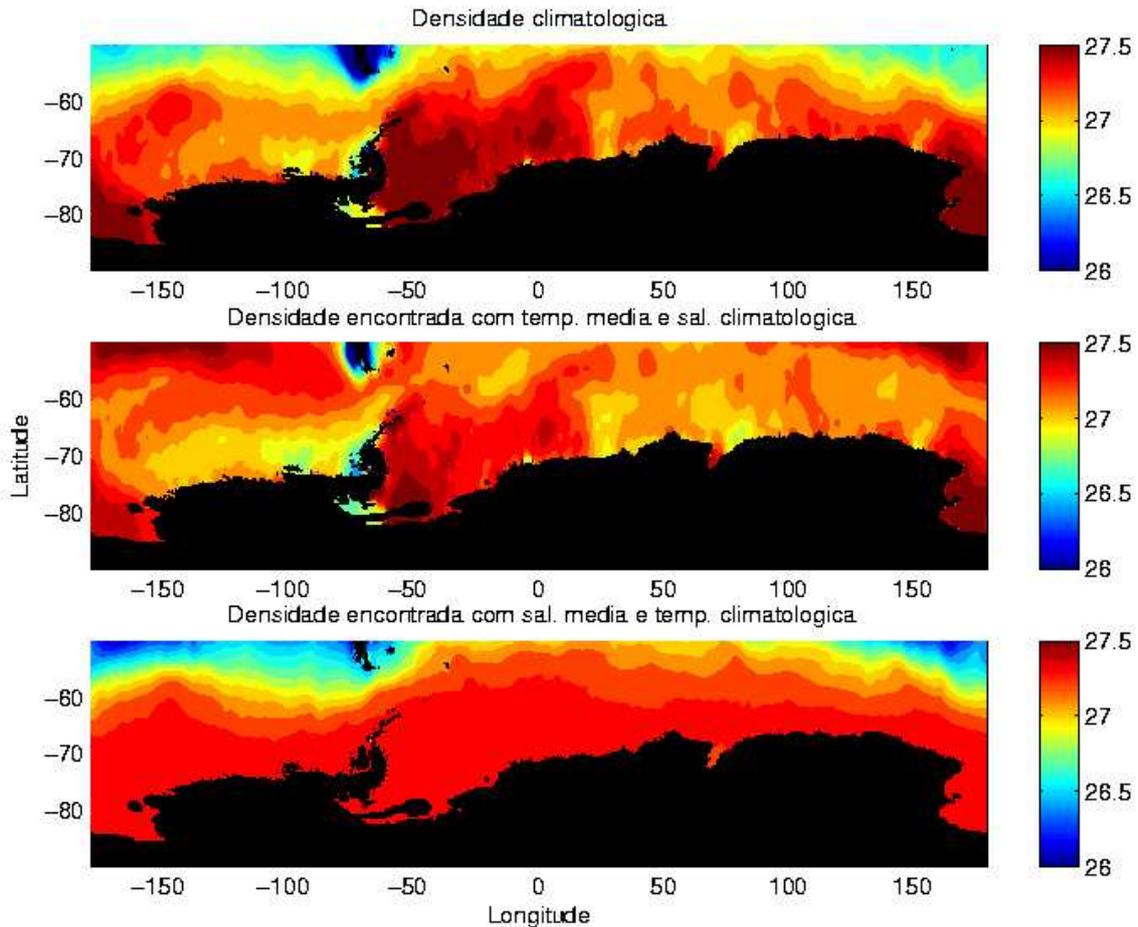


Figura 2: Campo da anomalia de densidade (superior), campo de anomalia da densidade encontrada com temperatura constante igual a $1,1^{\circ}\text{C}$ (centro) e campo da anomalia da densidade encontrada com a salinidade constante igual a 34 (inferior). Valores dados em kg m^{-3} .

Muito do que sabemos a respeito da circulação nos trópicos e subtropicais é resultado do cálculo da velocidade geostrófica baroclínica via método dinâmico clássico e também por meio da modelagem numérica. Esta ponderação é válida especialmente para o Sistema Corrente do Brasil (SCB), cujas medições diretas de velocidade encontram-se restritas a poucos trabalhos (*Evans & Signorini, 1985; Silveira et al., 2004*).

Para gerar resultados tanto por meio do método dinâmico, assim como através de modelos matemáticos, faz-se necessário conhecer o campo de densidade. Contudo, a coleta de dados oceanográficos é muito dispendiosa e nem sempre os dados pontuais de temperatura são acompanhados de dados salinidade, o que ocorre por exemplo quando das perfilagens por *Expendable Bathythermograph* (XBT).

Dada esta carência de dados, associada ao fato da densidade no oceano tropical ser influenciada predominantemente pela temperatura (*Pickard & Emery, 1990*), a solução encontrada por alguns pesquisadores é assumir um campo de salinidade constante em simulações numéricas (*Rowe & Wells, 1985; Latif et al., 1985; Jochum & Rizzoli, 2003; Verdy & Jochum, 2005; Urbano et al., 2006*).

Realmente é de se esperar que a salinidade não tenha influência tão marcante na circulação como ocorre em altas latitudes. Assim sendo, a questão que se coloca é: ***Mesmo a temperatura possuindo um efeito majoritário sobre a densidade em pequenas e médias latitudes, os gradientes de salinidade podem de fato ser negligenciados sem que ocorram grandes distorções no campo de velocidade geostrófica?***

Outros pesquisadores já tiveram esta preocupação. *Cooper (1988)* encontrou diferenças significativas no campo de velocidade geostrófica do oceano tropical calculando a altura dinâmica com e sem variações de salinidade (Figura 3). No mesmo trabalho, a importância da salinidade foi ratificada mediante experimentos realizados com um modelo de circulação global do Oceano Índico, onde foram comparados dois modos de inicialização, os quais também consideraram situações com e sem a inclusão dos gradientes horizontais de salinidade. Após 110 dias de evolução o modelo acusou, respectivamente, diferenças de $0,5^{\circ}\text{C}$ e 10 cm s^{-1} nos campos de temperatura e velocidade. Na mesma linha, *Batteen et al. (1995)* concluíram que o campo de salinidade é essencial para caracterizar com acurácia a estrutura de larga escala do Sistema Corrente da Califórnia, tanto no aspecto descritivo como no dinâmico.

Todavia, esta análise nunca foi feita para o SCB e não sabemos as consequências quando desprezamos os gradientes de salinidade na região. Além do mais, os trabalhos de *Cooper (1988)* e *Batteen et al. (1995)* se restringem a uma abordagem horizontal do problema, não sendo apresentado detalhes sobre a estrutura vertical das correntes.

Este trabalho, portanto, visa justamente suprir esta lacuna quanto ao SCB. Entretanto, antes de tudo, é de fundamental importância descrever os padrões de escoamento da região.

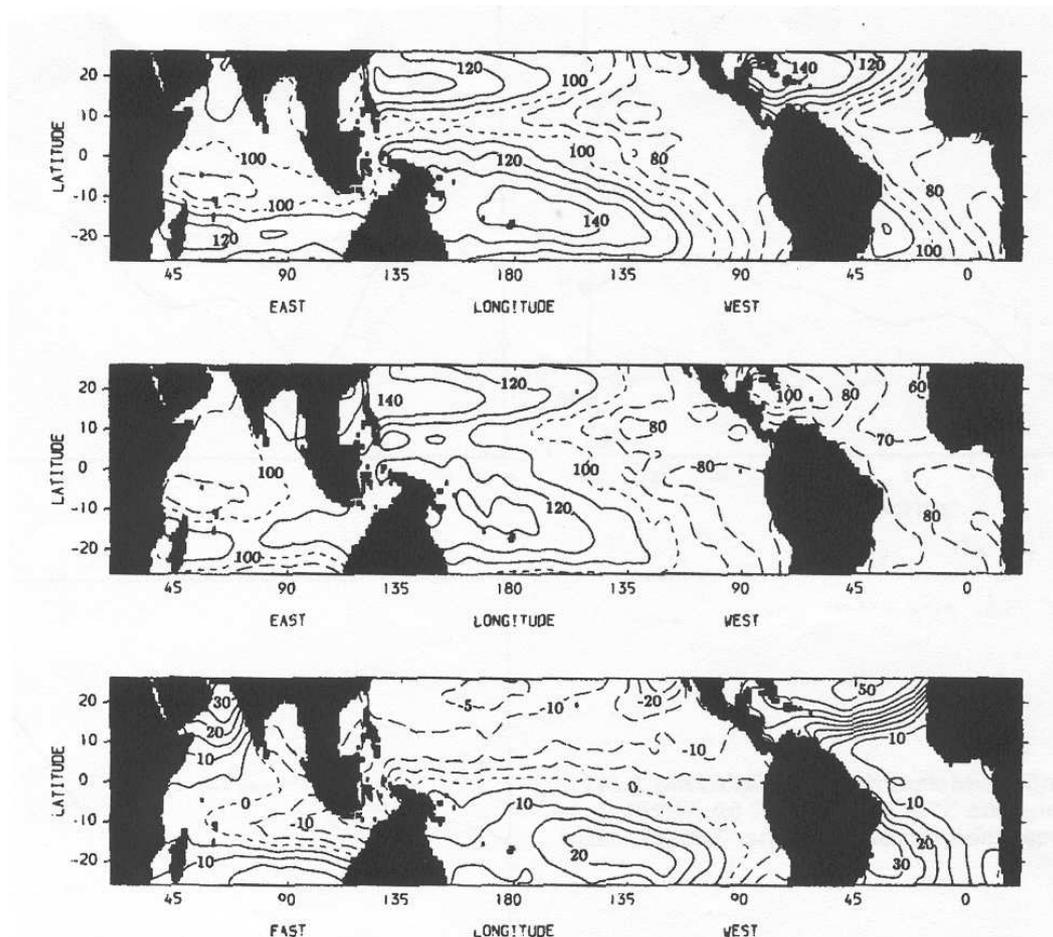


Figura 3: Três cenários de altura dinâmica (0/400 metros) do oceano tropical, calculados a partir de dados climatológicos do Levitus. No painel superior a altura dinâmica foi calculada com o campo de salinidade assumido como constante e igual a 35. No central a altura dinâmica foi calculada com salinidade variando de acordo com a climatologia do Levitus. A diferença entre os painéis superior e central é representada pelo painel inferior. De acordo com Cooper (1988).

1.2 O Sistema Corrente do Brasil

A margem continental sudeste brasileira é dominada pelo sistema de Correntes de Contorno Oeste (CCOs), o qual é responsável por compor a borda oeste do giro subtropical do Atlântico Sul (Figura 4), tal como ocorre nos demais giros do globo. Contudo, ao largo da costa brasileira este sistema possui algumas peculiaridades em relação aos demais. Nesta região ocorre um complexo padrão de circulação, onde é possível observar no mínimo duas inversões no escoamento bastante evidentes entre a superfície e o fundo (Stommel, 1965; Boebel et al., 1999).

Nos primeiros 500 m da coluna de água encontramos a Corrente do Brasil (CB)

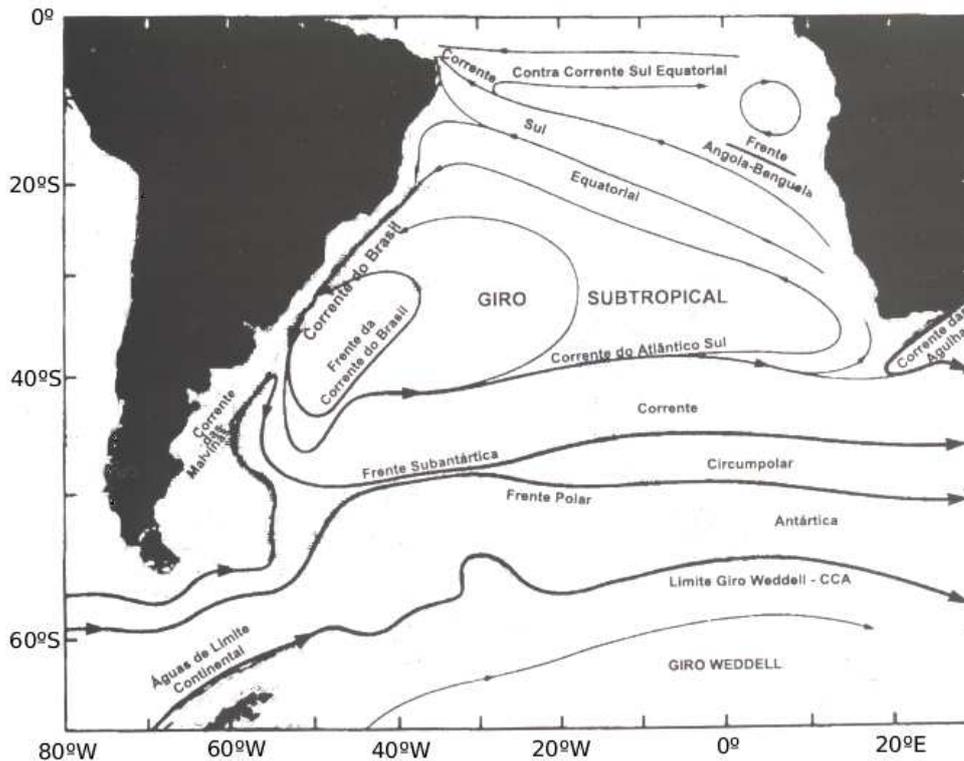


Figura 4: Representação esquemática do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Adaptado de acordo com *Peterson & Stramma (1991)*.

fluindo em direção ao sul/sudoeste, juntamente com suas feições características de meso-escala, tais como meandros e vórtices (*Mattos, 2006*). Esta corrente origina-se ao sul de 10°S (*Silveira et al., 2000*), resultado da bifurcação da Corrente Sul Equatorial (CSE), cujo ramo sul origina a CB enquanto o ramo norte forma a Corrente Norte do Brasil (*Stramma & England, 1999*). O limite sul da CB encontra-se entre 36°S e 38°S , região em que ocorre a confluência com a Corrente das Malvinas (*Garzoli & Garraffo, 1989*), resultando na Corrente do Atlântico Sul, que por sua vez flui latitudinalmente em direção ao sul do continente africano.

Apesar das CCOs possuírem como características padrões de escoamentos intensos, estreitos e bem definidos fluindo ao largo das margens continentais (*Silveira & Flierl, 2002*), a CB é bastante peculiar neste aspecto, pois quando comparada à sua análoga do Atlântico Norte, a Corrente do Golfo (CG), é considerada uma corrente relativamente fraca. *Stommel (1965)* postulou que no Atlântico Norte as componentes de velocidades “gerada pelo vento” e “termohalina” se somam para formar a CG,

enquanto no Atlântico Sul possuem sentidos opostos (Figura 5). O resultado é que associada a CB, encontra-se uma subcorrente intermediária fluindo no sentido oposto.

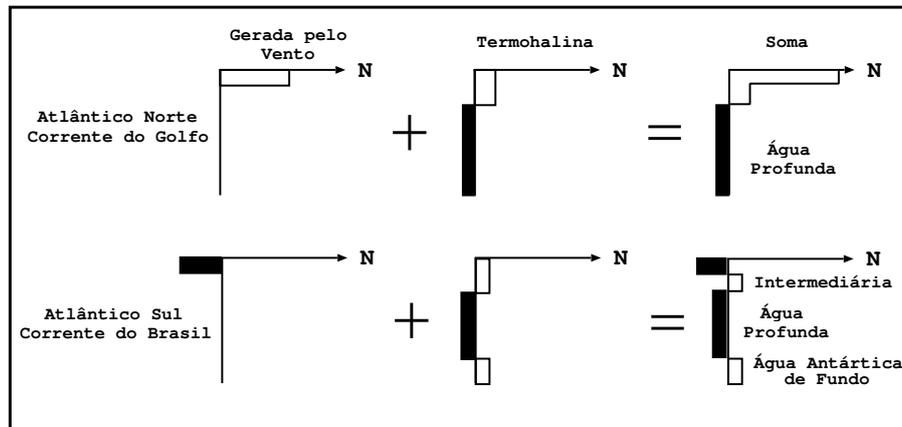


Figura 5: Representação esquemática da hipótese de Stommel para explicar a fraca intensidade relativa da Corrente do Brasil (painel inferior) comparativamente à Corrente do Golfo (painel superior). De acordo com *Stommel* (1965).

Portanto, em profundidades intermediárias, abaixo dos 500 m e com espessura vertical de no mínimo 700 m, ocorre um escoamento no sentido oposto ao da CB, ou seja, para norte/nordeste. Esse escoamento está associado a Corrente de Contorno Intermediária (CCI), cuja descrição e padrões de circulação de meso-escala foram apresentados por *Boebel et al.* (1999), corroborando a existência da subcorrente postulada por *Stommel* (1965).

Abaixo da CCI, e com grande extensão vertical (aproximadamente 2000 m de coluna de água), encontra-se a mais extensa CCO do globo, conhecida como Corrente de Contorno Profunda (CCP), fluindo para sul (*Stramma & England, 1999*). Contudo, a CCP não será objeto de estudo neste trabalho.

Adicionalmente, cabe registrarmos a estreita relação entre correntes de contorno e massas de água nas proximidades da Margem Continental Brasileira. Conforme *Silveira et al.* (2000), a CB transporta Água Tropical (AT) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS), enquanto a CCI transporta predominantemente Água Intermediária Antártica (AIA). A CCP, por sua vez, transporta Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). *Calado* (2006) apresentou um esquema ilustrativo da relação correntes de contorno – massas de água (Figura 6) para o SCB.

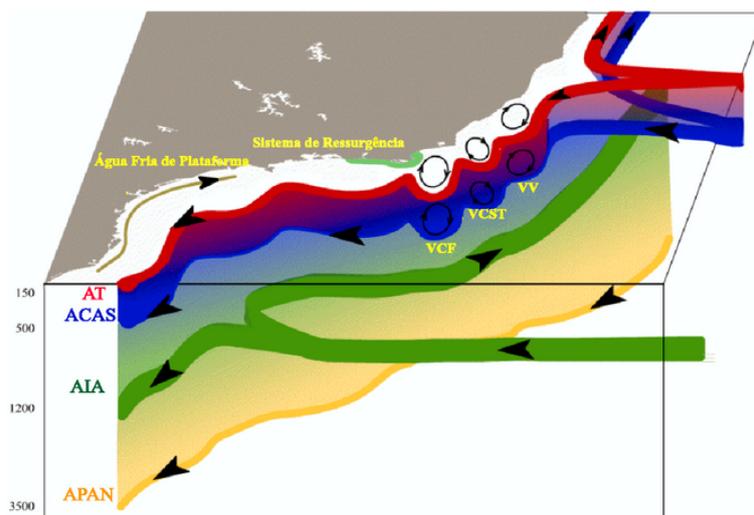


Figura 6: Diagrama esquemático mostrando a estrutura das massas de água na região do SCB. Em vermelho a AT, em azul a ACAS, em verde a AIA, em amarelo a APAN. Notar a bifurcação da ACAS (nível picnoclínico) e da AIA (nível sub-picnoclínico) na Região Central do Embaiamento de São Paulo - SP. De acordo com Calado (2006).

1.3 Objetivos

Diante do exposto, estabelecemos a hipótese científica que norteia este trabalho: *A ausência da variação de salinidade afeta o cálculo das velocidades geostróficas baroclínicas, o transporte de volume associado, bem como a reprodução das estruturas de meso-escala, tais como vórtices, do SCB ao largo do sudeste brasileiro.*

Para confirmar ou não esta hipótese, citamos a seguir os pontos a serem explorados.

- Descrever os campos horizontais e verticais de temperatura, salinidade, densidade e velocidade geostrófica obtidos a partir das perfilagens de CTD.
- Quantificar o efeito dos gradientes de salinidade sobre os de densidade.
- Avaliar o efeito da salinidade na estrutura vertical das correntes geostróficas através da substituição do campo de salinidade observado por valores constantes, recalculando a velocidade baroclínica via método dinâmico, assim como estimar possíveis alterações no transporte de volume.
- Avaliar o efeito da salinidade no campo horizontal de corrente geostrófica mediante cálculo da função de corrente, encontrada com e sem a inclusão dos gradientes de salinidade.

2 Conjunto de dados

O conjunto de dados hidrográficos utilizado nesta pesquisa é oriundo do Projeto Dinâmica do Ecossistema da Plataforma Oeste do Atlântico Sul (DEPROAS), mais precisamente de perfilagens de CTD (perfilador de condutividade, temperatura e pressão) realizadas na ocasião do cruzeiro DEPROAS-P2003, conduzido durante a primavera de 2003 (22/09/2003 a 29/09/2003) pelo N. Oc. Prof. W. Besnard..

A Figura 7 mostra a disposição das cinco radiais hidrográficas do cruzeiro DEPROAS-P2003 ao largo do sudeste brasileiro, localizadas ao norte da Ilha de São Sebastião, na direção da Ilha Grande, ao sul da Baía de Guanabara, ao Norte da Baía de Guanabara, e próxima ao Cabo Frio. Esta última radial, denominada "Radial 5" e destacada em amarelo, corresponde àquela na qual analisaremos o efeito da salinidade na estrutura vertical de velocidades do SCB.

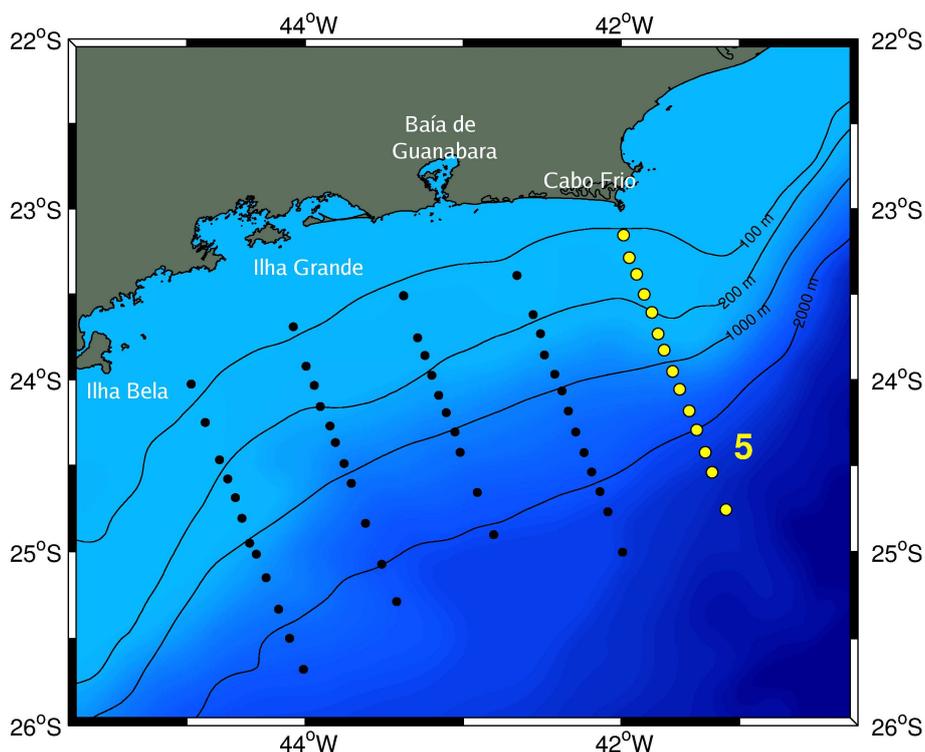


Figura 7: Rede hidrográfica com a disposição das estações na região do cruzeiro DEPROAS P2003. A Radial 5, destacada em amarelo, corresponde àquela na qual analisaremos as estruturas verticais.

Por fim, esclarecemos que o cruzeiro foi realizado em duas etapas por duas equipes distintas. A primeira equipe, da qual o autor desta monografia fazia parte, exe-

cutou as amostragens nas três radiais mais ao sul, enquanto a segunda equipe ficou responsável pelas duas radiais mais ao norte.

3 Metodologia

3.1 Tratamento dos dados hidrográficos

O cuidado com a qualidade dos dados hidrográficos iniciou-se antes mesmo da coleta. Precedendo ao embarque, o CTD foi devidamente calibrado no Laboratório de Instrumentação Oceanográfica do Instituto Oceanográfico – USP.

Os dados utilizados foram aqueles registrados durante a descida do instrumento. As vantagens destes dados sobre os de subida reside nos seguintes fatores:

- O processo de subida é mais turbulento e conseqüentemente provoca uma maior perturbação na estratificação da coluna de água, em decorrência da posição do perfilador acoplado à base da *rosette*;
- Houve coleta de água mediante disparos de garrafas de Niskin durante a subida do aparelho, causando variações no tempo da perfilagem, bem como resultando numa turbulência adicional;
- Quanto mais rápida a amostragem, menor a deriva do navio da USP, que não possui posicionamento dinâmico, e obviamente menor o erro em relação a distância inicialmente planejada.

Durante a própria coleta, a equipe de bordo submeteu os dados aos seguintes procedimentos, em vista de torná-los mais contínuos e regulares verticalmente:

(i) *Remoção de picos (spikes)* - Devido a falhas de comunicação durante a perfilagem, são gerados valores fora dos padrões das propriedades amostradas. Estes valores são conhecidos como picos, ou *spikes*, e precisam ser removidos. Para tanto, os detectamos estabelecendo uma faixa de valores aceitáveis, ou seja, aqueles que se enquadram dentro de valores possíveis para um determinado intervalo de profundidade, e então os substituímos pelos valores imediatamente acima.

(ii) *Média em caixas (bin averaging)* - O CTD utilizado operou com uma taxa de amostragem de 15 Hz. Considerando que a velocidade de descida do equipamento foi de aproximadamente 1 m s^{-1} , temos cerca de 15 amostragens para cada metro de

coluna de água. Todavia, para que fosse promovido um tratamento numérico adequado foi necessário estabelecer um intervalo regular de dados. Desta forma, para cada metro de profundidade, foi estabelecida uma "caixa" com todos os valores, dos quais obtivemos uma média.

(iii) *Alisamento por Janela Móvel* - Este procedimento é responsável por minimizar os ruídos, gerando perfis verticais ainda mais contínuos. Para cada valor do perfil, calcula-se uma média ponderada utilizando valores adjacentes, onde obviamente o valor em questão possui um maior peso. A largura da janela (intervalos de profundidades) deve ser ajustada de acordo com a profundidade. Assim, o ideal para estações costeiras é utilizar janelas mais curtas para não correr o risco de filtrar gradientes importantes na análise dinâmica. Logo, ajustamos a extensão da janela em 5 dbar nas estações mais rasas que 100 m, 11 dbar nas estações entre 100 e 500 m e 21 dbar para estações mais profundas que 500 m. Neste trabalho utilizamos a janela do tipo "Hanning" (Figura 8), cuja distribuição dos pesos atribuídos assemelha-se a uma curva do tipo gaussiana.

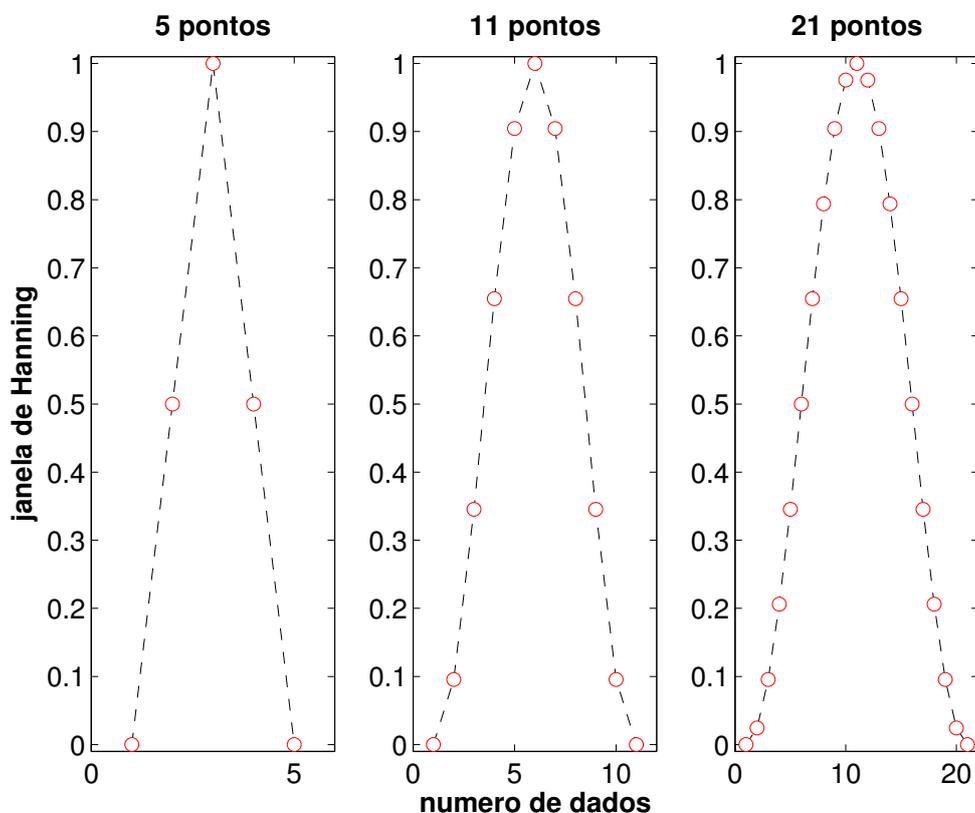


Figura 8: Atuação da janela móvel do tipo *Hanning* para as larguras de 5, 11 e 21 dbar.

3.2 Extrapolação dos dados termohalinos

Tendo em vista a logística envolvida num cruzeiro oceanográfico, nem sempre conseguimos estabelecer uma malha amostral que resolva adequadamente as feições fruto de nosso objeto de investigação. Logo, procuramos espaçar as estações de acordo com a escala básica do movimento que pretendemos estudar. Assim, o espaçamento entre as estações, ao longo de uma radial, resulta em regiões de "sombra", especialmente próximo ao talude, local onde a combinação entre a acentuada declividade da batimetria e o espaçamento horizontal entre as estações amplifica estes vazios de dados. Esta ausência não pode ser resolvida por uma interpolação simples, dada a inexistência de valores adjacentes.

A extrapolação desses dados tanto para as regiões de "sombra", assim como para o espaço ocupado pela topografia, torna-se importante no cálculo das velocidades geostróficas baroclínicas. Isso dada a necessidade de valores de anomalia do geopotencial nesses locais, para que possamos aplicar o cálculo dinâmico e calcular a função de corrente, como veremos na Seções 3.4 e 3.6. Desta forma, optamos por aceitar o método apresentado por *Mattos* (2006). O autor propõe a extrapolação da temperatura e da salinidade, além de sugerir a atenuação dos gradientes em direção à costa, em busca de torná-los cada vez menor.

Utilizaremos a temperatura T para expressar matematicamente o método de extrapolação proposto por *Mattos* (2006), mas lembramos que a mesma técnica será aplicada analogamente à salinidade. Logo, numa matriz de dados bidimensional composta por linhas (l) e colunas (c), encontramos a temperatura $T_{(l,c)}$ através da seguinte equação:

$$T_{(l,c)} = T_{(l,c+1)} - Fd \times \left[\left(\frac{T_{(l,c+2)} - T_{(l,c+1)}}{x_{(c+2)} - x_{(c+1)}} \right) \times (x_{(c+1)} - x_{(c)}) \right], \quad (1)$$

onde $x_{(c)}$ é a posição do valor de temperatura $T_{(l,c)}$ na matriz, e Fd é o fator de decaimento do gradiente. Tentamos diferentes valores para o fator de decaimento e escolhemos $Fd = 0.3$.

Optamos por este esquema de extrapolação em detrimento da tradicional extrapolação de *Reid & Mantyla* (1976), uma vez que em testes preliminares, para nosso

conjunto de dados, esta última resultou em campos de velocidades geostróficas ruidosos, com abruptas discontinuidades de valores. Diferentemente da extrapolação que utilizamos, no método de *Reid & Mantyla* (1976) o gradiente da anomalia do geopotencial é a propriedade física extrapolada, mas de forma linear. A idéia da atenuação pelo método de *Mattos* (2006), em direção à plataforma, causará uma situação barotrópica nesta região. Tal idéia converge para o fato desta componente predominar sobre a baroclínica na plataforma continental. Afinal, as isotermas e isohalinas tenderão a ser planas em locais onde as estações não alcançam o nível de referência para o cálculo geostrófico. Importante ressaltar que esta extrapolação atenuará os gradientes de T e S, mas preservará um índice termohalino coerente com a profundidade em questão.

A Figura 9 mostra o problema das regiões de "sombra", bem como auxilia na compreensão da extrapolação dos dados de temperatura pela equação 1. Importante destacarmos que à medida que um valor é extrapolado, o mesmo passa a ser o $T_{(l,c+1)}$ da equação no próximo passo, até que todos os valores rumo à costa sejam preenchidos.

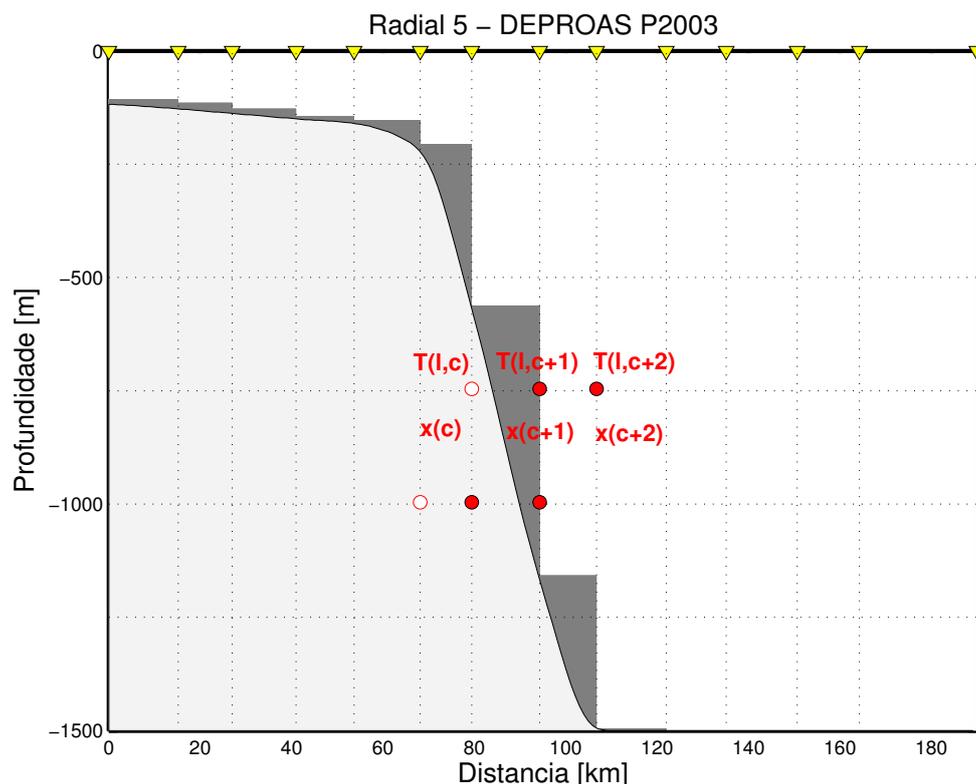


Figura 9: Batimetria (cinza claro), regiões de "sombra" de dados (cinza escuro) e valores amostrados de temperatura (bolinha vermelha cheia) utilizados na extrapolação dos dados. As bolinhas vermelhas vazias representam os pontos para os quais a temperatura será extrapolada. Radial 5 do cruzeiro DEPROAS P2003.

3.3 Efeito das variações de salinidade nas variações de densidade

Para que possamos entender e quantificar a importância dos gradientes de salinidade no escoamento geostrófico baroclínico, é importante sabermos o quanto o gradiente de densidade e, conseqüentemente, a força do gradiente de pressão, é função do campo halino.

Rudnick & Ferrari (1999) avaliaram o efeito relativo da temperatura e salinidade na densidade, para a camada de mistura, através da "razão de densidade (R)"

$$R \equiv \frac{\alpha \Delta \theta}{\beta \Delta S}, \quad (2)$$

onde α e β são os coeficientes expansão térmica e contração halina, respectivamente, e $\Delta \theta$ e ΔS são as diferenças de temperatura e salinidade em um intervalo espacial.

Já *Cooper* (1988) ilustrou as magnitudes relativas dos gradientes de temperatura e salinidade considerando uma aproximação linear da equação de estado:

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0)], \quad (3)$$

utilizando $\alpha = 0,304 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, $\beta = 0,756$, $T_0 = 25^\circ\text{C}$ e $S_0 = 35$, valores estes típicos do oceano tropical.

Todavia, optamos por não empregar nenhuma dessas duas análises em nossos estudos. O problema é que apesar de estarmos trabalhando em latitudes subtropicais, os valores típicos empregados por *Cooper* (1988) poderiam até ser representativos para a camada de superfície, mas não para a camada intermediária e de fundo, cujos valores característicos são bem distintos. Com relação ao cálculo da "razão de densidade", na forma pela qual foi empregada por *Rudnick & Ferrari* (1999), também foram utilizados valores aproximados para α e β . Adicionalmente, este cálculo se torna interessante para a camada de mistura, onde esta mesma pesquisa mostra uma compensação dos gradientes horizontais de temperatura e salinidade, resultando em valores de R próximos a 1. No nosso caso, teríamos valores baixos e altos e não conseguiríamos compor um campo de contorno de R .

Valendo-se das análises de *Cooper* (1988) e *Rudnick & Ferrari* (1999), apresentamos uma metodologia a fim de avaliar as proporções relativas dos gradientes horizontais de temperatura e salinidade sobre o gradiente de densidade em qualquer faixa de profundidade, através da qual é possível reduzir os desvios impostos pelas situações anteriores.

Assumindo uma variação de densidade dada por

$$\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1, \quad (4)$$

definimos ρ_1 e ρ_2 a partir da equação 3, como segue:

$$\rho_1 = \rho_0[1 - \alpha_1(T_1 - \bar{T}) + \beta_1(S_1 - \bar{S})], \quad (5)$$

$$\rho_2 = \rho_0[1 - \alpha_2(T_2 - \bar{T}) + \beta_2(S_2 - \bar{S})], \quad (6)$$

onde T_1 , T_2 , S_1 , S_2 , α_1 , α_2 , β_1 e β_2 são os respectivos pares T - S e coeficientes de expansão térmica e contração halina das estações 1 e 2, \bar{T} e \bar{S} são os valores médios para uma dada profundidade (ou nível isobárico) p , e por fim $\rho_0 = \rho(\bar{S}, \bar{T}, p)$. Importante destacar que o valor de p será sempre o mesmo em todos os termos das duas equações anteriores, pois é aquele correspondente ao nível de profundidade em questão.

Substituindo as equações 5 e 6 na equação 4 encontramos:

$$\Delta\rho = \rho_0[1 - \alpha_2(T_2 - \bar{T}) + \beta_2(S_2 - \bar{S})] - \rho_0[1 - \alpha_1(T_1 - \bar{T}) + \beta_1(S_1 - \bar{S})]. \quad (7)$$

Já a equação 7 pode ser reorganizada da seguinte forma:

$$\Delta\rho = \underbrace{\rho_0[\bar{T}(\alpha_2 - \alpha_1) + T_1\alpha_1 - T_2\alpha_2]}_I + \underbrace{\rho_0[\bar{S}(\beta_1 - \beta_2) + S_2\beta_2 - S_1\beta_1]}_{II}. \quad (8)$$

Finalmente, com os termos I e II da segunda parcela da equação 8, podemos descobrir as porcentagens dos gradientes de salinidade (PS) e de temperatura (PT)

refletidas sobre o gradiente de densidade, através das seguintes relações:

$$PS = \frac{\bar{S}(\beta_1 - \beta_2) + S_2\beta_2 - S_1\beta_1}{\bar{T}(\alpha_2 - \alpha_1) + T_1\alpha_1 - T_2\alpha_2} \times 100 \quad (9)$$

$$PT = \frac{\bar{T}(\alpha_2 - \alpha_1) + T_1\alpha_1 - T_2\alpha_2}{\bar{S}(\beta_1 - \beta_2) + S_2\beta_2 - S_1\beta_1} \times 100. \quad (10)$$

Cabe destacarmos que neste método os efeitos da salinidade e da temperatura são praticamente isolados nos nominadores e denominadores das equações 9 e 10. Esta afirmação é válida pois apesar de β_1 e β_2 dependerem de T_1 e T_2 , assim como α_1 e α_2 dependem de S_1 e S_2 , respectivamente, as ordens de grandezas de α e β estão em torno de 10^{-4} , enquanto as de S e T atingem a ordem de 10^1 em superfície e de 10^0 em níveis intermediários e profundos.

3.4 Método Dinâmico

O Método Dinâmico, desenvolvido por *Sandström & Helland-Hansen* (1903), trata-se de uma forma indireta de estimar o escoamento geostrófico baroclínico a partir dos gradientes horizontais de densidade ρ (ou volume específico α), ou seja, sem considerar explicitamente as forças que induzem as correntes e suas causas primárias (*Fomin*, 1964). Tal método consiste nas integrações verticais das Equações do Vento Térmico. Estas, por sua vez, partem do princípio de que existirão cisalhamentos verticais de velocidades geostróficas se existirem variações laterais de densidade. Assim, a componente zonal do Vento Térmico pode ser escrita em coordenadas cartesianas como:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0 f_0} \frac{\partial \rho}{\partial x}, \quad (11)$$

onde g é a aceleração da gravidade, f_0 o valor médio do parâmetro de Coriolis na região de interesse, ρ_0 é a densidade de referência e $\rho = \rho(x, z)$. Em termos de volume específico ($\alpha = 1/\rho$) temos:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{\alpha_0 g}{f_0} \frac{\partial \alpha^{-1}}{\partial x}. \quad (12)$$

Calculamos a derivada exposta no último termo da equação 12, e chegamos à equação 13

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\rho_0 g}{f_0} \frac{\partial \alpha}{\partial x}, \quad (13)$$

para então promovermos a integração vertical de um nível z até um nível de referência z_0 , como segue:

$$\int_{z_0}^z \frac{\partial v}{\partial z} dz = \int_{z_0}^z \frac{\rho_0 g}{f_0} \frac{\partial \alpha}{\partial x} dz. \quad (14)$$

No próximo passo, recorreremos à relação hidrostática

$$dp = -\rho_0 g dz, \quad (15)$$

para reescrevermos a equação 14 em coordenadas isobáricas, e chegarmos finalmente a

$$v_{(p)} - v_{(p_0)} = \frac{1}{f_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_{p_0}^p \delta dp, \quad (16)$$

onde p_0 é o nível isobárico de referência (NR), também conhecido como nível de movimento nulo, e $\delta = \delta(S, T, p)$ é a anomalia do volume específico, dada por $\delta = \alpha - \alpha_{35,0,p}$. Na prática, os perfis de δ são estimados através dos valores de salinidade, temperatura e pressão, a partir da equação de estado da água do mar.

Logo, o método dinâmico fornece velocidades geostróficas relativas ao nível de referência $p = p_0$, ou seja, um valor para os cisalhamentos de velocidades entre os níveis p e p_0 .

O caso da escolha de p_0 para a CB entre seu local de origem e o extremo sul da Bacia de Santos tem sido amplamente discutido na literatura. *Signorini* (1978) atribuiu o nível de 500 dbar como p_0 ao largo de Cabo Frio, enquanto *Gonçalves* (1993) escolheu 750 dbar em decorrência do transporte de volume da AIA descrito na literatura. Já *Godoi* (2005), através de critérios dinâmicos e termodinâmicos, amparados na estrutura de velocidades baroclínicas absolutas e na distribuição vertical de massas de água, encontrou a superfície isopical de 26,78 kg m⁻³ como sendo a superfície de

50% de mistura entre ACAS e AIA, bem como o limite entre CB e CCI. Conseqüentemente, encontrou o nível isobárico médio de 480 dbar para tal superfície isopicnal. Neste trabalho, valemo-nos do resultado de *Godoi* (2005) e, portanto, fixaremos o p_0 em 480 dbar.

Dado que o integrando da equação 16 pode ser determinado através da aproximação por acréscimos finitos de distância ($\partial x \sim \Delta x$), além de sabermos que a integração da anomalia do volume específico nos fornece a anomalia geopotencial ($\Delta\Phi$),

$$\Delta\Phi = \int_{p_0}^p \delta \, dp, \quad (17)$$

temos que

$$v_{(p)} = \frac{1}{f_0} \frac{\Delta\Phi_b - \Delta\Phi_a}{\Delta x} + v_{(p_0)}, \quad (18)$$

onde Δx representa a distância entre o par de estações hidrográficas arbitrárias a e b e $v_{(p_0)} \approx 0$.

3.5 Transporte de Volume

Uma vez encontradas as velocidades em uma seção de área conhecida, podemos calcular o quanto de volume transpõe perpendicularmente esta área por unidade de tempo. Para tanto, se definimos uma área \vec{A} , um vetor \vec{n} normal à esta área, assim como um fluxo com velocidade \vec{u} passando por \vec{A} , podemos calcular o transporte de volume por meio da equação 19:

$$T_v = \iint_A \vec{u} \cdot \vec{n} \, dA. \quad (19)$$

Na prática subdividimos \vec{A} em diversas células menores, cada qual representada por pequenos retângulos cujos vértices correspondem a 4 pontos de grade da seção. A velocidade no centro das células é resultado da média dos 4 valores adjacentes. Com o intuito de restringirmos os cálculos às correntes propriamente ditas, escolhemos somente as células com velocidades superiores a 2 cm s^{-1} . Finalmente, encon-

tramos o transporte integrado na seção por meio do somatório dos transportes das células menores, como mostra a equação 20:

$$T_v = \sum_j \sum_i \bar{u}_{ij} \cdot \Delta z_{ij} \cdot \Delta x_{ij}. \quad (20)$$

3.6 Função de Corrente Geostrófica

Quando trabalhamos com fluidos incompressíveis cujo escoamento se dá ao longo de um plano, tal como as correntes geostróficas, pode-se definir uma função escalar denominada função de corrente (ψ), a partir da qual a velocidade pode ser derivada (*Pond & Pickard*, 1983). Esta quantidade pode ser definida sempre que a equação da continuidade consistir de dois termos (*Kundu*, 1990), como no caso de um fluxo horizontal não divergente, como segue:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0. \quad (21)$$

Se as velocidades zonal u e meridional v são definidas tais que

$$v \equiv -\frac{\partial \psi}{\partial x}, \quad (22)$$

$$u \equiv \frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad (23)$$

logo a equação 21 é satisfeita, pois

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(-\frac{\partial \psi}{\partial x} \right) = 0. \quad (24)$$

Quanto à definição de ψ propriamente dita, primeiro reescrevemos a equação 18, correspondente à componente meridional (v) do movimento, na forma da equação 25. Bem como apresentamos a equação equivalente a componente zonal (u), na forma da equação 26

$$v = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\Delta \Phi}{f_0} \right), \quad (25)$$

$$u = -\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\Delta\Phi}{f_0} \right), \quad (26)$$

para finalmente compararmos o pares de equações 22 - 25 e 23 - 26, e chegarmos à conclusão de que

$$\psi = \frac{\Delta\Phi}{f_0}. \quad (27)$$

A grande vantagem de utilizarmos a distribuição horizontal da função de corrente consiste no fato do fluxo ser paralelo as linhas de ψ constante. Logo, podemos plotar o campo horizontais de ψ , calculado conforme a equação 27, juntamente com os vetores de velocidade geostrófica encontrados pelas fórmulas 22 e 23.

3.7 Gradeamento dos Campos Horizontais

Dada a orientação da costa, aliada ao espaçamento entre as estações do cruzeiro DEPROAS-P2003, entendemos necessária a elaboração de uma nova grade. Através desta (Figura 10), confeccionada com o auxílio do recurso computacional *Seagrid* no *software MATLAB*, estabelecemos uma regularidade de pontos, bem como aumentamos a resolução da malha hidrográfica original. Foi considerado um total de 40 pontos paralelos e 28 pontos perpendiculares à costa. Com esta resolução, a distância entre cada ponto é em média 7,9 km (4,26 mn) em ambas direções.

Com relação a interpolação das propriedades físicas sobre a grade em questão, empregaremos o método da Análise Objetiva (AO). Trata-se de um esquema baseado num resultado estatístico padrão (*Bretherton et al.*, 1976), o Teorema de Gauss-Markov, que possibilita a transformação das informações distribuídas aleatoriamente em um conjunto de dados regularmente espaçados em pontos de grade. Tal teorema atribui uma expressão para a estimativa de erros mínimos quadráticos de variáveis físicas, tais como temperatura, salinidade, função de corrente, etc.

Como um método de interpolação ótima, a AO garante a otimização do erro de interpolação, minimizando a variância do erro entre o valor estimado (interpolado) e o valor medido. Logo, a AO apresenta a grande vantagem de fornecer, além do campo

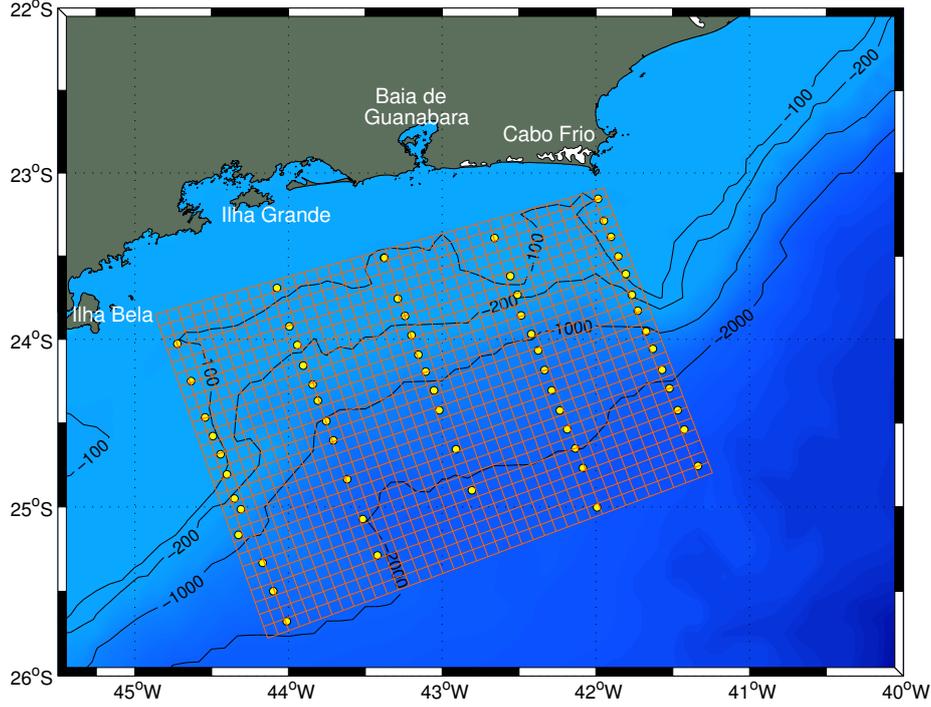


Figura 10: Grade horizontal utilizada para interpolação das propriedades T , S e σ_θ .

interpolado, um mapa de estimativa do erro de interpolação da variável, o qual é válido para todas as propriedades físicas interpoladas na grade.

Carter & Robinson (1987) mostram que a interpolação de dados oceânicos via AO se dá mediante um ajuste linear por mínimos quadrados, onde a correlação entre os dados influencia as funções-peso. Assumiremos, neste trabalho, uma função de correlação gaussiana bi-dimensional, dada por:

$$C(\Delta x, \Delta y) = (1 - \varepsilon^2) e^{-\left(\frac{\Delta x^2}{lc_x^2} + \frac{\Delta y^2}{lc_y^2}\right)}, \quad (28)$$

onde ε^2 é a variância do erro amostral aleatório, Δx^2 e Δy^2 os incrementos espaciais zonal e meridional ao longo da grade, e lc_x e lc_y os comprimentos de correlação.

Como estamos propondo a aplicação da análise objetiva apenas para os campos horizontais, na prática lc_x e lc_y não apresentam grandes diferenças, dada a isotropia horizontal de feições de meso-escala associadas às correntes oceânicas. Consequentemente, podemos utilizar a forma isotrópica da equação 28, tal que:

$$C(r) = (1 - \varepsilon^2) e^{-\frac{r^2}{lc^2}}, \quad (29)$$

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

Uma das formas de se estabelecer estes parâmetros é por meio do conhecimento prévio da estrutura do campo investigado e das feições que se pretende destacar. Neste trabalho testamos alguns valores e comparamos os resultados com os campos horizontais interpolados linearmente, e optamos por estabelecer $\varepsilon = 0,01$ e $lc = 0,8^\circ$. Comumente, chamamos de AO *a priori* quando a técnica de interpolação é aplicada pelo uso de parâmetros da equação 29 determinados por estudos pretéritos.

Apresentamos os mapas das porcentagens dos erros das interpolações para os níveis de 100 m (Figura 11) e 800 m (Figura 12). Observa-se que os maiores erros estão justamente na região onde temos a menor densidade de pontos amostrados. De qualquer forma, podemos garantir a qualidade da interpolação em todo o campo, pois os maiores erros não ultrapassaram 17% em ambas profundidades.

Não podemos encerrar esta Seção sem antes justificar o motivo pelo qual empregamos a AO apenas para os campos horizontais. Primeiro, devido a anisotropia das escalas verticais e horizontais e, segundo, porque os campos verticais possuem uma cobertura de dados grande o suficiente para utilizarmos uma interpolação linear simples com segurança.

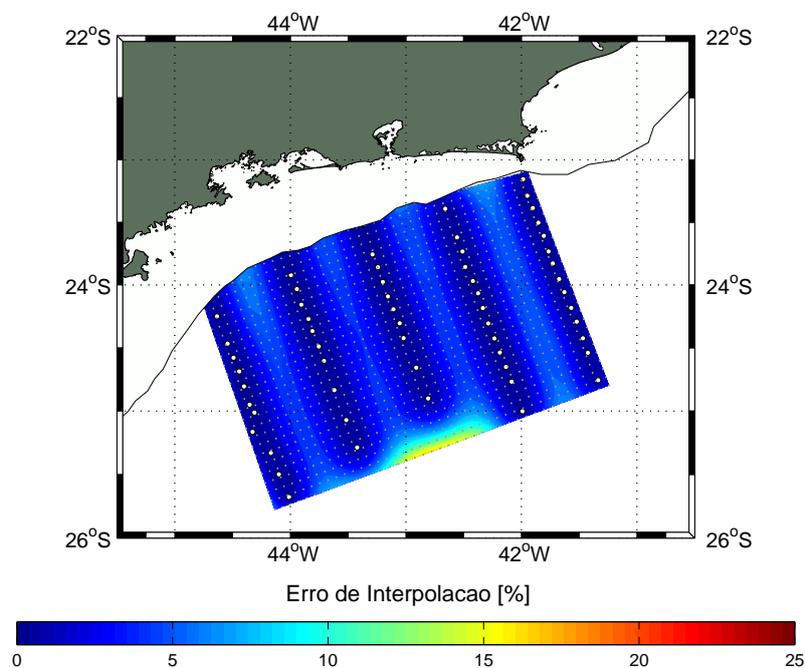


Figura 11: Mapa do erro da interpolação via análise objetiva dos campos horizontais para o nível de 100 m.

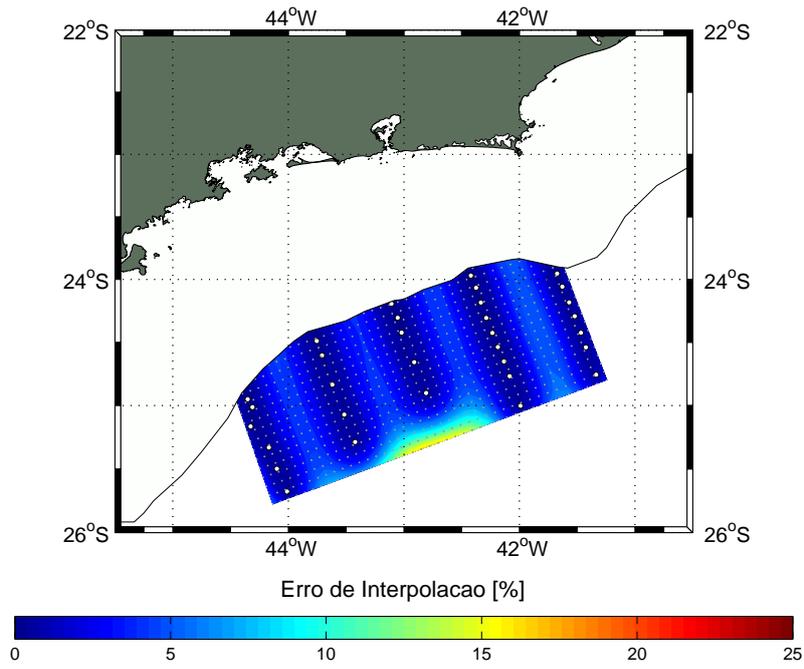


Figura 12: Mapa do erro da interpolação via análise objetiva dos campos horizontais para o nível de 800 m.

4 Resultados

Antes de começarmos a descrever e discutir os resultados, recordamos que o problema foi abordado tanto sob a perspectiva das estruturas verticais como das estruturas horizontais. Assim sendo, ressaltamos que os dados utilizados na abordagem vertical foram aqueles referentes à Radial 5, destacada em amarelo na Figura 7. Já para os campos horizontais utilizamos dados de todas radiais, entretanto consideramos apenas os níveis de 100 e 800 m. Profundidades estas representativas dos núcleos da CB e CCI.

4.1 Descrição termohalina

4.1.1 Campos Verticais

Pereira (2005), ao estudar os dipolos vorticais da CB, utilizou os mesmos dados do DEPROAS P2003 para caracterizar as estruturas termohalinas e de velocidades geostróficas da região. Mesmo assim, apesar de não ser o objetivo principal do nosso trabalho, preferimos apresentar uma breve reanálise desses campos. Entretanto, consideramos uma extensão vertical maior do que aquela apresentada por *Pereira (2005)*. Este autor se restringiu em plotar os campos até 1000 m de profundidade, enquanto o faremos até 1500 m. Logo, conseguimos representar uma maior porção da CCI o que contribuirá para nossas análises.

Voltando aos campos propriamente ditos, a temperatura apresentou valores máximos em superfície de aproximadamente 23,5°C e mínimos de 3,3°C próximo ao fundo. Por sua vez, a salinidade apresentou valores máximos em torno de 37,1 também em superfície e mínimos de 34,3 em níveis subpicnoclínicos, enquanto a salinidade média encontrada para a seção foi de 34,82. Desses valores de temperatura e salinidade, associados as pressões, determinamos o campo de anomalia de densidade potencial (σ_θ), a qual variou entre os valores de 23,97 e 27,65 kg m⁻³, obtido o valor médio de 26,95 kg m⁻³.

As Figuras 13, 14 e 15 mostram os respectivos campos de temperatura, salinidade e anomalia da densidade potencial.

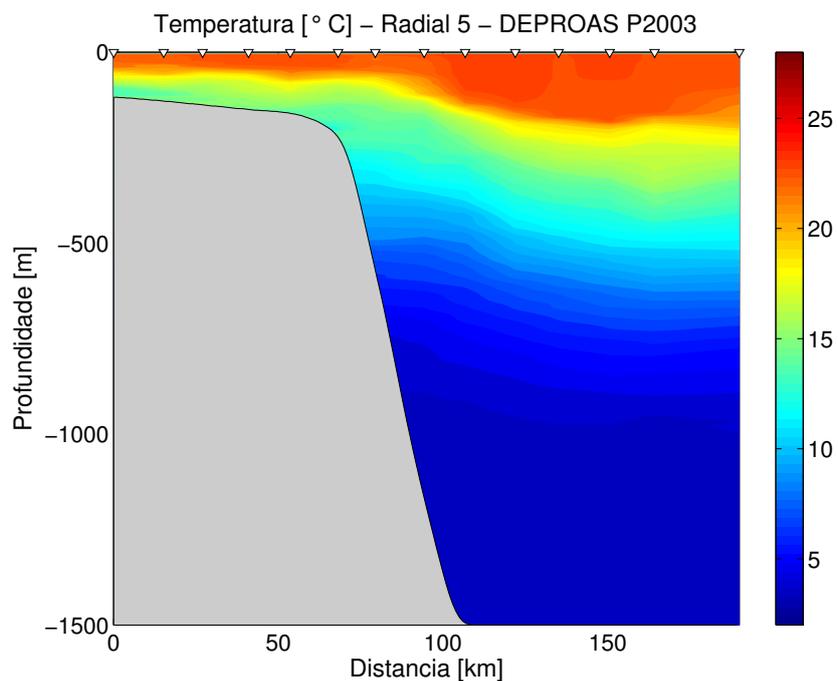


Figura 13: Seção de temperatura (°C) referente à Radial 5 do cruzeiro DEPROAS P2003.

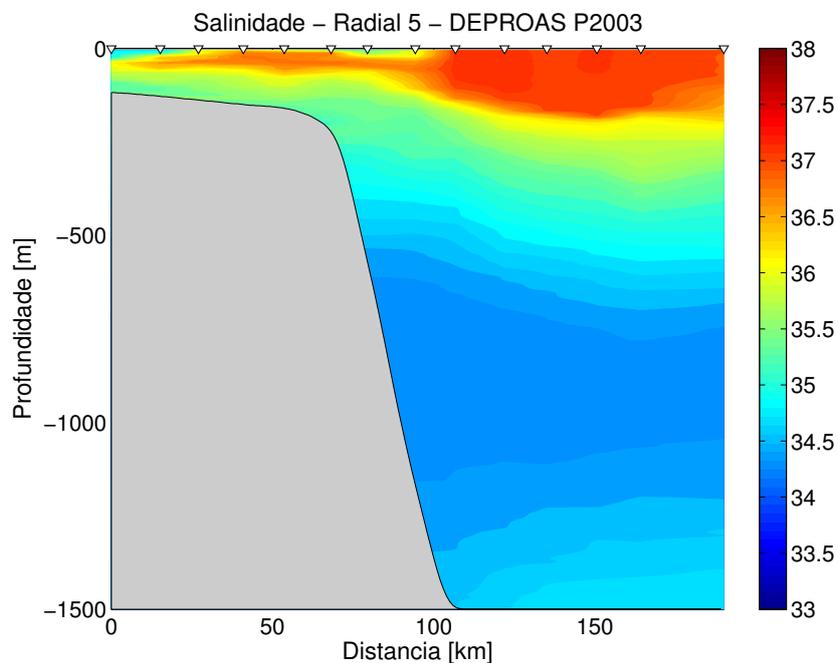


Figura 14: Seção de salinidade referente à Radial 5 do cruzeiro DEPROAS P2003.

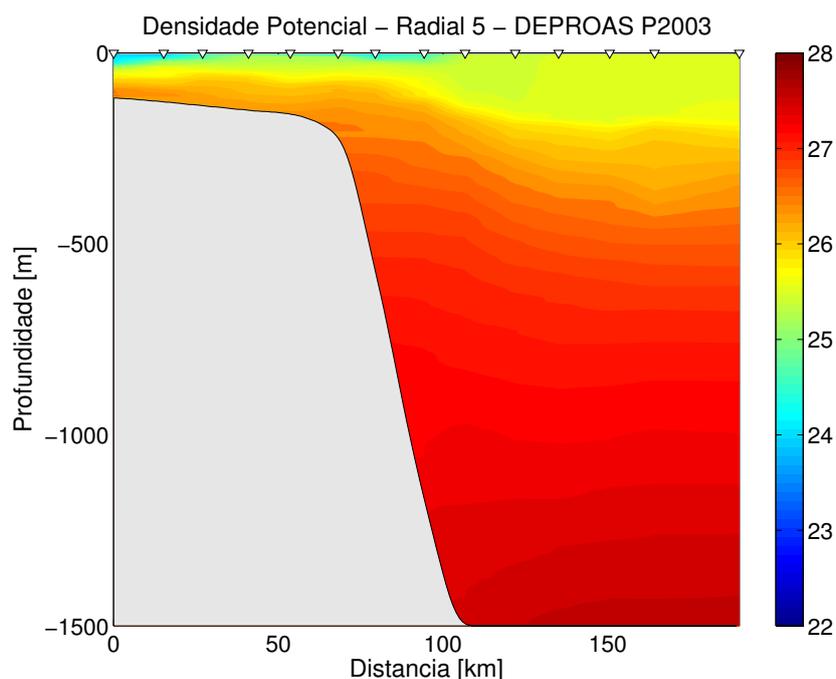


Figura 15: Seção de anomalia da densidade potencial (kg m^{-3}) referente à Radial 5 do cruzeiro DEPROAS P2003.

Uma avaliação desses três campos, permite-nos constatar a maior influência dos gradientes de temperatura nos gradientes do campo de densidade na região da CB (0 - 480 m), enquanto na região da CCI (480 - 1500 m), constata-se que as variações de salinidade passam a ter uma maior relevância. Na Figura 16, apresentamos dois cortes, um para o domínio da CB e outro para o da CCI. Em cada domínio selecionamos dois pontos num mesmo nível de profundidade (P_{cb_A} , P_{cb_B} , P_{cci_A} e P_{cci_B}). A cada um dos pontos estão relacionados valores de T , S e σ_θ , como mostram as Tabelas 1 e 2.

Tabela 1: Valores de T , S e σ_θ para os pontos P_{cb_A} e P_{cb_B} destacados na Figura 16.

Propriedade	P_{cb_A}	P_{cb_B}
T_{cb} [°C]	11,79	15,95
S_{cb}	35,05	35,63
$\sigma_{\theta cb}$ [kg m^{-3}]	26,67	26,26

Tabela 2: Valores de T , S e σ_θ para os pontos P_{cci_A} e P_{cci_B} destacados na Figura 16.

Propriedade	P_{cci_A}	P_{cci_B}
T_{cci} [°C]	3,38	3,50
S_{cci}	34,49	34,60
$\sigma_{\theta cci}$ [kg m ⁻³]	27,45	27,53

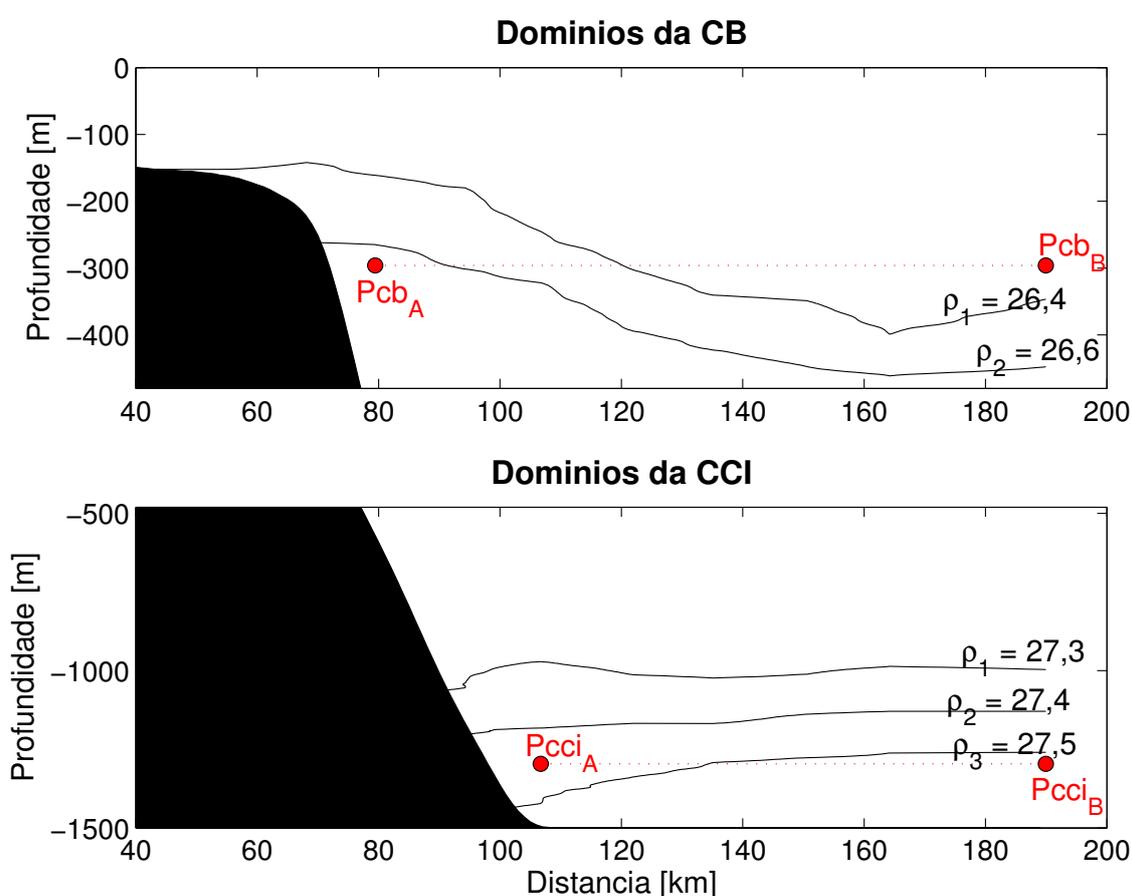


Figura 16: Painel superior: corte na região da CB, sendo destacadas duas isopcnais e seus respectivos valores, assim como dois pontos (P_{cb_A} e P_{cb_B}) aos quais estão associados valores de T , S e σ_θ . Painel inferior: corte na região da CCI, sendo destacadas três isopcnais e seus respectivos valores, assim como dois pontos (P_{cci_A} e P_{cci_B}) aos quais estão associados valores de T , S e σ_θ . Atentar para a diferença nas escalas na dimensão vertical dos painéis superior e inferior.

Inicializaremos a análise pelo par (P_{cb_A} , P_{cb_B}), ou seja, pela região da CB. Observa-se uma menor T na estação mais costeira comparada à estação mais oceânica (T_{cb_A}

$< T_{cb_B}$). Supondo $\sigma_{\theta cb}$ função apenas de T , temos justamente um panorama da situação amostrada, onde $\sigma_{\theta cb_A} > \sigma_{\theta cb_B}$, conforme registrado na Tabela 1 e Figura 16. Por outro lado, supondo σ_{θ} função apenas da salinidade, teríamos uma situação não realística onde $\sigma_{\theta cb_A} < \sigma_{\theta cb_B}$, pois $S_{cb_A} < S_{cb_B}$. Logo, nesta porção da coluna de água, constata-se um gradiente de densidade governado pelo gradiente de temperatura, mas atenuado pelo de salinidade. Essa compensação entre os gradientes de temperatura e salinidade, especialmente nas camadas superficiais, está bem fundamentada para outras regiões do globo, tal como comprovam os estudos de *Rudnick & Ferrari* (1999).

Voltando as atenções para a região da CCI, nos pontos P_{cci_A} e P_{cci_B} , constatamos uma inversão no gradiente de densidade ($\sigma_{\theta cci_A} < \sigma_{\theta cci_B}$). Diferentemente da situação anterior, o gradiente de salinidade atua no sentido do de densidade, pois $S_{cb_A} < S_{cb_B}$, enquanto a temperatura age no sentido oposto dado que $T_{cb_A} < T_{cb_B}$.

Consideramos importante não só descrever, mas também quantificar a importância relativa das variações de salinidade sobre as de densidade. Para tanto, dedicamos a Seção 4.2.

4.1.2 Campos Horizontais

Agora que temos uma idéia de como se comportam as propriedades termohalinas no plano vertical, passamos a apresentar as distribuições horizontais. O faremos para níveis de profundidades representativos para os eixos da CB (100 m) e da CCI (800 m). Todavia, ao escolhermos tais níveis fomos obrigados a abrir mão de utilizar uma escala de cor única para as duas profundidades, pois como os valores típicos de cada uma delas são bastante distintos as figuras trariam a falsa impressão de campos homogêneos. Considerando que para este trabalho é mais valioso sabermos como as propriedades variam numa mesma profundidade, ao invés de comparar diferentes níveis, optamos por estabelecer diferentes escalas de cores.

Feito este comentário, as Figuras 17, 18 e 19 mostram, respectivamente, as distribuições de temperatura, salinidade e anomalia da densidade para 100 m. A temperatura apresentou variações de 12,9°C a 25,1°C, com as temperaturas mais baixas

próximas à costa, aumentando em direção ao oceano aberto. A salinidade, seguindo o mesmo padrão, apresentou mínimos de 35,1 em águas mais rasas e 37,5 em águas mais profundas. O campo de anomalia de densidade, por sua vez, apresentou máximo e mínimo de 26,54 e 25,21 kg m^{-3} , com os maiores valores próximos à costa. Este resultado mostra mais uma vez o efeito majoritário da temperatura sobre a densidade nas águas subtropicais rasas, posto que as menores temperaturas próximas da costa predominaram sobre as maiores salinidades no oceano aberto superior.

Estas variações dos índices T-S indicam uma região ocupada predominantemente por ACAS, com resquícios de AT na região mais profunda, conforme consta em *Silveira et al.* (2000). Segundo estes autores a ACAS é caracterizada por temperaturas entre 6°C e 20°C e salinidades maiores que 34,6 e menores que 36, enquanto a AT possui temperaturas e salinidades mais elevadas que 20 °C e 36, respectivamente. Tal variação de temperatura se assemelha àquela atribuída por *Campos et al.* (2000) como característica de um regime de ressurgência de quebra de plataforma.

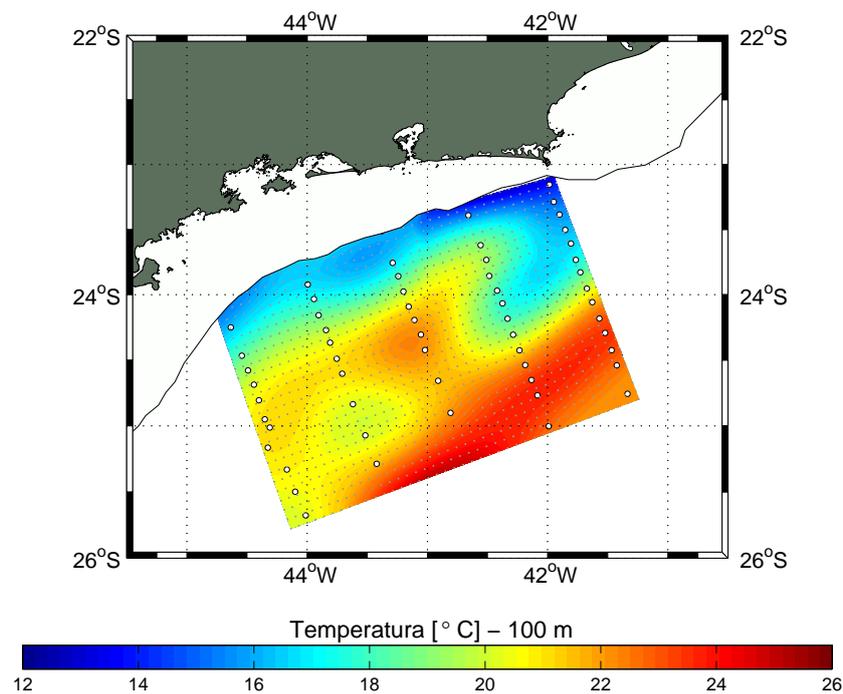


Figura 17: Seção horizontal de temperatura (°C) referente ao nível de 100 m do cruzeiro DÉPROAS P2003.

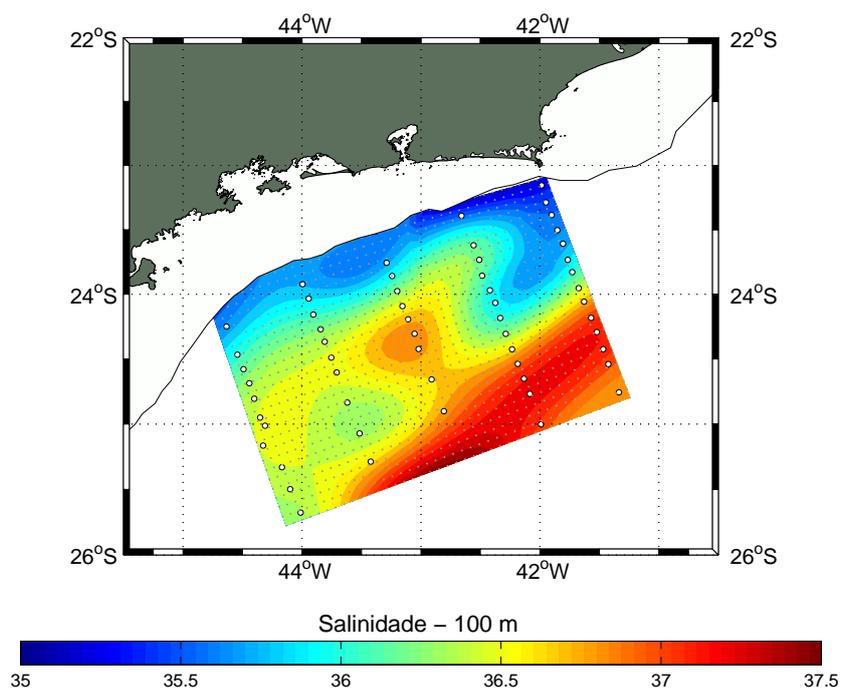


Figura 18: Seção horizontal de salinidade referente ao nível de 100 m do cruzeiro DEPROAS P2003.

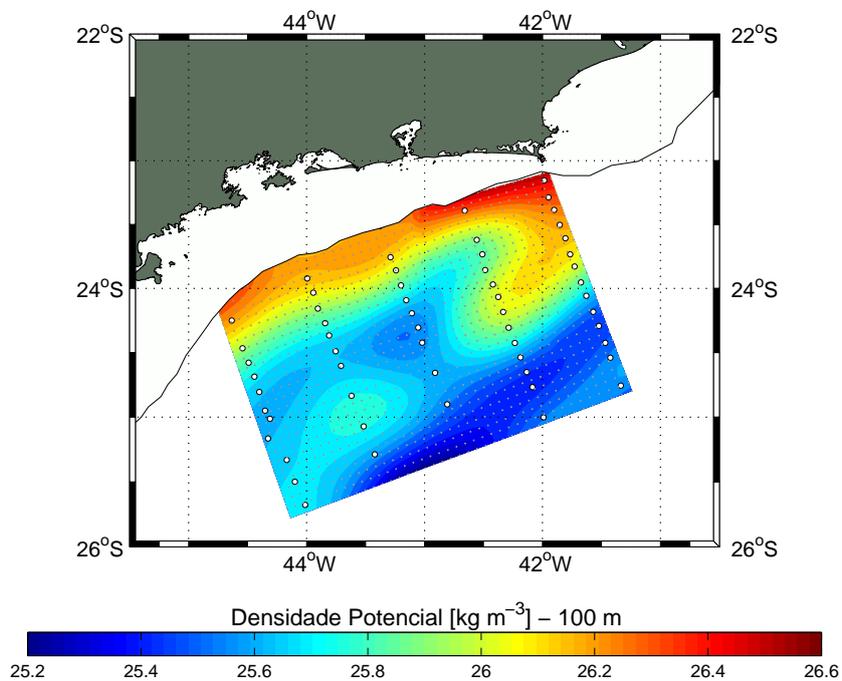


Figura 19: Seção horizontal de anomalia da densidade potencial (kg m^{-3}) referente ao nível de 100 m do cruzeiro DEPROAS P2003.

Partindo para um nível mais profundo, apresentamos as Figuras 20, 21 e 22 correspondente aos campos de temperatura, salinidade e anomalia da densidade em 800 m de profundidade. Ao compararmos com os resultados em 100 m, a primeira diferença a se destacar é a maior homogeneidade dos campos, com temperatura variando entre 4,25°C e 5,50°C, salinidade entre 34,3 e 34,4 e densidade com máximo de 27,22 kg m⁻³ e mínimo de 27,11 kg m⁻³. Aqui também é possível observar a temperatura e a salinidade aumentando em direção ao oceano aberto, mas em taxas menores. Logo, é de se esperar que as velocidades geostróficas neste nível sejam menos intensas do que aquelas em 100 m. Isso será constatado na Seção 4.3.

Se considerarmos os limites termohalinos de 3°C a 6°C e 34,2 a 34,6, propostos por *Sverdrup et al.* (1942), temos uma região dominada exclusivamente pela AIA. Esta massa de água é característica no diagrama T-S típico do Atlântico Sul por apresentar os mínimos valores de salinidade de toda a coluna de água.

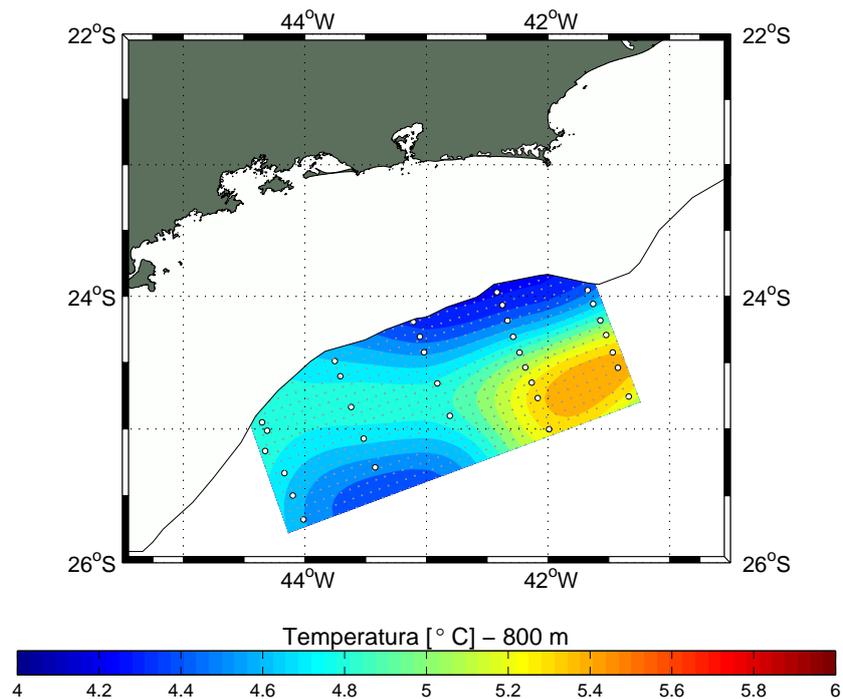


Figura 20: Seção horizontal de temperatura (°C) referente ao nível de 800 m do cruzeiro DÉPROAS P2003.

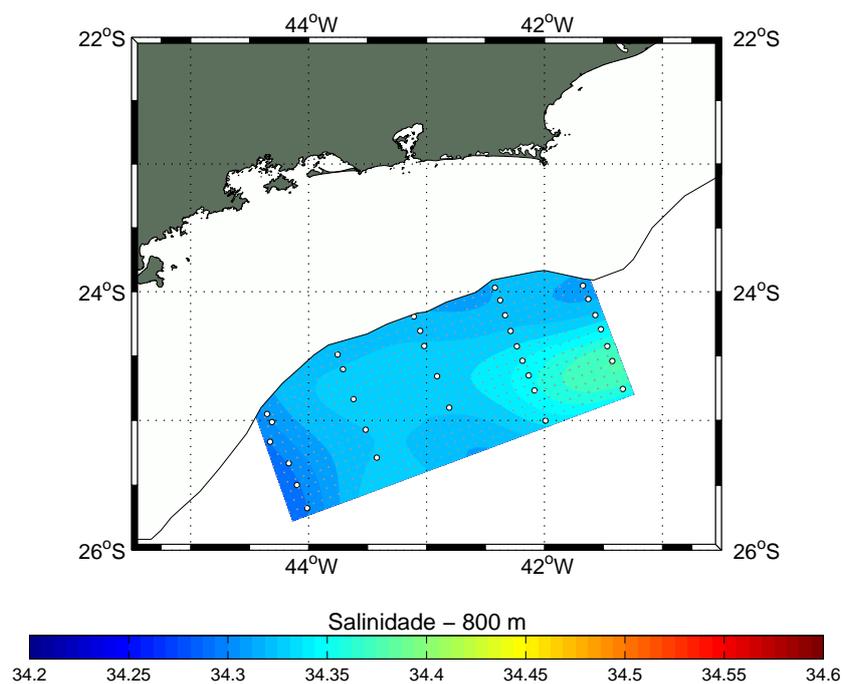


Figura 21: Seção horizontal de salinidade referente ao nível de 800 m do cruzeiro DEPROAS P2003.

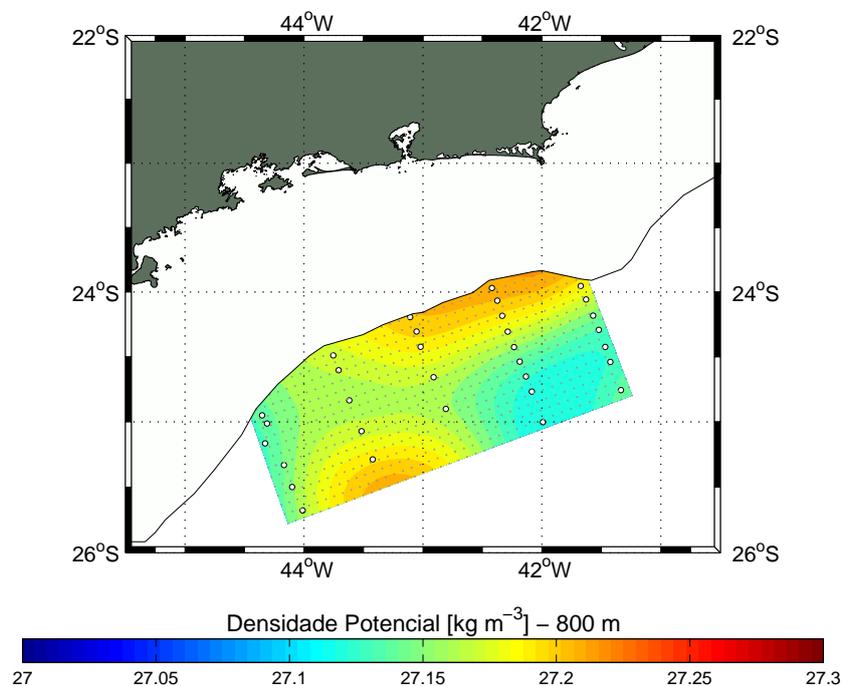


Figura 22: Seção horizontal de anomalia da densidade potencial (kg m^{-3}) referente ao nível de 800 m do cruzeiro DEPROAS P2003.

4.2 Estimativa da influência das variações de salinidade nas variações de densidade

As Figuras 23 e 24 quantificam em termos percentuais o papel da salinidade e da temperatura, respectivamente, nos gradientes de densidade, de acordo com as equações 9 e 10. Abrimos um parênteses para lembrar que as porcentagens foram calculadas em cada nível de profundidade para cada par de estações.

Novamente merece destaque a maior importância da temperatura na região da CB, cuja média do percentual de influência sobre os gradientes de densidade correspondeu a aproximadamente 61%.

Por outro lado, abaixo do nível isobárico de referência (480 dbar), a salinidade apresentou uma influência média de 52%. Todavia, considerando uma região mais profunda, abaixo dos 800 m, a salinidade passa também a ter 61% de influência média.

A título de verificação das estimativas de PS e PT , caso seja assumido um campo de salinidade homogêneo, como o faremos em nossos testes em que assumiremos $S = 35$, as variações de salinidade terão importância nula (Figura 25), ao passo que 100% das variações no campo de densidade serão impostas pelas variações de temperatura (Figura 26).

Apresentamos esta análise apenas para o campo vertical, pois nesta situação temos o gradiente de densidade apenas na direção zonal. Diferentemente, para os campos horizontais temos gradientes de densidades nas direções zonal e meridional e, portanto, não poderíamos aplicar as equações 9 e 10. Além do mais, as Figuras 23 e 24 são suficientes para destacar as importâncias relativas da temperatura e da salinidade ao longo da coluna de água.

Agora, resta-nos calcular o quanto esta importância relativa da salinidade sobre o campo de densidade e, conseqüentemente, sobre o campo de pressão baroclínica, afeta o padrão vertical da velocidade geostrófica baroclínica, conforme será apresentado na próxima seção.

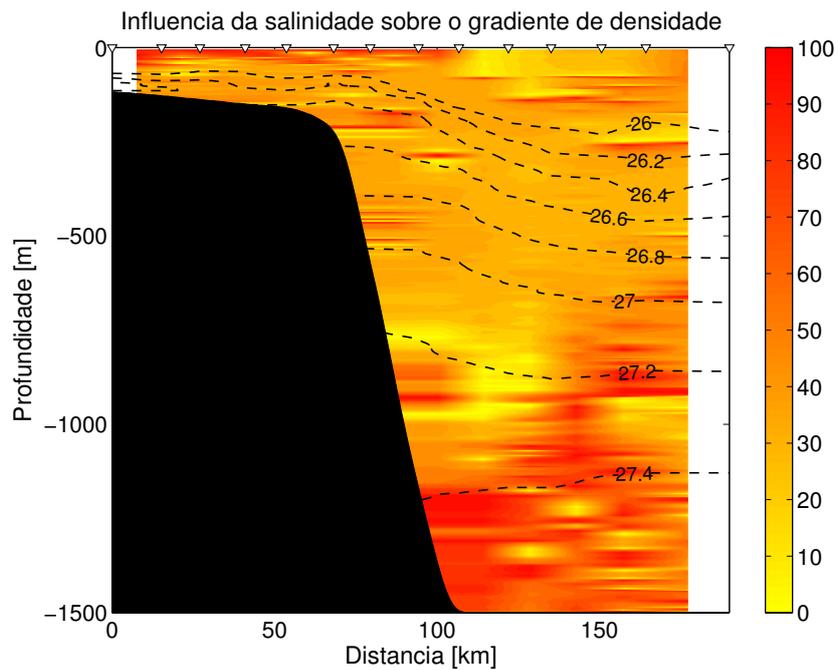


Figura 23: Percentual de influência das variações de salinidade nas variações de densidade correspondente à seção referente a radial 5 do cruzeiro DEPROAS P2003. As linhas tracejadas representam as isopicnais amostradas.

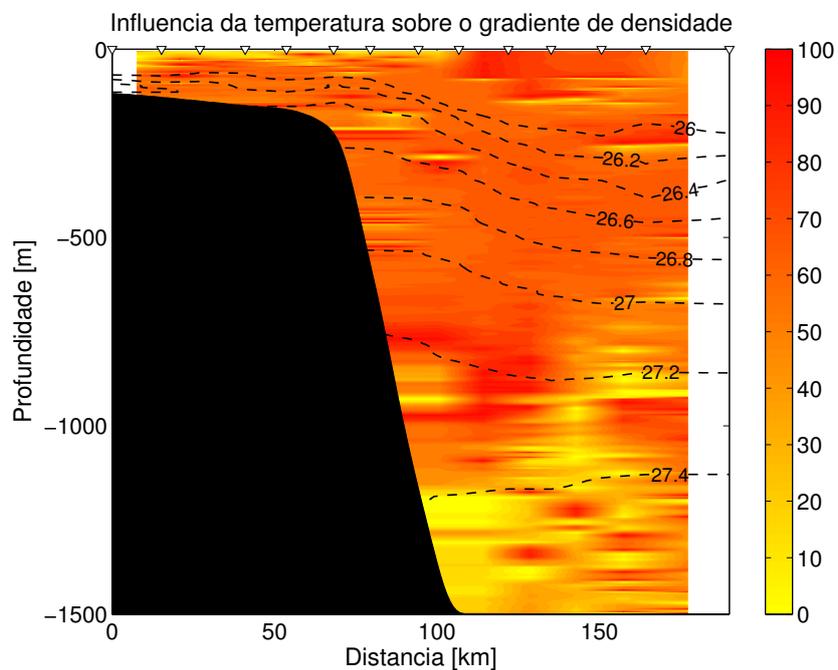


Figura 24: Percentual de influência das variações de temperatura nas variações de densidade correspondente à seção referente a radial 5 do cruzeiro DEPROAS P2003. As linhas tracejadas representam as isopicnais amostradas.

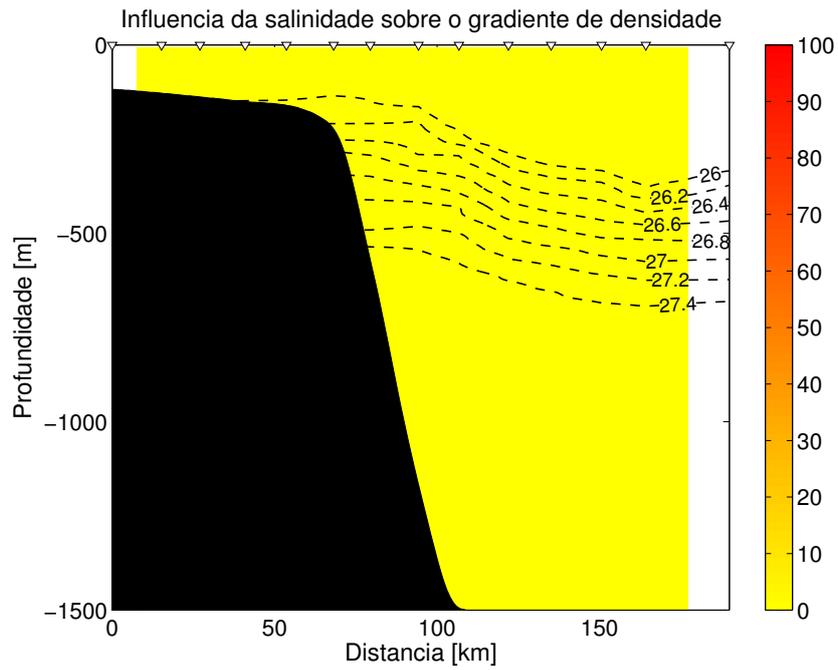


Figura 25: Percentual de influência da salinidade no gradiente de densidade calculada com $S = 35$. As linhas tracejadas representam as isopicnais encontradas com $S = 35$.

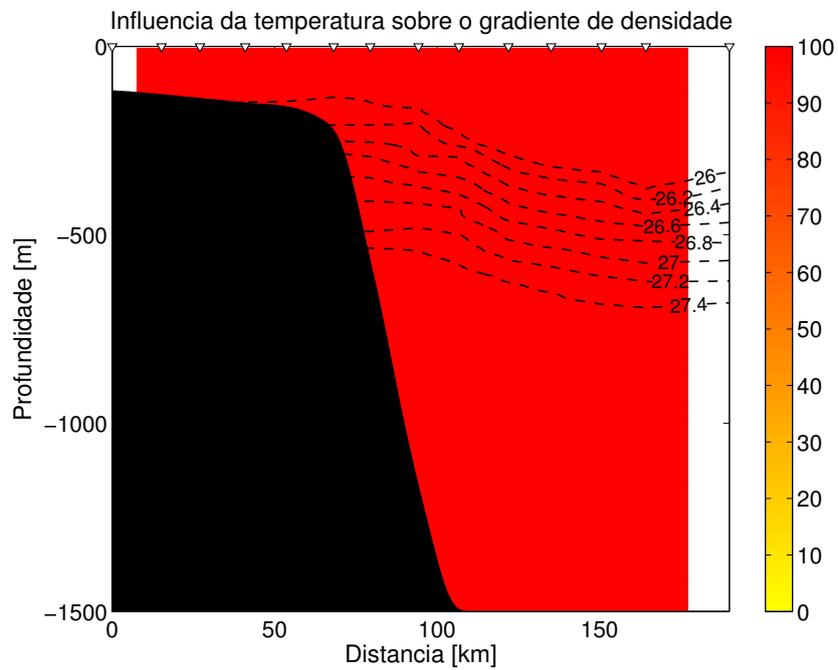


Figura 26: Percentual de influência da temperatura no gradiente de densidade calculada com $S = 35$ (superior). As linhas tracejadas representam as isopicnais encontradas com $S = 35$.

4.3 Estimativa do efeito dos gradientes de salinidade na estrutura de velocidade geostrófica

Através dos dados de T , S e p , calculamos os campos de velocidade geostrófica baroclínica via método dinâmico. Posteriormente, buscamos entender o efeito da salinidade sobre as correntes mediante a substituição dos dados amostrados de salinidade por um campo idealizando desta propriedade, onde assumimos $S = 35$.

A escolha deste valor se deu por dois motivos. Primeiro, porque é um valor próximo da salinidade média da seção vertical da Radial 5 ($S_{media} = 35,05$), critério este considerado por alguns trabalhos (*Batten & Huang, 1998*). Segundo, por se tratar de um valor típico, comumente empregado por outros autores para compor o campo de salinidade na implementação de modelos numéricos (*Jochum & Rizzoli, 2003; Verdy & Jochum, 2005; Urbano et al., 2006*).

4.3.1 Campos Verticais

Iniciaremos nossa abordagem sob o ponto de vista vertical. Contudo, antes de apresentarmos os campos de velocidades é preciso inferir como que o gradiente de pressão baroclínico varia quando assumimos uma estrutura de salinidade constante. Uma forma de se fazer esta análise é através do cálculo das diferenças de densidades entre as estações em cada nível de profundidade.

As Figuras 27 e 28 apresentam justamente estas diferenças, sendo que a escala de cor azul representa diferenças positivas, ou seja, a densidade da estação mais oceânica é maior que a da mais costeira, enquanto os tons vermelhos representam a situação oposta. As diferenças para o campo termohalino amostrado são apresentadas na Figura 27, enquanto a situação onde o campo de salinidade foi assumido constante igual à 35 é representada pela Figura 28.

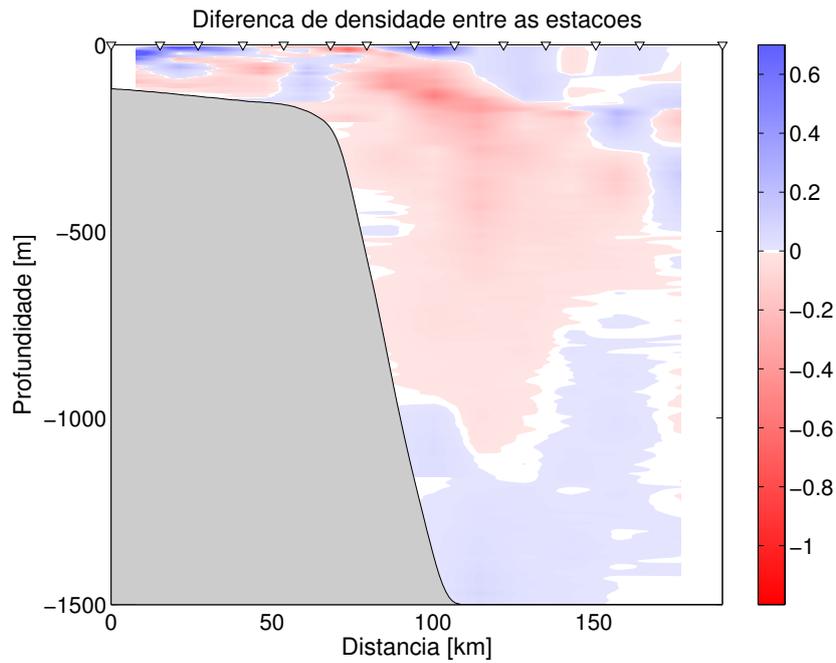


Figura 27: Diferenças de $\sigma_{\theta}(S,T,p)$ entre as estações no mesmo nível de profundidade, ao longo de uma radial. Os tons de azul representam diferenças positivas (densidade da estação mais oceânica é maior que a da mais costeira), enquanto os tons vermelhos representam a situação oposta. Já as partes brancas correspondem a diferenças nulas.

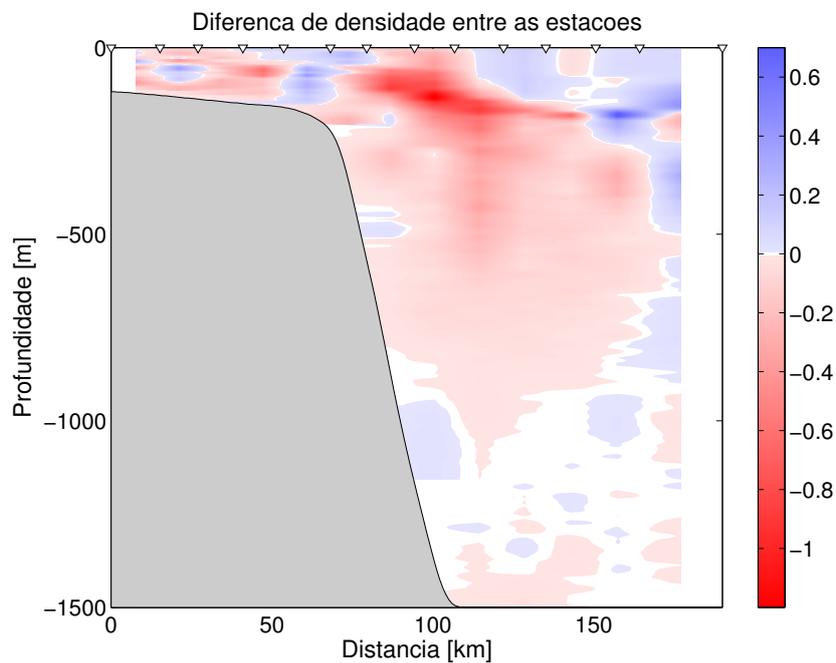


Figura 28: Diferenças de $\sigma_{\theta}(35,T,p)$ entre as estações no mesmo nível de profundidade, ao longo de uma radial. Os tons de azul representam diferenças positivas (densidade da estação mais oceânica é maior que a da mais costeira), enquanto os tons vermelhos representam a situação oposta. Já as partes brancas correspondem a diferenças nulas.

Parece-nos nítido que quando assumimos $S = 35$ as diferenças de densidades e, provavelmente a força do gradiente de pressão entre os pares de estações, tornaram-se mais intensas. Paralelamente, é importante registrar que, para um mesmo nível de profundidade, de forma geral os gradientes não alteraram seu sentido.

É importante destacar que o gradiente de pressão propriamente dito depende da integração vertical e, por isso, não necessariamente, onde as isopicnais invertem de sinal é onde as correntes baroclínicas se invertem. Se assim o fosse, as Figuras 27 e 28 indicariam um nível de movimento nulo mais profundo do que aquele que adotamos (480 dbar).

Estas constatações implicam numa importante suposição. Tendo em vista que os gradientes horizontais de pressão se intensificaram quando assumimos uma estrutura homogênia de salinidade 35, supomos que as correntes geostróficas se tornem mais intensas quando empregarmos tal campo hipotético. E efetivamente é o que nos mostra os resultados da aplicação do método dinâmico. A Figura 29 corresponde ao campo de velocidade encontrado com a salinidade amostrada. Para esta situação a velocidade máxima da CB ficou em torno de $0,60 \text{ m s}^{-1}$ na direção sul-sudoeste, enquanto a CCI apresentou velocidade máxima de $0,20 \text{ m s}^{-1}$ na direção norte-nordeste.

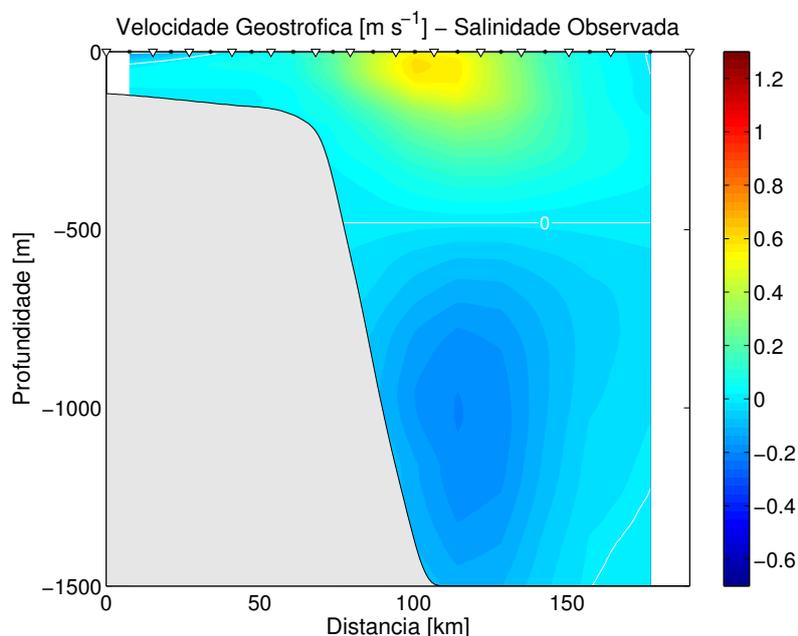


Figura 29: Velocidade geostrófica baroclínica encontrada com a salinidade amostrada. A linha branca representa o nível de movimento nulo de 480 dbar. Foi assumido a similaridade numérica entre 480 dbar e 480 m.

Por outro lado, quando assumimos uma salinidade fixa em 35 as velocidades se intensificaram, alcançando valores máximos em torno de $1,37 \text{ m s}^{-1}$ e $0,36 \text{ m s}^{-1}$ para CB e CCI, respectivamente (Figura 30). Nota-se que a CB sofreu um percentual de intensificação maior comparado ao da CCI, resultado da maior amplificação da força de gradiente de pressão. Situação esta já destacada na Figura 28.

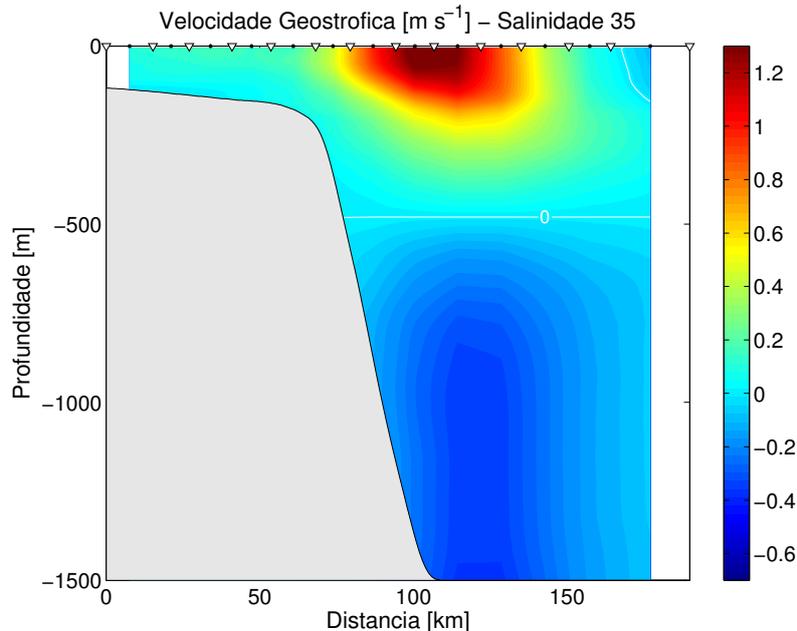


Figura 30: Velocidade geostrofica baroclínica encontrada com a salinidade constante ($S = 35$). A linha branca representa o nível de movimento nulo. A linha branca representa o nível de movimento nulo de 480 dbar. Foi assumido a similaridade numérica entre 480 dbar e 480 m.

Para melhor quantificar tal intensificação efetuamos o cálculo do transporte de volume. Quando empregamos o campo constante de salinidade, a CB, que para a situação amostrada apresentou um transporte de $-8,05 \text{ Sv}$ ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), passou a transportar $-17,04 \text{ Sv}$. Já o transporte da CCI aumentou de $6,68 \text{ Sv}$ para $15,83 \text{ Sv}$. Entretanto, devemos olhar com ressalvas para o cálculo de transporte da CCI, uma vez que limitamos nossa seção vertical em 1500 m, sendo que esta corrente pode atingir maiores profundidades. Logo, existe o risco de subestimarmos tal transporte. *Signorini* (1978), partindo também de dados hidográficos, calculou a velocidade geostrofica relativa a 600 m, bem como o respectivo transporte de volume associado, e encontrou a CB transportando $-9,4 \text{ Sv}$ e $-7,5 \text{ Sv}$ nas latitudes de $23^{\circ}30'S$ e $24^{\circ}S$, respectivamente. *Silveira* (2007) apresentou uma revisão literária completa acerca do transporte de volume para a região de Cabo Frio.

A importância do campo de salinidade resta ainda mais evidente quando comparamos estes resultados com outras formas de desvios, tal como a escolha inadequada do nível de referência. Para aumentarmos o transporte da CB, assim como ocorre quando assumimos uma estrutura de sal homogênea, teríamos que escolher uma profundidade de referência maior do que aquela aqui adotada (480 m). Se escolhemos, por exemplo, um nível de 600 m, intensificamos o transporte para 10,60 Sv, ou seja, muito aquém do que aquele encontrado com a salinidade fixa. Nem se exagerarmos ainda mais e estabelecermos a profundidade de referência em 1000 m, encontraríamos um transporte parecido com aquele gerado pelo campo de salinidade constante (17,04 Sv), com a CB confinada em 480 m, pois com o novo nível de referência a CB transportaria 13,66 Sv.

O interessante é que encontramos na literatura uma vasta preocupação no sentido de empregar um nível de referência adequado para o SCB (*Signorini, 1978; Miranda & Castro Filho, 1979; Evans et al., 1983; Stramma, 1989; Campos et al., 1995*), enquanto nenhum trabalho a respeito do efeito da salinidade foi publicado até o presente.

Por fim, registramos que apesar dos fluxos tornarem-se mais intensos com a salinidade constante, ainda assim os padrões do escoamento foram mantidos. A CB continuou fluindo em direção ao quadrante sul, enquanto a CCI permaneceu fluindo para o quadrante norte.

4.3.2 Campos Horizontais

Se por um lado os campos verticais conferiram um panorama de como as velocidades se intensificaram quando os gradientes de salinidade foram negligenciados, nada conseguimos inferir sobre as feições de meso-escala associadas ao SCB (meandros e vórtices) com os mesmos. Para tanto, recorremo-nos aos campos horizontais. Da mesma forma e pelos mesmos motivos descritos na Seção 4.3.1, conduzimos nossos experimentos comparando os resultados encontrados com os dados *in situ* com aqueles provenientes de uma situação idealizada com salinidade 35. Além disso, como na Seção 4.1.2, concentramos as análises nas profundidades de 100 m e 800 m.

Apresentamos, então, a Figura 31 com o campo de ψ (contornos coloridos) e a ve-

localidade geostrófica baroclínica correspondente (vetores) para o nível isobárico de 100 dbar, calculados conforme consta na Seção 3.6. Nela podemos observar a presença de um dipolo vortical com vórtices ciclônicos e anticiclônicos simetricamente opostos ao eixo da CB, conforme *Pereira (2005)*. No caso, constata-se o eixo da CB bem definido, com a estrutura ciclônica à sua direita e a anticiclônica à esquerda.

Quando assumimos um campo de salinidade constante, também observamos alterações na intensidade da distribuição de ψ . A corrente, assim como o dipolo vortical, ficaram mais intensos, assim como havíamos observado nas estruturas verticais de velocidade, conforme mostra a Figura 32.

Devido à estrutura baroclínica do SCB, encontramos abaixo da profundidade de referência, mais precisamente em 800 m, uma estrutura oposta ao da camada superficial (100 m) com o eixo da CCI bem definido, mas menos intenso que o da CB, fluindo para o quadrante norte, o vórtice ciclônico na porção mais oceânica e o anticiclônico na região mais próxima à costa (Figura 33). O mesmo comportamento se mostrou presente neste nível quando empregamos salinidade homogênea, restando a CCI e o dipolo vortical mais intensos. Entretanto, a magnitude do incremento da velocidade foi menor do que aquela encontrada em 100 m (Figura 34).

Duas considerações importantes a se fazer: a primeira, que a menor intensificação das correntes em 800 m se deve aos menores gradientes de salinidade associados aos menores gradientes de temperatura deste nível, como destacado na Seção 4.1.2; a segunda, que as velocidades tanto da corrente como dos vórtices se tornaram mais intensas. Todavia, os padrões horizontais das correntes e de suas feições em ambas profundidades permaneceram qualitativamente inalterados, corroborando a importância da salinidade, mas destacando a predominância da temperatura no escoamento baroclínico da SCB.

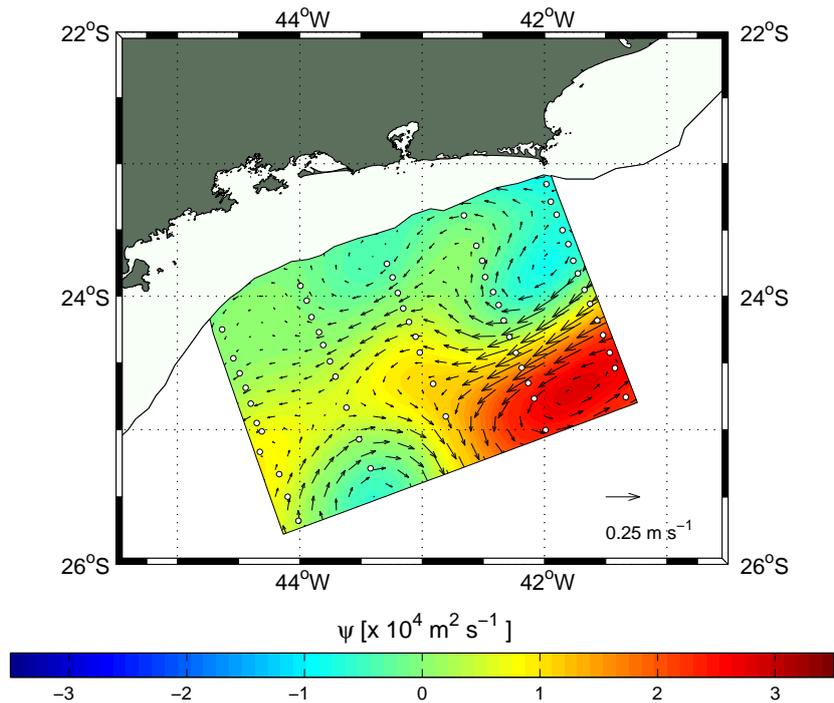


Figura 31: Seção horizontal de função de corrente geostrófica (contornos coloridos) juntamente com a velocidade geostrófica associada (vetores), encontrados com a salinidade amostrada, referente ao nível de 100 m do cruzeiro DEPROAS P2003.

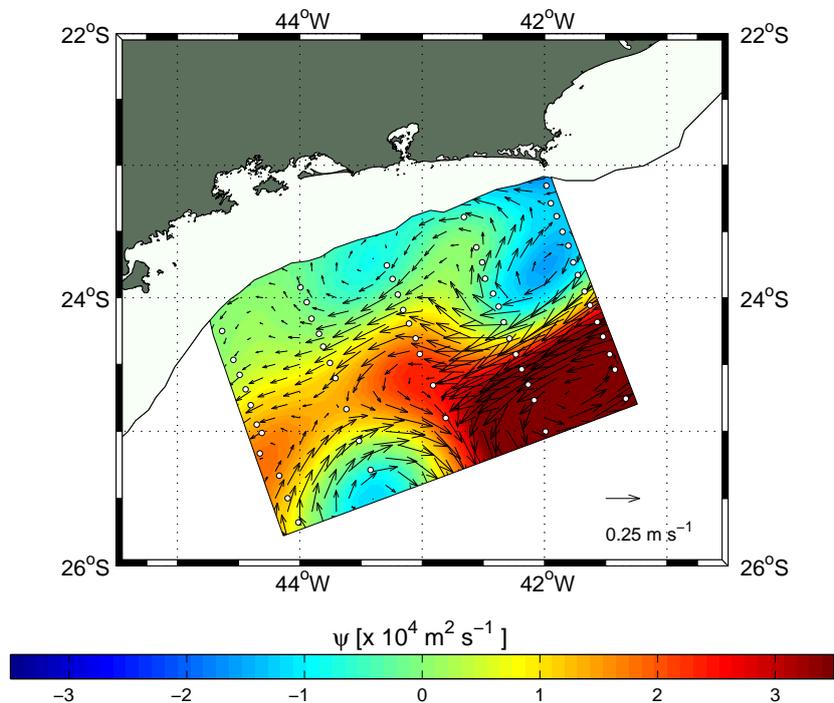


Figura 32: Seção horizontal de função de corrente geostrófica (contornos coloridos) juntamente com a velocidade geostrófica associada (vetores), encontrados com a salinidade fixa em 35, referente ao nível de 100 m do cruzeiro DEPROAS P2003.

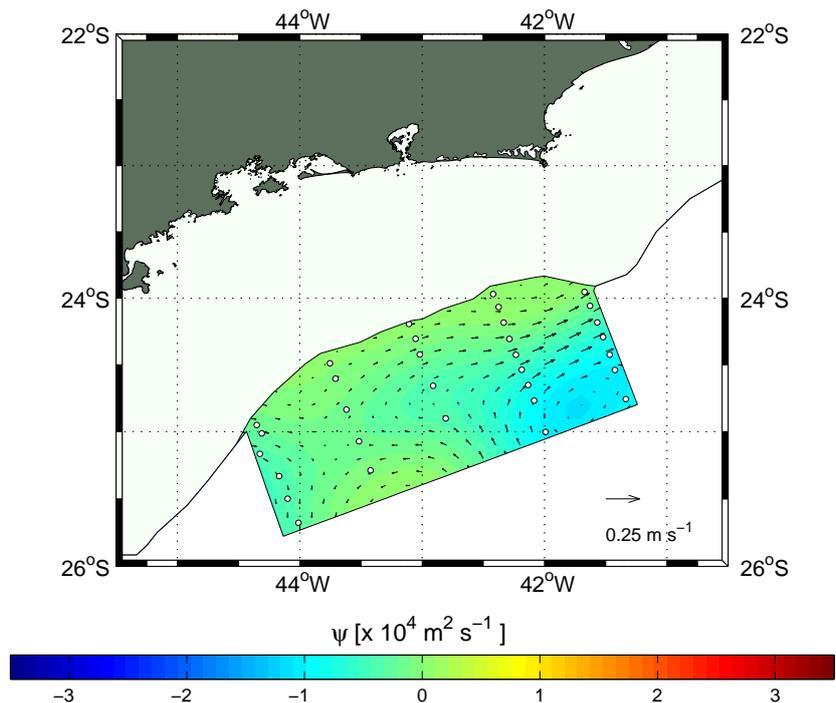


Figura 33: Seção horizontal de função de corrente geostrófica (contornos coloridos) juntamente com a velocidade geostrófica associada (vetores), encontrados com a salinidade amostrada, referente ao nível de 800 m do cruzeiro DEPROAS P2003.

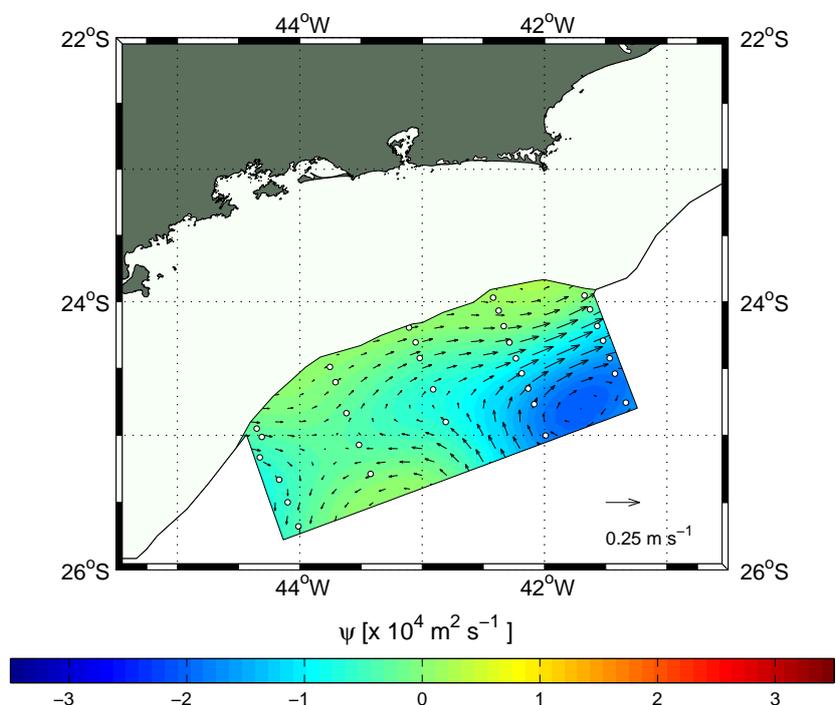


Figura 34: Seção horizontal de função de corrente geostrófica (contornos coloridos) juntamente com a velocidade geostrófica associada (vetores), encontrados com a salinidade fixa em 35, referente ao nível de 800 m do cruzeiro DEPROAS P2003.

5 Conclusões

Apresentados os resultados, temos enfim a confirmação da hipótese científica que norteia esta monografia. Contudo, antes de a apresentarmos detalharemos o caminho e os resultados que nos conduziram a esta resposta, bem como relembremos a hipótese estabelecida na Seção 1.3: *A ausência da variação de salinidade afeta o cálculo das velocidades geostróficas baroclínicas, o transporte de volume associado, bem como a reprodução das estruturas de meso-escala, tais como vórtices, do SCB ao largo do sudeste brasileiro.*

Inicialmente caracterizamos a área de estudo com uma maior espessura de coluna de água (1500 m) do que aquela apresentada por *Pereira* (2005), ou seja, 1000 m. A possibilidade de conseguir um nível mais profundo de plotagem se deve especialmente a metodologia de extrapolação dos dados descrita na Seção 3.2.

Quantificamos o efeito dos gradientes de salinidade e temperatura sobre os gradientes de σ_θ . Constatamos uma maior influência da temperatura nos domínios da CB (61%), enquanto o efeito da salinidade foi majoritário na maior parte da porção ocupada pela CCI, especialmente abaixo dos 800 m, cujo percentual também atingiu 61%.

Descrevemos a estrutura vertical de velocidade ao largo de Cabo Frio, cujas velocidades máximas atingiram $0,60 \text{ m s}^{-1}$ na CB, e $0,20 \text{ m s}^{-1}$ na CCI, enquanto os transportes da CB e da CCI chegaram, respectivamente, a $-8,05 \text{ Sv}$ e $6,68 \text{ Sv}$.

Apresentamos os campos horizontais de função de corrente juntamente com a velocidade geostrófica em dois diferentes níveis (100 m e 800 m), através dos quais registramos a presença de um vórtice dipolo na ocasião do cruzeiro.

Mostramos que a ausência dos gradientes de salinidade resultou numa intensificação das correntes, principalmente na região da CB, a qual atingiu uma velocidade máxima de $1,37 \text{ m s}^{-1}$, o que corresponde à um acréscimo de 128% com relação à velocidade máxima amostrada. A velocidade máxima da CCI, por sua vez, intensificou cerca de 80%, pois sua velocidade máxima atingiu $0,36 \text{ m s}^{-1}$. Ao compararmos os valores de transporte de volume, quantificamos a intensificação produzida pela utilização do valor constante de S , pois os transportes da CB e da CCI aumentaram

para, respectivamente, -17,04 Sv e 15,83 Sv.

Observamos que a ausência dos gradientes de salinidade também tornou as velocidades do dipolo vortical mais intensas, tanto no domínio da CB como no da CCI.

Constatamos que o efeito de se assumir um campo de sal homogêneo é mais impactante do que a escolha de um nível de referência inadequado.

Por fim, comprovamos a hipótese de que a ausência de um campo de salinidade efetivamente afeta a intensidade das correntes geostróficas, bem como dos vórtices associados ao SCB. Mas, por outro lado, restou claro que apesar das correntes se intensificarem, a utilização de um campo de salinidade homogêneo reproduz corretamente os padrões de escoamento do SCB, com a CB fluindo para sul-sudoeste e a CCI para norte-nordeste, assim como mantém o sentido de rotação da estrutura vortical.

Assim, os resultados do simples estudo conduzido nesta monografia sugerem cautela na utilização de campos de salinidade constante em simulações numéricas de processos dinâmicos, para o SCB ao largo do sudeste brasileiro. O uso de S constante pode conduzir a alterações significativas na evolução das estruturas de meso-escala visto que inércia, *momentum* linear e vorticidade potencial são também modificados. Tais podem conduzir a alterações na estabilidade do sistema hidrodinâmico.

Estudos adicionais relacionados à modelagem numérica com salinidade constante precisam ser conduzidos para avaliar possíveis alterações.

Adicionalmente, métodos alternativos para construção de um campo sintético variável espacialmente de salinidade devem ser investigados para a área de estudo quando somente observações de temperatura forem disponíveis.

6 Sugestões para trabalhos futuros

Uma vez comprovado que a salinidade tem um papel fundamental no cálculo das correntes geostróficas baroclínicas do SCB, sugerimos aqui algumas hipóteses a serem testadas em trabalhos futuros. Como seguem:

- Sem os gradientes de salinidade, os campos de velocidade geostrófica e o transporte correspondente, encontrados via modelagem numérica, estariam inviabilizados;
- Dados climatológicos podem substituir observações de salinidade *in situ* sem alterar significativamente o transporte do SCB;
- O diagrama T-S climatológico, ao largo do sudeste brasileiro, pode fornecer um polinômio [S(T)] através do qual é possível encontrar um valor de salinidade em função de um de temperatura;
- A salinidade pode afetar as estimativas, a partir de dados de satélite, de calor armazenado nos domínios do SCB, assim como ficou comprovado para outras regiões do globo (*Sato et al.*, 2000).

Tais resultados poderiam não só corroborar a importância desta propriedade na dinâmica dos oceanos, mas também em outros segmentos da oceanografia física.

7 Referências Bibliográficas

- BATTEEN, M. L.; COLLINS, C. A.; GUNDERSON, C. R.; NELSON, C. S. 1995. The effect of salinity on density in the California Current system. **J. Geophys. Res.**, v. 100, n. C5, p. 8733-8749.
- BATTEEN, M. L.; HUANG, M. J. 1998. Effect of salinity on density in the Leeuwin Current System. **J. Geophys. Res.**, v. 103, n. C11, p. 24,693-24,721.
- BOEBEL, O.; DAVIS, R. E.; OLLITRAUT, M.; PETERSON, R. G.; RICHARDSON, P. L.; SCHMID, C.; ZENK, W. 1999. The intermediate depth circulation of the Western South Atlantic. **Geophys. Res. Letts.**, v. 26, n. 21, p. 3329-3332.
- BOYER, T.; LEVITUS, S.; GARCIA, H.; LOCARNINI, R. A.; STEPHENS, C. 2005. Objective Analyses of annual, seasonal and monthly temperature and salinity for the world on a 0.25° grid. **International Journal of Climatology**, v. 25, p. 931-945.
- BRETHERTON, F. P.; RUSS, E. D.; FANDRY, C. B. A. 1976. Technic for Objective Analysis and design of Oceanographic Experiments Applied to MODE-73. **Deep Sea Res.**, v. 23, n. 7, p. 559-582.
- BRYAN, F. 1986. High-latitude salinity effects and interhemispheric thermohaline circulations. **Nature**, v. 323, n. 6086, p. 301-304.
- CALADO, L. 2006. Dinâmica da interação da atividade de meso-escala da Corrente do Brasil com o fenômeno da ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, RJ. Tese de Doutorado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 159 p.
- CAMPOS, E. J.; GONÇALVES, J. E.; IKEDA, Y. 1995. Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight - summer of 1991. **J. Geophys. Res.**, v. 100, n. C9, p. 18.537-18.550.
- CAMPOS, E. D. J.; VELHOTE, D.; SILVEIRA, I. C. A. 2000. Shelf break dowelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. **Geophys. Res. Letts.**, v. 27, n. 6, p.

751-754.

- CARTER, E. F.; ROBINSON, A. R. 1987. Analysis Models for the Estimation of Oceanic Fields. **J. Atmos. Ocean. Technol.**, v. 4, n. 1, p. 49-74.
- COOPER, N. S. 1988. The effect of salinity on tropical ocean models. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 18, n. 5, p. 697-707.
- EVANS, D. L.; SIGNORINI, S. R.; MIRANDA, L. B. de. 1983. A note on the Transport of the Brazil Current. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 13, n. 9, p. 1732-1738.
- EVANS, D. L.; SIGNORINI, S. R. 1985. Vertical structure of the Brazil Current. **Nature**, v. 315, n. 6014, p. 48-50.
- FOFONOFF, P.; MILLARD, R. C. Jr. 1983. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. **Unesco Tech. Pap. in Mar. Sci.**, n. 44, 53 p.
- FOMIN, L. M. 1964. **The Dynamic Method in Oceanography**. Amsterdam, London e New York: Elsevier Publishing Company. 212 p.
- GARZOLI, S. F.; GARRAFO, Z. 1989. Transport, frontal motion and eddies at the Brazil-Falkland Confluence. **Deep Sea Res.**, v. 36, n. 5, p. 681-702.
- GODOI, S. S. de. 2005. Dinâmica quase-geostrófica do Sistema Corrente do Brasil no embaiamento de São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 133 p.
- GONÇALVES, J. E. 1993. Estrutura termohalina, campos de velocidade e transportes geostróficos da Corrente do Brasil entre Rio de Janeiro (RJ) e Iguape (SP). Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 98 p.
- KUNDU, P. K. 1990. **Fluid Mechanics**. 1^a ed. San Diego: Academic Press. 638 p.
- JOCHUM, M.; MALANOTTE-RIZZOLI, P. 2003. On the generation of North Brazil current rings. **J. Mar. Res.**, v. 61, n. 2, p. 147-162.

- LATIF, M.; MAIER-REIMER, E.; OLBERS, D. J. 1985. Climate variability studies with a primitive equation model of equatorial Pacific. **Coupled Ocean-Atmosphere Models**, J. Nihoul, Ed. Elsevier.
- LEVITUS, S. 1982. Climatological Atlas of the World Ocean. NOAA Professional Paper 13. Government Printing Office: Washington, DC.
- MATTOS, R. A. 2006. Feições de meso e grande escalas da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 133 p.
- MIRANDA, L. B.; CASTRO FILHO, B. M. 1979. Condições do movimento geostrófico das águas adjacentes a Cabo Frio (RJ). **Boletim do Instituto Oceanográfico**, v. 28, n. 2, p. 79-83.
- MIRANDA, L. B. 1998. Análise de massas de água dos oceanos. Apostila do curso de pós-graduação em oceanografia física. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 220 p.
- PEREIRA, P. C. P. 2005. Caracterização da estrutura termohalina e de velocidades dos dipolos vorticais da Corrente do Brasil. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 60 p.
- PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progr. Oceanogr.**, v. 26, n. 1, p. 1-73.
- PICKARD, G. L.; EMERY, W. J. 1990. **Descriptive Physical Oceanography**. 5^a ed. New York: Pergamon. 320 p.
- POND, S.; PICKARD, G. L. 1983. **Introductory Dynamical Oceanography**. 2^a ed. Oxford: Pergamon. 329 p.
- REID, J.; MANTYLA, A. 1976. The effect of geostrophic flow upon coastal sea elevations in the northern North Pacific Ocean. **J. Geophys. Res.**, v. 81, n. C18, p. 3100-3110.

- ROWE, M. A.; WELLS, N. C. 1985. The response of an equatorial Pacific Model to wind forcing. **Coupled Ocean-Atmosphere Models**, J. Nihoul, Ed. Elsevier, p. 491-512.
- RUDNICK, D. L.; FERRARI, R. 1999. Compensation of horizontal temperature and salinity gradients in the ocean mixed layer. **Science**, v. 283, n. 5401, p. 526-529.
- SANDSTRÖM, J. W.; HELLAND-HANSEN, B. 1903. Übberr die berechnung von meereströmungen. **Rept. Norwegian Fishery and Marine Investigations**, v. 2, n. 4.
- SATO, O. T.; POLITO, P. S.; LIU, W. T. 2000. Importance of salinity measurements in the heat storage estimation from TOPEX/POSEIDON. **Geophys. Res. Letts.**, v. 27, n. 4, p. 549-551.
- SIGNORINI, S. R. 1978. On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. **Deep Sea Res.**, v. 25, n. 5, p. 481-490.
- SILVEIRA, I. C. A.; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S.; IKEDA, Y. 2000. A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, v. 48, n. 2, p. 171-183.
- SILVEIRA, I. C. A.; FLIERL, G. R. 2002. Eddy formation in 2 1/2 layer, quasigeostrophic jets. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 32, n. 3, p. 729-745.
- SILVEIRA, I. C. A.; CALADO, L.; CASTRO, B.M; CIRANO, M.; LIMA, J. A. M.; MASCARENHAS, A. de S. 2004. On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current system at 22° – 23°S. **Geophys. Res. Letts.** 31(L14308) doi:10.1029/2004GL020036.
- SILVEIRA, I. C. A. 2007. O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ. Tese de Livre Docência. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 160 p.
- STRAMMA, L. 1989. The Brazil Current transport south of 23°S. **Deep Sea Res.**, v. 36, p. 639-646.

- STRAMMA, L.; ENGLAND, M. 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **J. Geophys. Res.**, v. 104, n. C9, p. 20,863-20,883.
- SVERDRUP, H. U.; JOHNSON, M. W.; FLEMING, R. H. 1942. **The Oceans: their physics, chemistry and general biology**. Englewood Cliffs. Prentice-Hall Inc. 1087 p.
- UNESCO. 1980. The Practical Salinity Scale 1978 and the International Equation of State of Seawater 1980. Tenth Report of the Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards (JPOTS). UNESCO Technical Paper in Marine Science, n. 36, 25 p.
- URBANO, D. F.; JOCHUM, M.; SILVEIRA, I. C. A. 2006. Rediscovering the second core of the Atlantic NECC. **Ocean Modelling**, v. 12, n. 1-2, p. 1-15.
- VERDY, A.; JOCHUM, M. 2005. A note on the validity of the Sverdrup balance in the Atlantic North Equatorial Countercurrent. **Deep Sea Res.**, v. 52, n. 1, p. 179-188.

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

Leandro Ponsoni

Ibson Carlos Almeida da Silveira

São Paulo, 15 de outubro de 2007.