

Tiago Carrilho Biló

O Sistema Corrente do Brasil na Região da Bifurcação de Santos (25°S): Observações Diretas de Velocidade

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 de Almeida da Silveira

Co-Orientadora: Profa. Dra. Sueli Susana de Godoi

São Paulo

Dezembro de 2012

Universidade de São Paulo
Instituto Oceanográfico

O Sistema Corrente do Brasil na Região da Bifurcação de Santos (25°S): Observações Diretas
de Velocidade

Tiago Carrilho Biló

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

Aprovada em ____ / ____ / _____

Prof(a). Dr(a).

Prof(a). Dr(a).

Prof(a). Dr(a).

Sumário

Lista de Siglas e Acrônimos	v
Resumo	x
Abstract	xi
1 Preâmbulo	1
2 Introdução	2
2.1 Contextualização	2
2.2 Área de Estudo	5
2.3 Projeto COROAS	6
2.4 Projeto CERES	7
2.5 Justificativa, Hipótese Científica e Objetivos	8
3 Dados e Métodos	9
3.1 Conjunto de Dados	9
3.2 Métodos	12
3.2.1 Cálculo do padrão médio de escoamento do Sistema CB	12
3.2.2 Processamento dos dados Hidrográficos	15
3.2.3 Processamento dos dados de ADCP de casco	20
3.2.4 Processamento dos dados de LADCP	23
3.2.5 O Método Dinâmico	25
3.2.6 Análise Objetiva e cálculos dos transportes	29
4 Resultados e Discussão	31
4.1 O padrão médio de escoamento ao largo de Santos	31
4.2 Observações quase-sinóticas diretas de velocidade	33
4.3 Os campos de velocidade geostrófica	35
4.4 Revisitando a hidrografia do projeto COROAS	37
5 Síntese e conclusões	39
Referências	41

Lista de Figuras

1	Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste na camada 560-1300 m de coluna d'água.	3
2	Síntese do escoamento do sistema de correntes de contorno oeste ao largo do litoral brasileiro.	4
3	Área de estudo: localização geográfica da Bacia de Santos.	5
4	Malha amostral das estações hidrográficas repetidas durante as campanhas HM e localização dos fundeios C100, C200 e C1000 do projeto COROAS.	7
5	Malha amostral das 95 estações oceanográficas do cruzeiro oceanográfico CERES-IV realizado em junho de 2010, a bordo do N/Oc. Antares da Marinha do Brasil.	8
6	Localização geográfica das 58 estações oceanográficas em que foram realizadas perfilagens de temperatura e salinidade, com CTD, e de velocidade, com LADCP, realizadas durante o cruzeiro oceanográfico CERES IV.	10
7	Mapa da região oceânica ao largo da cidade de Santos contendo o posicionamento do principal conjunto de dados explorado neste trabalho.	12
8	Séries temporais correntográficas nos níveis 29, 91, 293 e 698 m de profundidade do fundeio C1000 do projeto COROAS.	13
9	Perfis climatológicos (WOA 2009) médios do quadrado da frequência de estratificação e densidade potencial e sua estrutura vertical correspondente dos quatro primeiros modos dinâmicos.	14
10	Diagrama T-S espalhado correspondente à todos os perfis de temperatura e salinidade da campanha CERES-IV.	18
11	Curvas T-S médias e envoltórias, correspondendo a ± 3 desvios padrão (σ) de salinidade, do conjunto de dados hidrográficos do CERES-IV e do WOA 2009 e distribuição dos dados de salinidade do WOA 2009 ao longo da isoterma de 14°C.	20
12	Representação esquemática de erros nas medidas de velocidade realizadas por ADCPs de casco, devido a resposta lenta da GYRO.	22
13	Perfis verticais de velocidade geostrófica total e de velocidade média do ADCP de casco entre cada par de estações hidrográficas de parte da radial 1 do cruzeiro CERES IV. As velocidades apresentadas correspondem a componente normal a radial.	28
14	Raiz do erro médio quadrático de interpolação normalizado entre 0,0 e 1,0 resultante do mapeamento objetivo do campo de velocidade observada com o LADCP durante a campanha CERES IV.	30
15	Perfil médio de velocidade paralela a isóbata de 200 m do fundeio C1000.	32

16	Campo de velocidade observada com LADCP ao largo da cidade de Santos, obtido durante o cruzeiro CERES IV.	34
17	Campos de velocidade referentes a parte da radial 1 do cruzeiro CERES IV. . .	36
18	Campo de velocidade geostrófica estimado a partir dos dados hidrográficos, da radial ao largo de Santos, da campanha HM1 do projeto COROAS.	38
19	Campo de velocidade geostrófica estimado a partir dos dados hidrográficos, da radial ao largo de Santos, da campanha HM2 do projeto COROAS.	39

Lista de Tabelas

1	Interfaces das massas de água presentes do lado oeste do Atlântico Sul e suas posições na coluna d'água calculadas a partir dos perfis climatológicos de densidade potencial.	15
2	Níveis de referência, para cada par de estações hidrográficas do CERES IV, utilizados na aplicação do Método Dinâmico Referenciado com ADCP de casco.	29
3	Transportes e velocidades máximas do Sistema CB ao largo de Santos.	36
4	Transportes barotrópicos de volume da CB ao largo de Santos.	36

Lista de Siglas e Acrônimos

ADCP	<i>Acoustic Doppler Current Profiler</i>
ACAS	Água Central do Atlântico Sul
AT	Água Tropical
AIA	Água Intermediária Antártica
ACS	Água Circumpolar Superior
AO	Análise Objetiva
APAN	Água Profunda do Atlântico Norte
BiCSE	Bifurcação da Corrente Sul Equatorial
CB	Corrente do Brasil
CCI	Corrente de Contorno Intermediária
CCOs	Correntes de Contorno Oeste
CSE	Corrente Sul Equatorial
CCP	Corrente de Contorno Profunda
COROAS	Circulação Oceânica da Região Oeste do Atlântico Sul
CODAS	<i>Common Ocean Data Access System</i>
CERES	Célula de Recirculação da Corrente do Brasil na Bacia de Santos
CTD	<i>Conductivity, Temperature and Depth</i>
FURG	Fundação Universidade do Rio Grande
GSAS	Giro Subtropical do Atlântico Sul
HM	Hidrografia de Meso-escala
IO-USP	Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo
INPE	Instituto de Pesquisas Espaciais
LaDO	Laboratório de Dinâmica Oceanânica
LADCP	<i>Lowered Acoustic Doppler Current Profiler</i>

MDR	Método Dinâmico Referenciado
MDC	Método Dinâmico Clássico
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
PETROBRAS	Petróleo Brasileiro S.A.
remqn	<i>raiz do erro médio quadrático normalizado</i>
WOA	<i>World Ocean Atlas 2009</i>
WOCE	<i>World Ocean Circulation Experiment</i>
XBT	<i>Expendable Bathythermograph</i>

Agradecimentos

Primeiramente gostaria de dedicar este trabalho os meus pais Rosimeire Carrilho Biló e Claudio Biló pelo apoio incondicional a todas as escolhas importantes da minha vida. Sem eles eu não teria me tornado a pessoa e profissional que sou hoje. Agradeço imensamente por ser filho de pessoas tão maravilhosas, por seus bons exemplos e caráter. Não posso deixar de citar meu irmão e amigo Lucas Carrilho Biló que me proporciona tantos momentos engraçados e de “fúria” que me mantém tão ligado a ele.

Em segundo lugar gostaria de agradecer minha namorada Ana Clara da Rosa Santos. Se não fosse por ela provavelmente não teria encontrado a oceanografia e este trabalho não teria existido. Além disso, é a pessoa mais bondosa, esforçada, companheira e bonita que conheço o que, definitivamente, a torna minha musa inspiradora. Sou muito agradecido pelo seu amor e sua presença ao meu lado que me dão forças em todos os aspectos da minha vida.

Agradeço também ao meu orientador e amigo prof. Dr. Ilson Carlos de Almeida da Silveira. Seus ensinamentos e oportunidades foram muito valiosas para o meu aprendizado e amadurecimento como profissional. Sua orientação e amizade foram muito importantes durante minha graduação e espero desenvolver trabalhos com ele por muitos anos ainda.

À minha co-orientadora Sueli Susana de Godoi que além de guiar os meus primeiros passos na oceanografia física, me orientou, me forneceu comida e carona após madrugadas trabalhando e cuidou de mim quando eu estava doente. Gestos estes que me ajudaram muito e que nunca serão esquecidos.

Não posso esquecer dos meus atuais e ex-companheiros de laboratório César Rocha, Thiago Costa, Leandro Ponsoni, Rafael Soutelino, André Palóczy, Filipe Fernandes, Márcio Yamashita, Ronaldo Sato, Ana Paula Krelling que estão sempre dispostos a me ajudar. Em especial gostaria de agradecer ao César pelos conselhos e ensinamentos transmitidos, e ao André a pessoa com quem eu mais convivi durante os meus 5 anos de graduação. André foi o cara que mais ouviu minhas piadas, reclamações e opiniões e sou muito agradecido pela sua amizade.

Aos meus amigos Rodrigo Carlini, Vinícius Bonadio, Caio Cerqueira e José Maurício Ronaldo. Mesmo perdendo o contato durante longos períodos de tempo nossa amizade continua a mesma. Sou grato aos momentos engraçados que compartilhei com eles, sendo muitos deles resultado das mesmas piadas do tempo de colégio.

Agradeço aos meus amigos e companheiros de graduação Filipe Galiforni, Renato

Oliveira, Natasha Hoff, Olavo Badaró, Iole Orselli, Laís Escudeiro, Hanna Luizete e Nancy Kazumi que tornaram as aulas, viagens de campos e momentos de procrastinação no IO mais engraçados e menos estressantes. Por fim e não menos importantes agradeço aos professores e funcionários do IO-USP que atuaram direta ou indiretamente em meu desenvolvimento pessoal e profissional.

Este trabalho foi financiado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), através da bolsa de Iniciação Científica (IC) concedida sob o processo 2012/05-221-2. Gostaria de expressar minha gratidão à Fundação de Estudos e Pesquisas Aquáticas (FUNDESPA) e ao Pro-Int da Universidade de São Paulo pelo financiamento que proporcionaram a oportunidade de apresentar um trabalho no *Ocean Sciences Meeting* em *Salt Lake City*, EUA. Finalmente, agradeço a PETROBRAS e ao meu amigo Dr. Wellington Ceccopieri que gentilmente forneceram os ótimos dados do cruzeiro CERES IV para que eu pudesse desenvolver este trabalho que me proporcionou conhecimentos que levarei para o resto da vida.

*“Existem três frases curtas que levarão
sua vida adiante: ...
Não diga que fui eu ...
Oh, boa idéia chefe ! ...
Já estava assim quando cheguei.”*

Homer Simpson

Resumo

A circulação oceânica de meso e grande escalas, ao largo da costa brasileira, é regida pelo complexo sistema de Correntes de Contorno Oeste do Atlântico Sul. Esta circulação foi descrita em sua maior parte por cálculos geostróficos indiretos. A região oceânica adjacente à costa paulista é o sítio de formação da Corrente de Contorno Intermediária (CCI), corrente esta originada da bifurcação da Corrente Sul Equatorial em nível subpicnoclínico. O objetivo central do presente trabalho consiste na descrição da estrutura vertical de velocidade, a partir de observações diretas com LADCP, e propor o aprimoramento da estimativa de velocidade geostrófica na região oceânica ao largo da cidade de Santos. Os resultados revelaram a Corrente do Brasil fluindo para sudoeste com velocidades máximas de $0,56 \text{ m s}^{-1}$, e transporte de $5,5 \text{ Sv}$, e a Corrente de Contorno Intermediária fluindo para nordeste com velocidades máximas de $0,22 \text{ m s}^{-1}$ e transporte de $5,0 \text{ Sv}$. A avaliação da componente barotrópica do Sistema Corrente do Brasil indica que 25°S faz parte da faixa latitudinal de formação da CCI. O estudo do nível de inversão de velocidade associado à CCI sugere que o nível de movimento nulo a ser empregado para a aplicação do Método Dinâmico Clássico é cerca de 500 dbar . Quando há disponibilidade de dados de ADCP de casco, o Método Dinâmico Referenciado reproduz satisfatoriamente o padrão observado de correntes.

Descritores: Sistema Corrente do Brasil, Corrente de Contorno Intermediária e LADCP.

Abstract

The oceanic circulation off the Brazilian coast is governed by the South Atlantic Western Boundary Current System. Its velocity patterns have been almost entirely described by geostrophic calculations. The oceanic region off the coast of São Paulo is the site of origin of the Intermediate Western Boundary Current (IWBC). The oceanographic process that generates the IWBC is the South Equatorial Current bifurcation in intermediate depths. The primary objective of this work is to describe the Brazil Current (BC) System flow pattern off the city of Santos using direct observations and to propose improvements in how to estimate geostrophic velocities in this region. The results indicate the Brazil Current flowing southwestward with maximum velocities of 0.56 m s^{-1} and transport of 5.5 Sv , and the IWBC flowing northeastward with maximum velocities of 0.22 m s^{-1} and 5.0 Sv of transport. The evaluation of the BC System barotropic velocity component suggests 25°S is part of the IWBC origin site. The velocity inversion depth analysis indicates if simultaneous vessel-mounted ADCP observations are not available, classical geostrophic velocity estimates should be carried out using 500 dbar as level of no motion.

Keywords: Brazil Current System, Intermediate Western Boundary Current and LADCP.

1 Preâmbulo

A circulação oceânica de meso e grande escalas ao largo da costa brasileira foi, segundo Silveira *et al.* (2001), descrita em termos quantitativos quase que exclusivamente por cálculos geostróficos indiretos devido a diversos motivos. Os mais óbvios são a necessidade de cruzeiros oceanográficos de longo período e custos relativamente altos de implementação e manutenção de equipamentos fundeados em grandes profundidades.

Em águas profundas, há poucas formas de se observar sinótica e diretamente velocidades em toda a coluna d'água. Entre elas, destaca-se o perfilador de velocidade *Lowered Acoustic Doppler Current Profiler* (LADCP). Em junho de 2010, registros inéditos foram realizados com este equipamento na região oceânica da Bacia de Santos. Assim propõe-se processar e interpretar estes registros afim de se estudar a circulação associada ao Sistema Corrente do Brasil, composta pela Corrente do Brasil (CB) e a Corrente de Contorno Intermediária (CCI).

Embora a descrição da CB ao largo da costa brasileira tenha sido assunto de diversas publicações e estudos, a região desta pesquisa carece de observações diretas sobre o Sistema CB. A abordagem apresentada neste documento é original e surge como resultado de esforços conjuntos entre a academia e a indústria do petróleo no entendimento do Sistema CB em uma região economicamente importante para o Brasil.

Esta monografia está organizada da seguinte maneira: na Seção 2 há uma descrição dos aspectos gerais da circulação na área de estudo, apresentação da justificativa, objetivos e hipótese científica do trabalho. Na Seção 3 é descrito o conjunto de dados, assim como a metodologia empregada. Por fim, nas Seções 4 e 5 são apresentados os resultados e discussões, assim como as conclusões, respectivamente.

2 Introdução

2.1 Contextualização

Os movimentos da atmosfera terrestre consistem em importantes forçantes geradoras de movimentos nos mares e oceanos do planeta. Um dos primeiros trabalhos que tentou explicar fisicamente a resposta dos oceanos Atlântico e Pacífico, na escala de milhares de quilômetros, à presença de centros de alta pressão atmosférica em latitudes subtropicais foi Sverdrup (1947). A circulação em forma de giros anticiclônicos era a resposta, e são referidos na literatura como Giros Subtropicais. Diferentemente dos giros atmosféricos, os giros oceânicos são assimétricos. As correntes do lado oeste dos oceanos são confinadas em jatos estreitos e mais intensos que as correntes do restante do giro, sendo denominadas de Correntes de Contorno Oeste (CCOs) (STOMMEL, 1948; MUNK, 1950).

No Oceano Atlântico Sul, a circulação de grande escala nos primeiros 1000 m é, segundo Stramma e England (1999), dominada pelo Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS). Tal feição é limitada, ao sul, pela Corrente do Atlântico Sul, Corrente Sul Equatorial (CSE) ao norte, Corrente de Benguela à leste e Corrente do Brasil (CB) à oeste, junto ao continente sul-americano. Portanto, a CB é a CCO que fecha o GSAS.

Os giros subtropicais são centros de alta pressão oceânica e portanto, devido ao balanço de forças atuantes neste sistema dinâmico, são anticiclônicos. No hemisfério sul, o sentido de sua rotação é anti-horário. Sendo assim, a CSE flui de leste para oeste, próximo a latitudes equatoriais, e a CB flui de norte para sul ao largo da costa brasileira.

Rodrigues *et al.* (2006) comentam que o padrão de escoamento, associado à chegada da CSE na margem continental brasileira é complexo, com o padrão da bifurcação de superfície ocorrendo entre 10°S e 15°S. Stramma e England (1999) afirmam que a bifurcação da CSE (BiCSE) em diferentes níveis de profundidades ocorre em latitudes distintas, gerando assim um intrincado e estratificado sistema de escoamento de contorno oeste.

Resumidamente, pode-se dizer que a BiCSE ocorre em três níveis diferentes. Entre 10°S e 15°S e em profundidades até 150 m a BiCSE origina a CB e alimenta uma corrente que flui para norte chamada Subcorrente Norte do Brasil. Em 20°S, entre 150 e 500 m de profundidade, formam-se dois ramos; um que flui para sul, que espessa verticalmente a CB, e outro que flui para norte. Por fim, a BiCSE que ocorre em profundidades intermediárias, 500 a 1000 m, está localizada em, aproximadamente, 25°S. Como consequência deste último estrato da BiCSE, denominado por Boebel *et al.* (1999) de **Bifurcação de Santos**, a CB espessa-se no-

vamente, com o ramo que flui para sul, e forma-se a Corrente de Contorno Intermediária (CCI), com o ramo que flui para norte (Figura 1) (STRAMMA e ENGLAND, 1999).

A CCI, ao encontrar com o ramo norte da BiCSE em 20°S origina a SNB (STRAMMA e ENGLAND, 1999). Adjacente à CCI, em profundidades entre 1500 e 3000 m, há um escoamento organizado fluindo para sul ao longo de todo o contorno oeste. Tal escoamento ocupa as porções do sopé continental e parte da planície abissal da margem continental brasileira, e é denominado Corrente de Contorno Profunda (CCP) (STRAMMA e ENGLAND, 1999). A Figura 2 resume o padrão de escoamento de contorno oeste sobre a margem continental brasileira e planície abissal adjacente descrito.

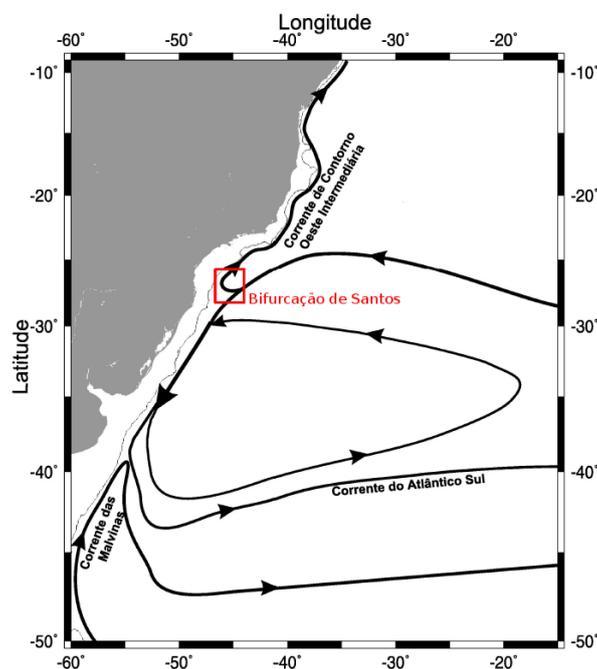


Figura 1: Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste na camada 560-1300 m de coluna d'água. Baseada em Reid (1989) e Stramma e England (1999). Adaptado de Silveira *et al.* (2001).

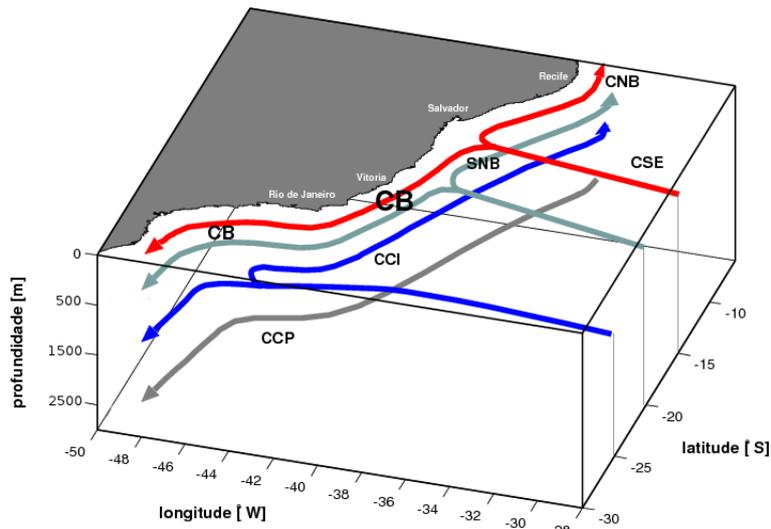


Figura 2: Síntese do escoamento do sistema de correntes de contorno oeste ao largo do litoral brasileiro, de acordo com os padrões esquemáticos de grande escala de Stramma e England (1999). As correntes aqui representadas são: Corrente Sul Equatorial (CSE), Corrente do Brasil (CB), Corrente de Contorno Intermediária (CCI), Corrente de Contorno Profunda (CCP), Subcorrente Norte do Brasil (SNB) e Corrente Norte do Brasil (CNB). Adaptado de Soutelino *et al.* (2012).

Na região oceânica entre os paralelos 20°S e 28°S, o Sistema CB foi quase que exclusivamente descrito por cálculos geostróficos e tais descrições se concentram ao largo de Cabo Frio (23°S) e nas proximidades do Cabo de Santa Marta Grande em 28°S (GARFIELD, 1990; CAMPOS *et al.*, 1995; SILVEIRA *et al.*, 2001) (Figura 3). Estimativas do transporte da CB variam entre 5 e 13 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) e da CCI entre 1,3 e 4,0 Sv.

Poucos são os estudos utilizando medições diretas de velocidade do Sistema CB nestas regiões e estão restritos aos esforços de Evans e Signorini (1985) em 23°S utilizando perfiladores PEGASUS, aos estudos de Müller *et al.* (1998) que se utilizou de linhas de fundeios com correntômetros em 28 e 23°S e aos trabalhos de Boebel *et al.* (1999) e, recentemente, Legeais *et al.* (2012) que descrevem a Bifurcação de Santos, a partir de dados de flutuadores. O trabalho de Campos *et al.* (1995) apresenta a única estimativa de transporte da Corrente do Brasil ao largo da cidade de Santos (25°S) publicada até então. Os autores exploraram um conjunto de dados hidrográficos para estimar correntes geostróficas, considerando níveis de referência de 750 e 900 dbar e encontrando transportes de volume da CB de 7,3 e 8,8 Sv.

Com base nas informações disponíveis na literatura, pode-se concluir que há uma carência de estudos acerca da formação e organização da CCI dentro da Baía de Santos, bem

como uma descrição do sistema de correntes ao longo de toda a coluna d'água.

2.2 Área de Estudo

A Bacia de Santos, segundo Pereira e Feijó (1994), é definida como uma região da margem continental brasileira com área de, aproximadamente, 275.000 km² e delimitada pelos paralelos de 23°S e 28°S (Figura 3). Ao norte da bacia, limitada por Cabo Frio, encontra-se a Bacia de Campos e ao sul, em latitudes menores que Cabo de Santa Marta, encontra-se a Bacia de Pelotas. De acordo com Tessler e Mahiques (2000), a plataforma continental da Bacia de Santos atinge até 200 km de extensão, a região de quebra da plataforma encontra-se nas isóbatas de 160 a 200 m e seu talude alcança 2000 a 3000 m de profundidade.

Tessler e Mahiques (2000) ainda afirmam que, ao longo de todo o talude continental brasileiro, o relevo de declividade acentuada é substituído por níveis menos inclinados, sub-horizontais, formando platôs ou terraços marginais. Em parte da margem continental do Brasil, compreendida pela Bacia de Santos e Campos, Zemruscki (1979) diz que a transição entre o talude e o sopé continental é caracterizada pela presença do Platô de São Paulo. De acordo com este autor o platô possui uma área de, aproximadamente, 212.350 km² e encontra-se entre 3200 e 3600 m de profundidade, conforme apresentado na Figura 3. Zemruscki (1979) ainda comenta que o sopé continental é totalmente substituído pelo platô nas Bacias de Santos e Campos.

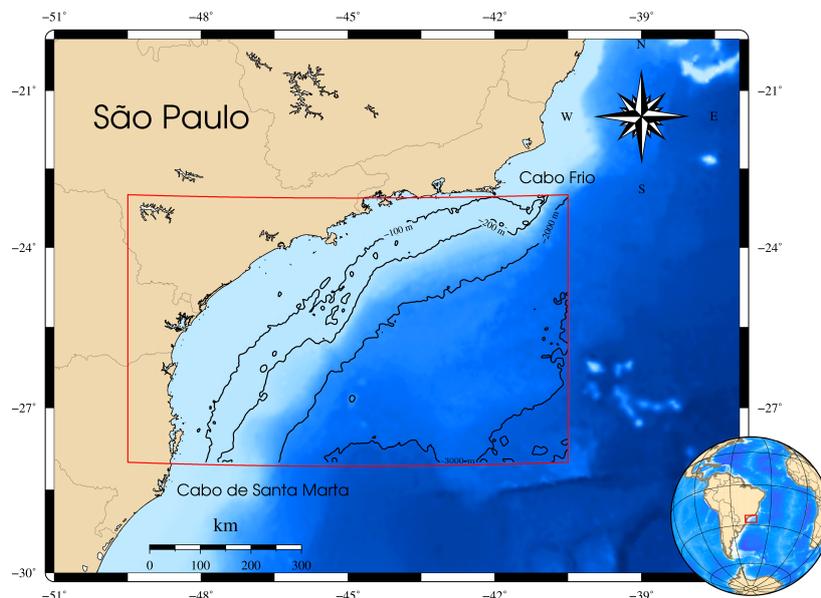


Figura 3: Área de estudo: localização geográfica (representada pelo quadrado vermelho) da Bacia de Santos, delimitada ao norte por Cabo Frio (23°S) e ao sul por Cabo de Santa Marta (28°S). As isóbatas de 2000 e 3000 m delimitam o Platô de São Paulo.

A circulação oceânica na região de estudo é regida pelo sistemas de correntes na borda oeste do Atlântico Sul, já descrito na seção anterior. Portanto, considerando os limites latitudinais da bacia pode-se dizer que, junto ao talude continental, ao norte de 26,5°S tem-se a CB fluindo para sul, nos primeiros 500 m de coluna d'água; a CCI fluindo para norte entre 500 e 1000 m (LEGEAIS *et al.*, 2012); e entre 1500 e 3000 m observa-se a CCP escoando para sul. Ao sul de 26,5°S, não há a primeira inversão de velocidades em 500 m, então a CB apresenta uma espessura por volta de 1000 m.

O Platô de São Paulo influencia o sistema de correntes na região. Essa feição geomorfológica separa dinamicamente o Sistema Corrente do Brasil, ou seja, a CB e CCI da CCP. Isso ocorre, devido ao deslocamento da CCP em direção ao oceano aberto, por conta do platô (SILVEIRA *et al.*, 2001; SILVEIRA *et al.*, 2004). Outra influência direta do platô, apresentada nos trabalhos de Boebel *et al.* (1999) e Legeais *et al.* (2012), seria na Bifurcação de Santos fazendo com que o eixo da bifurcação em 25°S seja deslocado para, aproximadamente, 26,5°S próximo ao talude continental através de um “loop” ciclônico.

2.3 Projeto COROAS

Com a finalidade de se estudar aspectos físicos da circulação oceânica ao largo da costa do estado de São Paulo e associá-los aos processos químicos e biológicos, o projeto Circulação Oceânica da Região Oeste do Atlântico Sul (COROAS) teve início em abril de 1992. Resultado de uma parceria interinstitucional entre o Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IO-USP), Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE) e Fundação Universidade do Rio Grande (FURG) constituiu a participação brasileira no *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE) (CAMPOS *et al.*, 1996).

O projeto COROAS foi dividido em diferentes sub-projetos. O sub-projeto Hidrografia de Meso-escala (HM) contou com três cruzeiros oceanográficos, a bordo do N/Oc. Prof. Wladimir Besnard da Universidade de São Paulo, os quais ocorreram perfilagens com o equipamento *Conductivity, Temperature and Depth* (CTD). A primeira campanha (HM1) ocorreu durante o verão de 1993 (20 de janeiro a 03 de fevereiro de 1993) e foi constituída de 104 estações. A segunda campanha (HM2), com 97 estações, aconteceu durante o inverno do mesmo ano (17 a 29 de julho de 1993). O terceiro e último cruzeiro contou com 94 estações oceanográficas e teve como período de ocorrência o verão de 1994 (20 a 29 de janeiro de 1994).

Este projeto ainda contou com três fundeios correntográficos, aproximadamente, ao largo da cidade de Santos em 25°S. Cada fundeio foi posicionado em uma isóbata diferente so-

bre a região de plataforma média, quebra de plataforma e talude continental. O fundeio sobre a plataforma média foi alocado sobre a isóbata de 100 m (C100), o fundeio sobre a quebra de plataforma na isóbata de 200 m (C200) e o fundeio sobre o talude na isóbata de 1000 m (C1000). A Figura 4 apresenta a malha de estações hidrográficas repetidas durante as três campanhas HM, assim como as localizações dos fundeios.

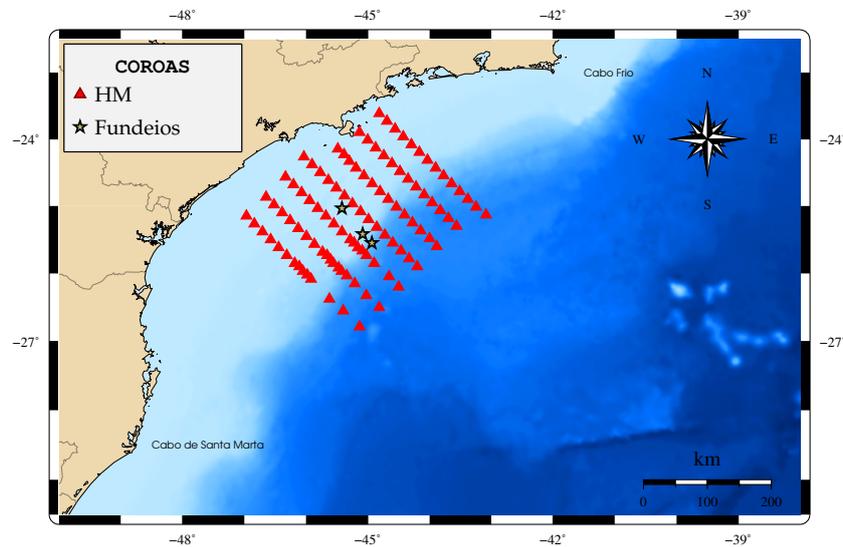


Figura 4: Malha amostral das estações hidrográficas repetidas durante as campanhas HM realizadas nos verões de 1993 e 1994 (HM1 e HM2), e inverno de 1993 (HM3) a bordo do N/Oc. Prof. Wladimir Besnard da Universidade de São Paulo e localização dos fundeios C100, C200 e C1000 do Projeto COROAS. A região de estudo está compreendida entre 23°e 28°S denominada Bacia de Santos.

2.4 Projeto CERES

Com o intuito de investigar e entender melhor a circulação na Bacia de Santos, região de exploração de óleo e gás do Pré-Sal, o Centro de Pesquisa e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello da empresa Petróleo Brasileiro S.A. (PETROBRAS), em parceria com o Laboratório de Dinâmica Oceanânica (LaDO) do IO-USP desenvolveram o projeto “Célula de Recirculação da Corrente do Brasil na Bacia de Santos” (CERES). O projeto contou com quatro cruzeiros oceanográficos quase-sinóticos de levantamento de dados hidrocorrentográficos na região de estudo entre janeiro de 2008 e junho de 2010.

A última campanha do Projeto CERES ocorreu em junho de 2010, a bordo do N/Oc. Antares da Marinha do Brasil, e foi denominada *CERES-IV*. A rede de estações foi composta de 4 radiais compreendendo 95 estações oceanográficas sobre todo o talude continental da Bacia de Santos (Figura 5). Em 28 estações, foram realizadas perfilagens de temperatura com *Expendable Bathythermograph* (XBT); em 9, perfilagens de temperatura e salinidade com CTD;

e em 58 foram feitas perfilagens com CTD, XBT e LADCP simultaneamente. Além disso, há registros de ADCP de casco, nos primeiros 300 m de coluna d'água, ao longo da derrota do navio.

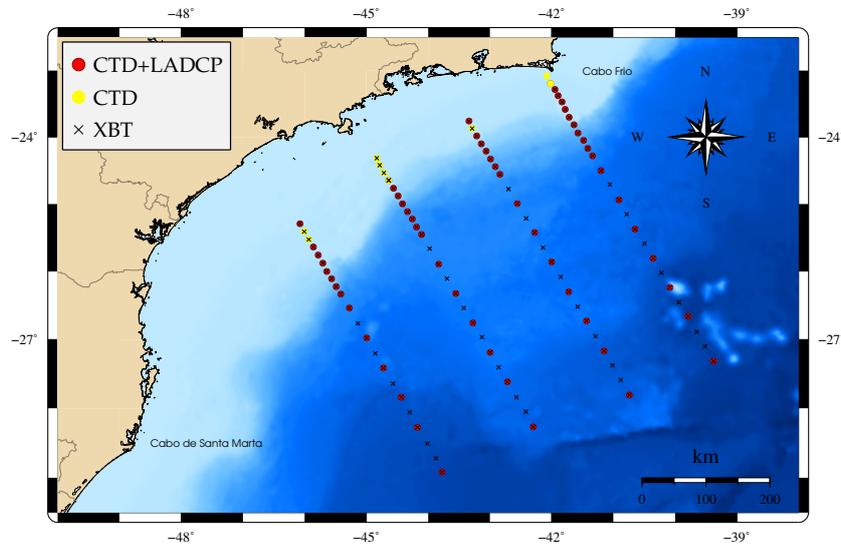


Figura 5: Malha amostral das 95 estações oceanográficas do cruzeiro oceanográfico CERES-IV realizado em junho de 2010, a bordo do N/Oc. Antares da Marinha do Brasil, na região compreendida entre 23° e 28°S e denominada Bacia de Santos. As cruces em preto indicam as estações em que foram lançados XBTs. Os pontos em amarelo representam as estações em que foram realizadas perfilagens com CTD e os pontos em vermelho as estações oceanográficas em que perfilagens com CTD, LADCP e XBT aconteceram simultaneamente.

2.5 Justificativa, Hipótese Científica e Objetivos

Como citado anteriormente, não há trabalhos, até o momento, que descrevam a Bifurcação de Santos a partir de observações diretas de velocidade, da superfície até o fundo na Bacia de Santos. Neste contexto propõe-se testar a seguinte hipótese científica: **A estrutura de velocidade observada, sobre o talude continental da Bacia de Santos, evidencia a Bifurcação de Santos ocorrendo em níveis de profundidade intermediários nos entornos de 25°S.**

O objetivo central do presente trabalho consiste na descrição da estrutura vertical de velocidade do Sistema CB, a partir de observações diretas de velocidade, e aprimoramento na estimativa de velocidade geostrófica na região da Bifurcação de Santos. Para atender o objetivo proposto foram traçados os seguintes objetivos específicos:

1. Descrever a estrutura vertical de velocidade observada com LADCP, durante o cruzeiro CERES IV, do Sistema CB;

2. Mapear o padrão vertical médio de escoamento do Sistema CB, a partir das séries temporais correntográficas obtidas no fundeio do projeto COROAS, sobre a isóbata de 1000 m;
3. Mapear a estrutura vertical de velocidade geostrófica total via o Método Dinâmico Referenciado (MDR) com ADCP de casco e Método Dinâmico Clássico (MDC), a partir dos dados hidrográficos do CERES IV;
4. Estimar velocidade geostrófica revisitando dados hidrográficos históricos do projeto COROAS.

3 Dados e Métodos

Para que os objetivos descritos anteriormente fossem alcançados, este trabalho analisou os dados hidrográficos e correntográficos do cruzeiro CERES-IV, gentilmente cedidos pela PETROBRAS, as distribuições de temperatura e salinidade da climatologia anual do *World Ocean Atlas 2009* (WOA), com as distribuições espaciais de intensidade do vento na superfície do mar da AVISO e National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Reanalysis, e com os dados hidrográficos e do fundeio C1000 do projeto COROAS. A seguir são apresentados o conjunto de informações que foram analisados e a metodologia aplicada neste trabalho.

3.1 Conjunto de Dados

Com o intuito de descrever a estrutura vertical de velocidade observada com LADCP e mapear a estrutura vertical de velocidade geostrófica total na região de interesse, a partir dos dados do CERES IV, foram utilizadas as primeiras nove estações oceanográficas (parte da radial 1) em que foram amostrados dados de CTD, XBT e LADCP simultaneamente, assim como dados de ADCP de casco ao longo de toda a derrota do navio (Figuras 6 e 7).

As medições hidrográficas do CERES IV, compostas por temperatura e salinidade, são provenientes de dois perfiladores CTD distintos. Até a estação de número 26 (radial 2), as perfilagens de temperatura e salinidade foram realizadas por um instrumento da marca *Teledyne RD Instruments* com frequência de amostragem de 25 Hz. Por conta de problemas de comunicação entre o aparelho e a unidade de bordo o CTD foi substituído por outro da marca *Falmouth Scientific* com frequência de amostragem de 15 Hz. Estas informações constituem os campos de densidade usados para a estimativa de velocidade geostrófica e fazem parte do processamento dos dados de LADCP.

As perfilagens de velocidade em toda a coluna d'água foram obtidas por um LADCP de 350 kHz de frequência da marca *Teledyne RDInstruments*. Já as perfilagens de velocidade nos primeiros 400 m de profundidade foram realizadas por um ADCP de casco de frequência de 75 kHz da marca *Teledyne RDInstruments*.

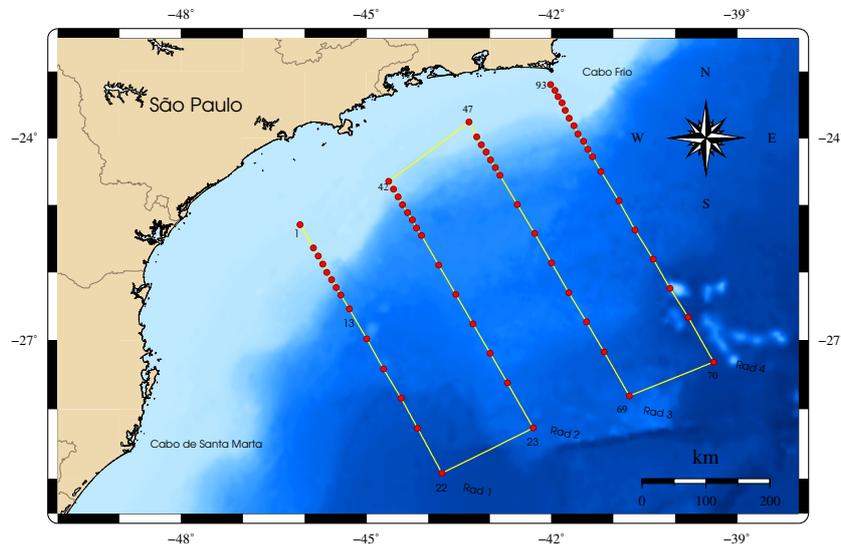


Figura 6: Localização geográfica das 58 estações oceanográficas em que foram realizadas perfilagens de temperatura e salinidade, com CTD, e de velocidade, com LADCP. Os dados foram obtidos durante o cruzeiro oceanográfico CERES-IV realizado em junho de 2010, a bordo do N/Oc. Antares da Marinha do Brasil, na região compreendida entre 23°S e 28°S e denominada Bacia de Santos. As estações foram nomeadas por números, e os seus valores estão ordenados de modo a representar a ordem de realização da estação na campanha.

Para descrever o padrão médio de escoamento do Sistema CB ao largo de Santos, foram analisadas as séries temporais de um ano de velocidade, provenientes do fundeio C1000. Tal fundeio está posicionado sobre a isóbata de 1000 m (25,55°S e 44,93°W, Figura 7) e consiste em quatro correntômetros alocados nas profundidades de 19, 91, 293 e 698 m. O intervalo de tempo amostrado pelo C1000 está entre 21/12/1992 e 20/03/1993 com uma resolução temporal de uma hora.

A climatologia anual do WOA 2009 também faz parte do conjunto de dados deste trabalho. Elaborada por Locarnini *et al.* (2010) (temperatura) e Antonov *et al.* (2010) (salinidade), o WOA 2009 é o cenário médio mais recente, de variáveis oceanográficas, dos oceanos mundiais. Com resolução de 1° de latitude e de longitude, estes dados são utilizados para atestar a qualidade do processamento das medições de temperatura e salinidade do CERES-IV, assim como para descrever o padrão médio de escoamento da CB.

Por conta do fundeio C1000 e da maioria das estações oceanográficas do CERES-IV estarem dispostas sobre o talude e sopé (Platô de São Paulo) continental da Bacia de Santos e pelo fato de climatologias globais não representarem satisfatoriamente as condições médias sobre a plataforma continental do Atlântico Sudoeste, foram utilizados os perfis de temperatura e salinidade do WOA 2009 sobre regiões mais profundas que 200 m, profundidade esta que representa a quebra da plataforma sudeste brasileira na Bacia de Santos.

Com o intuito de se conhecer a profundidade da camada de influência direta do vento, ou camada ageostrófica do oceano, na região de estudo foram utilizados dados diários de intensidade do vento na superfície do mar oriundos do NCEP Reanalysis e da altimetria por satélite da AVISO, durante o período de ocorrência do CERES IV. O primeiro conjunto de informações possui uma resolução espacial de 2,5° e o segundo de 1,0° de latitude e longitude. Este tipo de informação é necessária para a aplicação do MDR de maneira adequada.

Por fim, com a finalidade de se aplicar as conclusões do trabalho, no tocante de se estimar de melhor maneira correntes geostróficas, revisitou-se os dados hidrográficos do COROAS, referentes as campanhas HM1 e HM2, ao largo da cidade de Santos (Figura 7). Tal conjunto de dados foi explorado, até então, apenas por Campos *et al.* (2000), porém os autores não calcularam correntes geostróficas e retiveram-se à descrição dos padrões termohalinos.

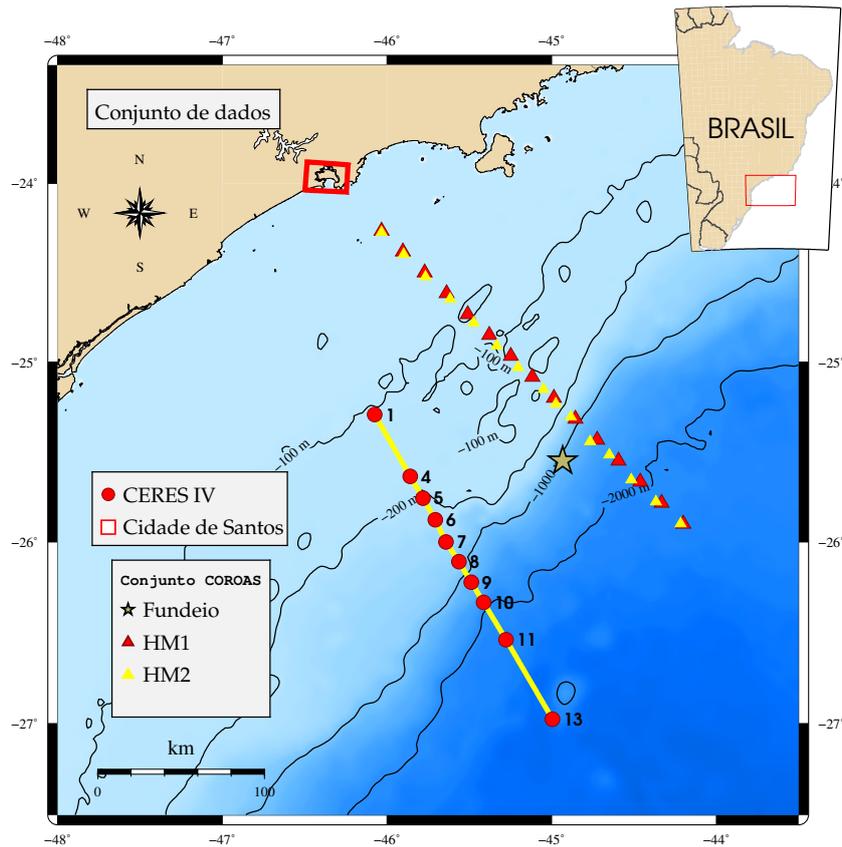


Figura 7: Mapa da região oceânica ao largo da cidade de Santos contendo o posicionamento do principal conjunto de dados explorado neste trabalho. Os círculos vermelhos representam as primeiras nove estações de CTD/LADCP do cruzeiro CERES IV, a estrela é a posição do fundeio C1000 do COROAS e os triângulos indicam as radiais hidrográficas do COROAS ao largo de Santos.

3.2 Métodos

3.2.1 Cálculo do padrão médio de escoamento do Sistema CB

O padrão médio de escoamento do Sistema CB foi calculado a partir das séries temporais de um ano filtradas dos quatro correntômetros do fundeio C1000 nos níveis 29, 91, 293 e 698 m de profundidade, que estão representadas na Figura 8. O filtro utilizado foi passa baixa do tipo *Lanczos* de 40 horas para a remoção do sinal maregráfico e fenômenos inerciais da série. O período inercial em 25°S é de $T_f = \frac{2\pi}{|f|} = 28,32$ horas, onde f é o parâmetro de Coriolis.

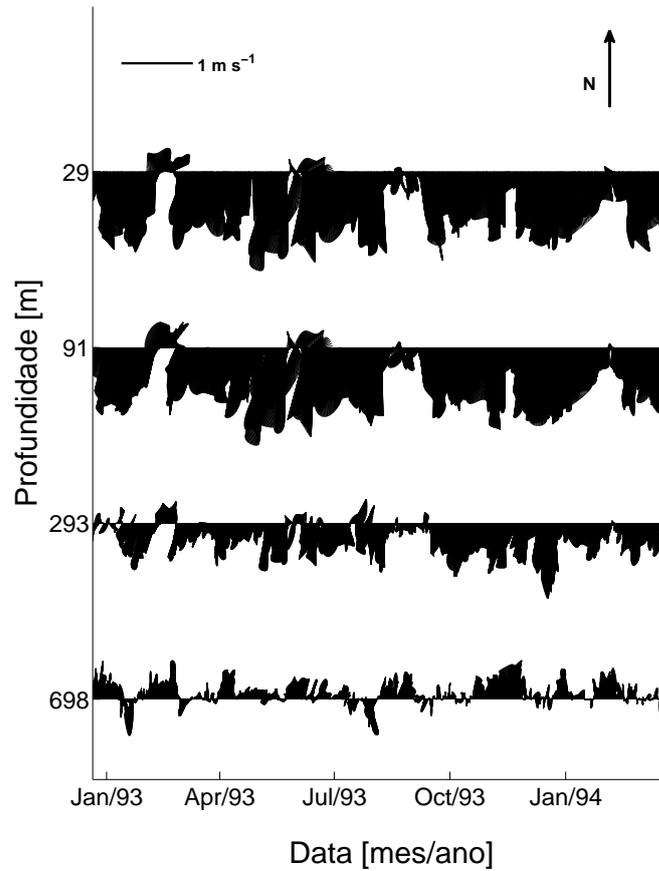


Figura 8: Séries temporais correntográficas nos níveis 29, 91, 293 e 698 m de profundidade do fundeio C1000 do projeto COROAS.

A partir das séries temporais filtradas foi calculado o perfil vertical médio contínuo de velocidade. Essencialmente, a obtenção deste perfil consistiu em se projetar os valores discretos de velocidade média, dos níveis dos correntômetros, nos modos dinâmicos quase-geostróficos (Figura 9, painel direito) seguindo a aplicação de (SILVEIRA *et al.*, 2008). Os modos dinâmicos foram calculados a partir do perfil médio da frequência de estratificação (Figura 9, painel esquerdo), ou de *Brunt-Väisälä* ($N(z)$), dos oito perfis de temperatura e salinidade do WOA, sobre o talude continental, mais próximos ao fundeio (Equação 1).

$$N^2(z) = gE \approx -\frac{g}{\rho} \left(\frac{\partial \sigma_0}{\partial z} \right); \quad (1)$$

onde E é a estabilidade estática da coluna d'água, g é a aceleração da gravidade, ρ é a densidade da água do mar, σ_0 é a densidade potencial, referenciada em $z = 0$ m, e z a profundidade (TALLEY *et al.*, 2011).

Com o intuito de se correlacionar o perfil médio de velocidade com a disposição vertical das massas de água encontradas na borda oeste do Atlântico Sul, foram calculadas as faixas de profundidade onde encontram-se as interfaces climatológicas dessas massas que são: Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Circumpolar Superior (ACS) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). Os valores utilizados de σ_0 , correspondentes às interfaces, são oriundas do trabalho de Mémerly *et al.* (2000). Para determinar as faixas de profundidade foram calculados os desvios padrão (σ) da densidade potencial, dos oito perfis próximos ao C1000. Tais valores foram então associados a intervalos de profundidades de acordo com a Tabela 1.

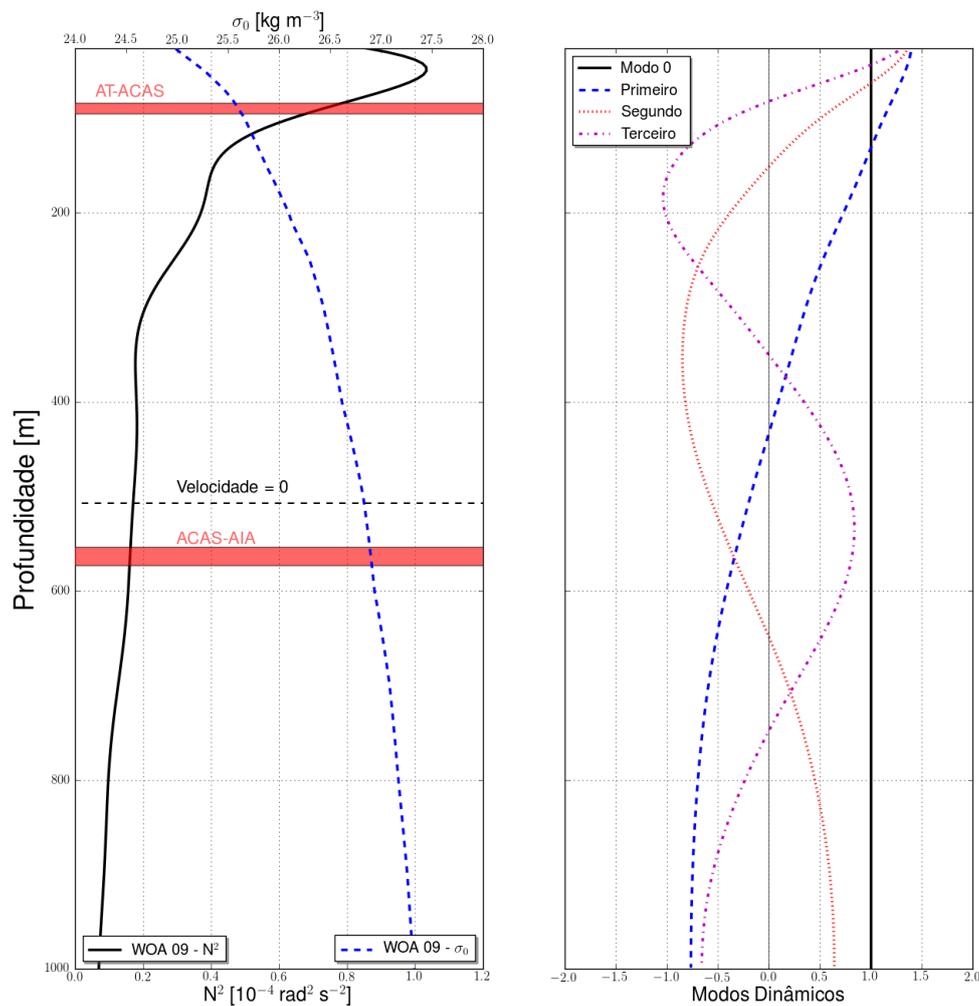


Figura 9: Perfis climatológicos (WOA 2009) médios do quadrado da frequência de estratificação ($N^2(z)$) e densidade potencial (σ_0) (Painel Esquerdo) e sua estrutura vertical correspondente dos quatro primeiros modos dinâmicos (Painel Direito). As zonas vermelhas indicam as faixas de profundidade das interfaces climatológicas AT-ACAS e ACAS-AIA. A linha horizontal preta pontilhada representa o nível de movimento nulo (507 m) do perfil médio de velocidade composto pelos quatro primeiros modos dinâmicos.

Tabela 1: Interfaces das massas de água presentes do lado oeste do Atlântico Sul segundo Mémery *et al.* (2000) e suas posições na coluna d'água calculadas a partir dos perfis climatológicos de densidade potencial.

	AT-ACAS	ACAS-AIA	AIA-ACS	ACS-APAN
$\sigma_0 \pm 2\sigma$ (kg m ⁻³)	25,60 ±0,03	26,90 ±0,01	27,38 ±0,01	27,53 ±0,00
Faixas de profundidade (m)	90 ±4	564 ±9	1096 ±8	1427 ±1

3.2.2 Processamento dos dados Hidrográficos

Como já mencionado anteriormente os dados hidrográficos possuem papel fundamental no escopo deste trabalho, portanto é necessário que o processamento destes dados garanta sua qualidade. O processamento descrito nesta seção foi empregado somente para a hidrografia do CERES IV. Os dados do projeto COROAS, por serem históricos, já foram fornecidos pré-processados e com qualidade assegurada.

O procedimento empregado é constituído de um processamento básico com 3 etapas principais: **remoção dos dados espúrios, promediação em caixas (ou média em caixas) e alisamento por janela móvel** e um controle de qualidade das informações. Parte da metodologia citada a seguir pode ser encontrada sumarizada em Emery e Thompson (2001).

1. Remoção dos dados espúrios (*spikes*): Trata-se de um processamento relativamente grosseiro de remoção dos maiores ruídos dos perfis hidrográficos. Estes ruídos podem ocorrer por diferentes razões. Contudo os dados chamados espúrios, ou *spikes*, ocorrem mais comumente, devido a movimentos turbulentos da água próximo aos sensores e pequenas falhas no cabo eletromecânico que conecta o CTD à sua respectiva unidade de bordo (TRUMP, 1983).

Devido à maior turbulência e conseqüentemente maior ruído durante a perfilagem em movimento ascendente, foram selecionados os perfis de temperatura e salinidade obtidos durante a descida do CTD até o fundo do oceano. Em seguida os *spikes* são removidos segundo critérios muito simples que considerem valores aceitáveis para temperatura e condutividade/salinidade. Especificamente, para o cruzeiro CERES-IV os *spikes* foram identificados de acordo com os critérios apresentados nas Equações 2 e 3.

$$T_{spike} = \begin{cases} T_i > \left[\frac{T_{i-5}+T_{i-4}+T_{i-3}+T_{i-2}+T_{i-1}+T_i+T_{i+1}+T_{i+2}+T_{i+3}+T_{i+4}+T_{i+5}}{11} \right] + 0,2 \\ T_i < \left[\frac{T_{i-5}+T_{i-4}+T_{i-3}+T_{i-2}+T_{i-1}+T_i+T_{i+1}+T_{i+2}+T_{i+3}+T_{i+4}+T_{i+5}}{11} \right] - 0,2 \end{cases} ; \quad (2)$$

$$S_{spike} = \begin{cases} S_i > \left[\frac{S_{i-5}+S_{i-4}+S_{i-3}+S_{i-2}+S_{i-1}+S_i+S_{i+1}+S_{i+2}+S_{i+3}+S_{i+4}+S_{i+5}}{11} \right] + 0,02 \\ S_i < \left[\frac{S_{i-5}+S_{i-4}+S_{i-3}+S_{i-2}+S_{i-1}+S_i+S_{i+1}+S_{i+2}+S_{i+3}+S_{i+4}+S_{i+5}}{11} \right] - 0,02 \end{cases} ; \quad (3)$$

onde T e S possuem unidades de °C e PSU (*Practical Salinity Unit* ou Unidade Prática de Salinidade), respectivamente, i é a posição de um valor de temperatura e salinidade nos perfis obtidos durante a descida do CTD.

2. Promediação em caixas ou binagem : Como segundo passo os perfis, sem *spikes*, passam pelo processo de binagem, cujo objetivo é gerar perfis de temperatura e salinidade alisados e equi-espaçados verticalmente para todo o cruzeiro. A binagem consiste na promediação de todos os dados hidrográficos obtidos dentro de um intervalo de profundidade pré-determinado. No presente estudo foi utilizado um intervalo de 1 m.

3. Alisamento por janela móvel: A última etapa consiste na suavização maior dos perfis verticais das propriedades hidrográficas via aplicação de uma janela móvel. Vale ressaltar que o alisamento não deve descaracterizar os gradientes verticais das propriedades, mas sim gerar perfis hidrográficos aproximadamente contínuos e caracterizados por uma variação vertical de densidade potencial gravitacionalmente estável.

As janelas móveis são aplicadas a cada ponto dos perfis. O valor de temperatura e salinidade de cada ponto é substituído por um novo valor, que por sua vez é resultado de uma média ponderada do ponto em questão e dos valores em pontos vizinhos. A janela pode variar em largura (número de pontos utilizados na média) e tipo (pesos na média ponderada). Sendo assim, pode-se sumarizar o funcionamento de uma janela móvel de n pontos aplicada a um valor de temperatura T , associado ao ponto i do perfil, a partir da Equação 4.

$$\bar{T}_i = \frac{1}{n} \sum_{j=i-d}^{i+d} \phi_j T_j; \quad (4)$$

onde \bar{T}_i é o novo valor de temperatura no ponto i , $d = \frac{(n-1)}{2}$ e ϕ_j é o peso aplicado ao j -ésimo ponto do perfil. É possível notar que n é ímpar de modo que i fique centralizado na janela. Para os dados hidrográficos do CERES-IV, foi utilizado a janela do tipo *Hanning* de largura de 5 dbar, ou 5 pontos, para perfis de profundidades menores que 100 dbar; 11 dbar para perfis com profundidade entre 100 e 500 dbar; e 21 dbar para perfis oceânicos com profundidades maiores que 500 dbar.

A aplicação destes três passos não é capaz, por si só, de detectar e corrigir todos os possíveis erros dos dados hidrográficos de um cruzeiro oceanográfico extenso como o CERES-IV. Os sensores acoplados aos perfiladores CTD podem se descalibrar ao longo de uma campanha ou quando sua calibração é antiga e não realizada antes do uso do equipamento. Conseqüentemente, as observações das propriedades termohalinas podem apresentar desvios consideráveis.

Desvios no sensor de condutividade, ou nos dados de salinidade, ocorrem com maior frequência do que no sensor de temperatura. Este fato é observado, por conta da engenharia dos sensores e da condutividade depender da própria temperatura (EMERY e THOMPSON, 2001). Os erros gerados por estes desvios podem ter caráter *sistemático* e podem ser de dois tipos, o chamado “*offset constante*” e o “*offset progressivo*”. O primeiro erro citado ocorre por conta de deriva, ou descalibração, abrupta do sensor de condutividade gerando perfis de salinidade com incremento, positivo ou negativo, constante em todo o perfil. O segundo erro é resultado de uma deriva contínua no sensor e é caracterizado por incremento na salinidade cujo valor evolui com o tempo, de forma linear ou não.

Tais erros não podem ser detectados e corrigidos a partir do processamento básico, contudo, como afetam todo o conjunto de dados, ou parte dele, de uma mesma maneira estes podem ser facilmente identificados e eliminados através do controle de qualidade via análise de *Diagramas T-S*. A Figura 10 apresenta o Diagrama T-S espalhado constituído por todos os perfis de temperatura e salinidade do CERES-IV. É possível notar um desvio do tipo “*offset constante*” no sensor de condutividade durante a estação 19, uma vez que todo o perfil encontra-se deslocado no eixo das abscissas (salinidade). Afim de se corrigir o erro calculou-se o perfil T-S médio e em seguida o desvio (*offset*) médio de salinidade da estação 19 com relação ao perfil médio. O resultado obtido foi um *offset* positivo de 0,30 PSU.

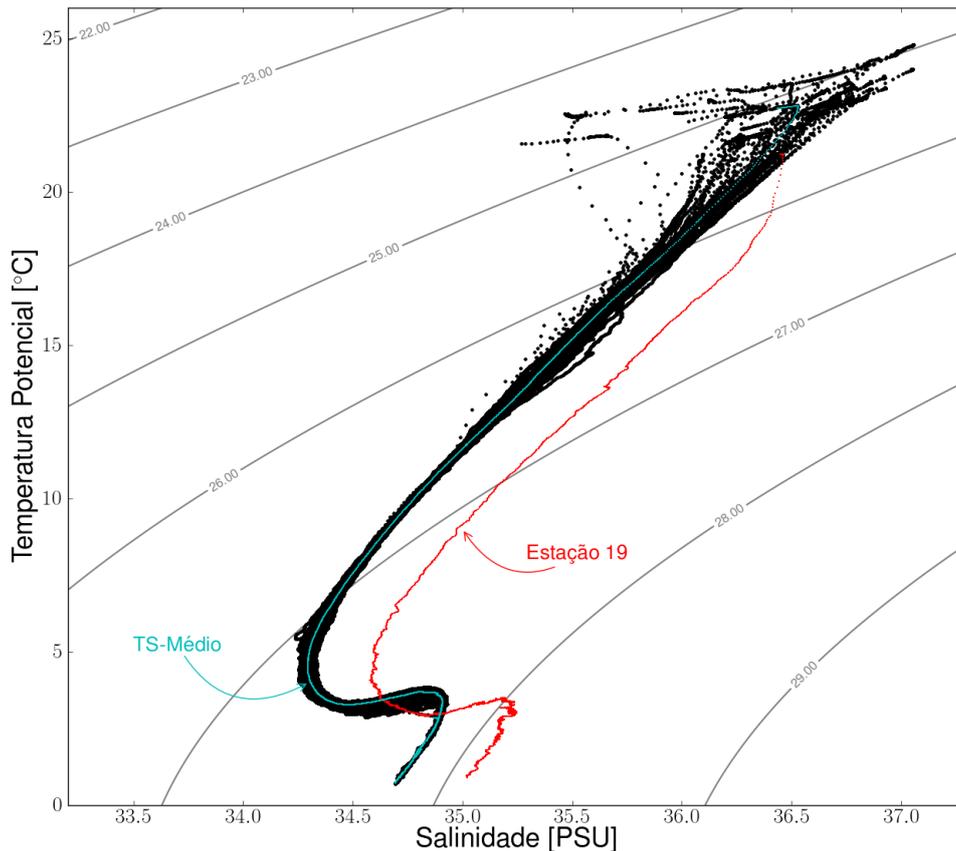


Figura 10: Diagrama T-S espalhado correspondente à todos os perfis de temperatura e salinidade da campanha CERES-IV. Destacado em ciano encontra-se o perfil T-S médio do CERES-IV e em vermelho a curva T-S para a estação 19, evidenciando um desvio do tipo “*offset constante*” no sensor de condutividade nesta estação.

Qualitativamente, as curvas identificadas no Diagrama T-S espalhado, ilustradas na Figura 10, denotam as massas de água típicas da região de estudo que são: AT, ACAS, AIA, ACS, APAN e Água de Fundo Antártica (AFA) (MÉMERY *et al.*, 2000). Para garantir que os dados hidrográficos não foram afetados por um “*offset constante*” para todo o cruzeiro, ou que o espalhamento dos perfis T-S observados não caracterize um desvio “*offset progressivo*”, foi conduzida uma comparação dos dados do CERES-IV com a climatologia do *World Ocean Atlas* de 2009 (WOA) (Figura 11).

Em profundidades onde temperatura e salinidade podem ser consideradas conservativas (abaixo da camada de mistura), as assinaturas dos dados obtidos quase-sinoticamente devem ser próximas aos padrões T-S climatológicos, uma vez que a climatologia é assumida como o cenário médio. O painel esquerdo da Figura 11 apresenta as curvas T-S médias do CERES-IV e do WOA em profundidades de domínio da ACAS, assim como os respectivos espalhamentos

dos dados representados pelas envoltórias de ± 3 desvios padrão (σ) de salinidade ao longo de uma isoterma. Analisando as curvas médias pode-se notar que a diferença entre elas é variável e não muito grande. Para quantificar quanto elas diferem entre si foi calculado, para o domínio apresentado, a *raiz do erro médio quadrático normalizado* ($remqn$) expressa, em porcentagem, por:

$$remqn = 100 \times \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [S_c(T_i) - S_w(T_i)]^2}{n}}}{\bar{S}_w}; \quad (5)$$

onde S_c e S_w são, respectivamente, as salinidades da curva média do CERES-IV e da climatologia em valores comuns de temperatura (T), n o número de valores comuns de T e \bar{S}_w é a salinidade média da climatologia no intervalo de salinidade em que os dois conjuntos de dados estão inseridos no domínio considerado. Basicamente a $remqn$ exprime quanto um conjunto de valores difere de outro com o mesmo número de elementos. O valor de $remqn = 2,92\%$, para as curvas médias, sugere que desvios sistemáticos causados por deriva abrupta do sensor de salinidade, ou seja “*offset constante*”, não promovem diferenças significativas nos dados do CERES-IV, com exceção da estação 19.

O painel direito da Figura 11 denota o espalhamento dos dados do WOA ao longo de uma isoterma. A figura mostra que a maior parte, mais de 99% , dos dados encontram-se dentro da envoltória de $\pm 3\sigma$. Portando vale ressaltar que além do T-S médio do CERES-IV estar inserido na envoltória do WOA (Figura 11, painel esquerdo) o espalhamento do CERES-IV não difere muito da climatologia uma vez que a $remqn$ das curvas que constituem a envoltória do cruzeiro possuem valores de 2,38% e 6,55% em relação as curvas da envoltória do WOA. Isto sugere que o espalhamento observado quase-sinoticamente é natural e não fruto de desvios do tipo “*offset progressivo*”.

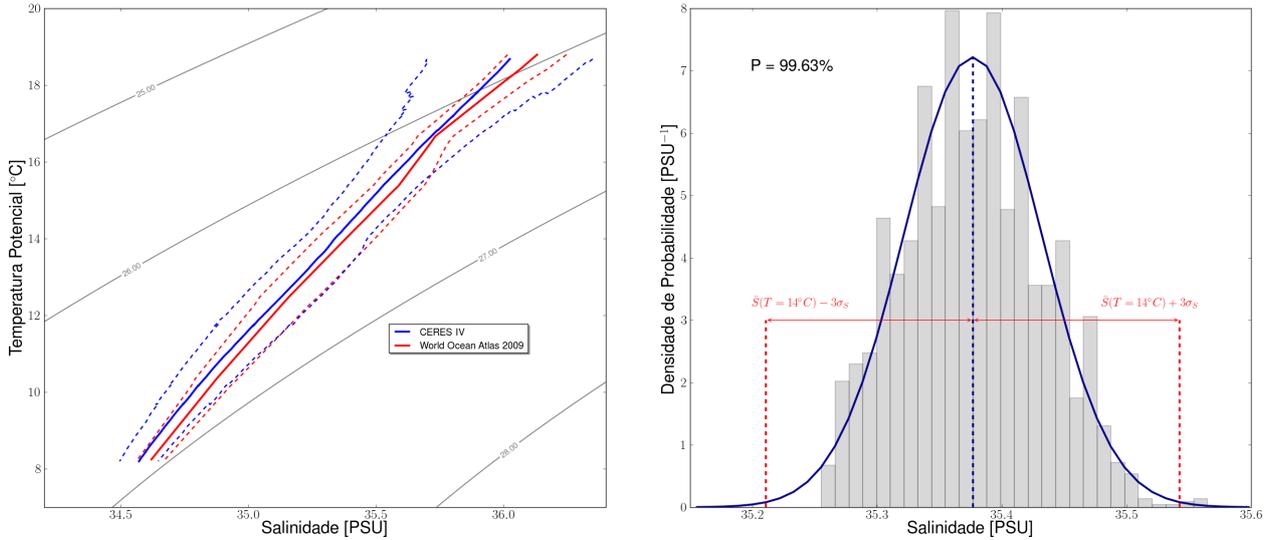


Figura 11: Curvas T-S médias (linhas contínuas) e envoltórias (linhas tracejadas), correspondendo a ± 3 desvios padrão (σ) de salinidade, do conjunto de dados hidrográficos do CERES-IV e do WOA 2009 (Painel Esquerdo). Distribuição dos dados de salinidade do WOA 2009 ao longo da isoterma de 14°C , normalizada em densidade de probabilidade, evidenciando que mais de 99% dos perfis de salinidade da climatologia encontram-se dentro da envoltória de $\pm 3\sigma$ (Painel Direito).

3.2.3 Processamento dos dados de ADCP de casco

Como sugerido por seu nome o *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP) é um medidor de correntes que se utiliza de uma propriedade das ondas sonoras chamada de *efeito Doppler*. Resumidamente pode-se dizer que o efeito Doppler é a mudança na frequência de um feixe sonoro quando este é emitido por uma fonte com velocidade relativa ao receptor. No contexto de medições de correntes, os transdutores do ADCP emitem pulsos sonoros com uma frequência conhecida \mathcal{F}_1 , ao refletirem em partículas em suspensão na água os feixes sonoros retornam aos transdutores com uma frequência \mathcal{F}_2 . O ADCP é capaz de quantificar as modificações na frequência e associá-las à velocidade e direção relativa entre o aparelho e as partículas. Consequentemente o equipamento obtém a velocidade do fluido no qual estes pequenos refletores estão passivamente imersos.

O ADCP de casco de 75 kHz do N/Oc. Antares possui a capacidade de medir velocidades até, aproximadamente, 400 m de profundidade, sendo sua resolução vertical pré-determinada em 16 m. Em conjunto com a perfilagem de velocidade o *software* de aquisição de dados do fabricante, *Vessel Mounted ADCP Data Acquisition System*, registra informações de navegação oriundas do GPS e da agulha giroscópica (GYRO) permitindo o cálculo da magnitude e direção da velocidade do navio ao longo de toda a sua trajetória. Este tipo de informação

permite a conversão da velocidade relativa da água em relação ao navio, registrada pelo aparelho, em velocidades absolutas no referencial da Terra.

Para obter as velocidades absolutas citadas anteriormente foi utilizado o, *software* de processamento, *Common Ocean Data Access System* (CODAS), desenvolvido e mantido pelo “*Currents*” *group* da Universidade do Havai, liderado pelo Dr. Eric Firing. O CODAS consiste em um conjunto de rotinas escritas em *Python*®, *Matlab*® e *C Programming Language*® criado para a padronização do armazenamento e processamento de dados de ADCP.

Conceitualmente o cálculo de velocidade absoluta da água do mar é simples, uma vez que a velocidade do fluido consiste na subtração vetorial entre a velocidade relativa, medida pelo ADCP, e a velocidade do ADCP de casco, ou do navio. Em águas rasas, o ADCP é capaz de detectar o fundo do mar, um referencial fixo que permite o cálculo da velocidade do navio com precisão, porém em águas profundas tal velocidade tem de ser inferida via dados de navegação (GPS+GYRO).

Apesar da simplicidade no conceito da operação vetorial citada, há limitações importantes no sistema ADCP-GPS-GYRO que torna o problema mais complexo, especialmente em águas profundas. Em geral, a GYRO possui uma resposta mais lenta do que a necessária para a frequência de amostragem do ADCP, gerando erros nas medidas da magnitude e direção da velocidade (Figura 12). Esta limitação se torna importante em trechos em que o navio executa manobras “bruscas”, ou seja, quando o navio sofre qualquer tipo de aceleração.

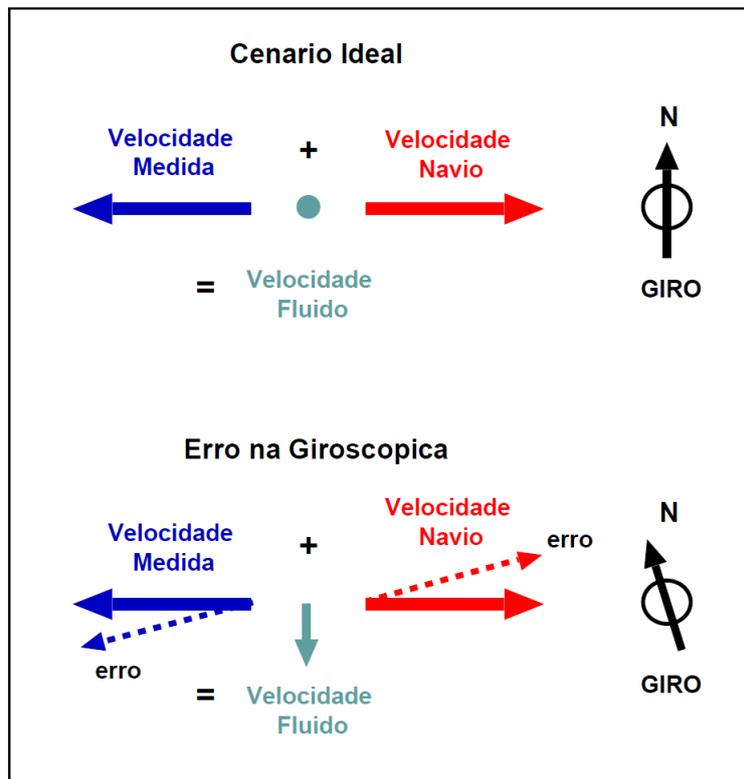


Figura 12: Representação esquemática de erros nas medidas de velocidade realizadas por ADCPs de casco, devido a resposta lenta da GYRO. Cortesia de Rafael Guarino Soutelino.

O CODAS é capaz de diagnosticar empiricamente os desvios na GYRO através de cálculos efetuados em pontos onde ocorrem manobras “bruscas” (guinadas do navio ou estações oceanográficas por exemplo). O procedimento de identificação e correção destes desvios se chama *Watertracking* e consiste, basicamente, no fato de se comparar a velocidade medida em um nível de referência antes e depois da manobra. Como a manobra acontece em intervalos de tempo muito curtos em relação a possíveis mudanças na velocidade do fluido nesta camada, assume-se que a velocidade não muda, permitindo assim a correção do desvio da GYRO. Vale ressaltar que este problema é facilmente resolvido em águas rasas, devido à constante detecção do fundo (*Bottomtracking*). A formulação matemática e computacional deste procedimento encontra-se detalhada no *website* do “*Currents*” group (<http://currents.soest.hawaii.edu/>).

Para finalizar o processamento dos dados de ADCP de casco, realiza-se a remoção dos perfis espúrios de velocidade não corrigidos pelo procedimento anteriormente citado. Os fatores que podem influenciar a qualidade dos dados são: estado do mar, transparência da água, formação de bolhas nas proximidades dos transdutores, presença de estruturas ou organismos vivos na coluna de água, falhas mecânicas ou eletrônicas, etc. Para detectar este tipo de falha existem maneiras automáticas e manuais. Dentre as automáticas, encontra-se a magnitude da velocidade vertical. Sabe-se que no oceano as velocidades verticais não ultrapassam determi-

nados valores, como aqueles encontrados em regiões de formação de massas de água ou de ressurgência por exemplo (10^{-4} m s^{-1}). Portanto é razoável que tais magnitudes não ultrapassem valores pré-determinados ou a magnitude das velocidades horizontais.

As velocidades horizontais também são utilizadas no controle de qualidade. Neste trabalho, por conta da região e do sistema de correntes, velocidades maiores que 2 m s^{-1} foram consideradas espúrias. Por fim, utiliza-se outros dois parâmetros para a identificação automática dos perfis espúrios a intensidade do sinal sonoro recebido pelos transdutores e o chamado *percent good*, que consiste em um coeficiente de correlação entre as medidas dos diferentes transdutores do ADCP. No primeiro critério, caso os transdutores recebam um eco sonoro com intensidade, considerada pelo fabricante, muito baixa o perfil é descartado. No segundo critério se o coeficiente *percent good* for menor que 30% em um dado perfil, este também é considerado espúrio.

O CODAS também fornece uma interface gráfica que permite a identificação manual dos perfis espúrios, sendo assim todos os perfis de velocidade são observados na forma de vetores e seções verticais, permitindo que o analista avalie a qualidade dos dados por meio de sua experiência e conhecimento da área.

3.2.4 Processamento dos dados de LADCP

A estrutura vertical de velocidade observada diretamente foi descrita a partir de perfilagens realizadas com o equipamento LADCP. Atualmente não há registros na literatura de medições com este tipo de equipamento realizadas por brasileiros em águas nacionais. Portanto, vale se ressaltar novamente a originalidade deste trabalho.

O LADCP consiste em um ADCP de alta frequência (350 kHz) acoplado ao sistema *Rosette-CTD*, capaz de perfilar velocidades da superfície ao fundo dos oceanos. O processamento destes dados, obtidos durante a campanha CERES IV, foi realizado utilizando o conjunto de rotinas, escritas em *Matlab*®, do *software* de processamento *IFM-GEOMAR/LDEO Matlab LADCP-Processing system v10.8* disponível gratuitamente na URL <http://groups.yahoo.com/search?query=ladcp&submit=Search>. Tal pacote de processamento segue a metodologia descrita por Fischer e Visbeck (1993) e Visbeck (2002).

Resumidamente, pode-se dizer que o perfil de velocidade observada resultante do processamento é a composição de diversos pequenos perfis de velocidade obtidos durante a descida e subida do equipamento pela coluna d'água. Cada pequena perfilagem de velocidade realizada

pelo LADCP (U_{LADCP}), durante uma estação oceanográfica, é resultado da soma de três partes como mostrado na Equação 6

$$U_{\text{LADCP}} = U_{\text{CTD}} + U_{\text{Oceano}} + U_{\text{Ruído}} \quad (6)$$

onde U_{CTD} corresponde ao movimento do equipamento acoplado ao sistema *Rosette*-CTD, U_{Oceano} representa a velocidade do oceano considerada constante durante a realização da estação e, portanto, $U_{\text{Ruído}}$ é qualquer variação espaço-temporal da velocidade da água durante a estação oceanográfica. Portanto o processamento empregado, além de aplicar um controle de qualidade similar ao processamento de dados de ADCP de casco ele consiste, basicamente, em estimar U_{CTD} e $U_{\text{Ruído}}$, assim como compor os diversos pequenos perfis. Caso a movimentação do equipamento não seja estimada o *software* é capaz de gerar perfis de velocidade geostrófica baroclínica, uma vez que o cisalhamento vertical da velocidade não é influenciado pela movimentação da *Rosette*.

Assim como ocorre com o ADCP de casco, o conceito de como obter velocidades absolutas a partir dos dados de LADCP é simples, porém a forma de como obter a solução é complexa. O *software* obtém a solução inversa do modelo de equações lineares proposto por Visbeck (2002). Basicamente este modelo assume que a Equação 6 pode ser descrita na forma de equações lineares do tipo apresentada na Equação 7.

$$d = Gm + n \quad (7)$$

onde o vetor d representa todas as velocidade medidas (U_{LADCP}) em diferentes profundidades da coluna d'água, n é o ruído devido a medições (d) “imperfeitas” realizadas pelo equipamento e estimativas ruins do valor dos campos de velocidade absoluta do oceano dado por Gm . As velocidades absolutas da água (U_{Oceano}) e as velocidades do equipamento (U_{CTD}) durante a perfilagem são combinadas em um único vetor m e são relacionadas a d pela matriz modelo G (VISBECK, 2002).

Tais equações lineares podem ser resolvidas utilizando métodos de mínimos quadrados, onde procura-se soluções de m de modo a minimizar as raízes das diferenças quadráticas entre d e as estimativas de Gm . Este engenhoso esquema de se processar os dados do LADCP permite a fácil assimilação de diferentes bases de dados para que sejam realizadas as melhores estimativas possíveis da velocidade ($d \approx Gm$).

Para o conjunto de dados do CERES IV diferentes bases de informações foram adi-

cionadas ao processamento, com o intuito de se conduzir importantes correções e se estimar U_{CTD} com maior precisão. Segundo Firing (1998), os erros que afetam a precisão e acurácia dos dados de LADCP e de seu processamento são gerados devido a diferenciação da velocidade em função da profundidade, retroespalhamento e reflexão do som na água, lacunas nos dados e erros da bússola do aparelho.

Perfis processados de temperatura e salinidade foram utilizados, principalmente, para a correção da velocidade do som ao longo das perfilagens. Por conta de uma dessincronia entre o relógio interno do LADCP e do relógio dos computadores de aquisição dos dados hidrográficos não foi possível estimar com maior precisão a velocidade da *Rosette*, uma vez que não seria possível confrontar a profundidade real do equipamento, registrada pelo CTD, com a profundidade estimada pelo LADCP.

O registro de velocidade nos primeiros metros do oceano realizados com o ADCP de casco foi extremamente importante como velocidade de referência nos primeiros 400 m de profundidade. Em conjunto ao *Bottomtracking*, dados de ADCP de casco forçam o perfil final de velocidade de LADCP a estar em acordo com dados mais acurados. Por fim as informações sobre o posicionamento do navio no início e final das estações oceanográficas foram utilizadas para determinar a deriva do navio permitindo que fosse estimado U_{CTD} .

3.2.5 O Método Dinâmico

Na Seção 2, foi mencionado que o Sistema CB foi quase que exclusivamente descrito por cálculos geostróficos indiretos. Existem algumas formas de se calcular velocidade geostrófica. Entre as mais utilizadas encontram-se o chamado *Método Dinâmico*, cujo cerne foi introduzido por Sandström e Helland-Hansen (1903), e a modelagem numérica.

Entende-se por corrente geostrófica aquela, cujo movimento da água é resultado entre o balanço da força do gradiente de pressão e a força de Coriolis (Equação 8). A força do gradiente de pressão possui duas componentes diferentes, os chamados gradiente de pressão barotrópico e baroclínico. O primeiro é dado pela variação horizontal do nível do mar e em balanço com a força de Coriolis gera correntes que não possuem cisalhamento vertical. O segundo é resultado da variação horizontal de densidade da água do mar com a força de Coriolis, mantém correntes que possuem cisalhamento vertical.

$$\begin{cases} -fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} \\ fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} \end{cases} \quad (8)$$

onde f é o parâmetro de Coriolis, ρ_0 é a densidade média da água do mar, $\frac{\partial p}{\partial x}$ e $\frac{\partial p}{\partial y}$ correspondem ao gradiente horizontal de pressão (CUSHMAN-ROISIN e BECKERS, 1994).

Segundo a teoria do Método Dinâmico, dada uma seção vertical de densidade, pode-se calcular velocidade geostrófica ($v(x, p)$) normal e promediada entre duas estações hidrográficas, relativa a uma corrente v_{ref} sobre um nível de pressão de referência (p_{ref}) segundo a Equação 9.

$$v - v_{ref} = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Delta \phi}{\partial x} \quad (9)$$

onde f é o parâmetro de Coriolis e $\Delta \phi$ é a anomalia do geopotencial, que por sua vez é função da densidade da água do mar (TALLEY *et al.*, 2011).

Com a finalidade de se propor a melhor forma de se estimar velocidade geostrófica, a partir de campos de densidade, ao largo da cidade de Santos foram aplicadas duas abordagens distintas do chamado Método Dinâmico ao campo de densidade observado durante a radial 1 do CERES IV. A primeira consiste no Método Dinâmico Referenciado (MDR) com ADCP de casco e a segunda na aplicação do Método Dinâmico Clássico (MDC) proposto por Sandström e Helland-Hansen (1903).

O Método Dinâmico Referenciado com ADCP de casco

A aplicação do MDR com ADCP de casco consiste em combinar velocidade geostrófica, relativa a velocidade em um nível de profundidade arbitrário, com velocidade medida com o ADCP de casco ($v_{ref} = v_{adcp}$). Este procedimento tem como finalidade estimar velocidade geostrófica absoluta entre duas estações hidrográficas. A metodologia utilizada para tal foi baseada nos trabalhos de Pickart e Lindstrom (1994) e Cokelet *et al.* (1996).

Para que v_{adcp} possa ser utilizada como velocidade de referência v_{ref} deve-se obedecer um critério básico, v_{adcp} precisa estar em profundidades fora das camadas ageostróficas do oceano. Para satisfazer este critério foi estimada a profundidade média da camada de Ekman (P_E), para a Bacia de Santos, durante o período do cruzeiro CERES IV (Equação 10). Para tanto, utilizou-se dos dados diários de intensidade do vento na superfície do mar do NCEP Reanalysis

e AVISO.

$$P_E = \frac{\gamma}{f} * \sqrt{\frac{|\vec{\tau}|}{\rho_0}} \quad (10)$$

onde $\gamma = 0.4$ é a constante de Von Karman, $\vec{\tau}$ é a tensão de cisalhamento do vento e ρ_0 é a densidade média da camada de mistura obtida na radial 1 do CERES IV (CUSHMAN-ROISIN e BECKERS, 1994). Como resultado obteve-se $P_E = 45,6$ e $35,3$ m a partir dos dados do NCEP e AVISO, respectivamente. Portanto a camada de influência do vento corresponde a, aproximadamente, 100 m. Para que os cálculos geostróficos não fossem contaminados os níveis de referência ficaram entre 100 e 400 m. Em regiões com profundidades menores que 400 m, o referenciamento ficou entre 100 m e algumas dezenas de metros acima do fundo.

Tendo em mente que os perfis de velocidade geostrófica, obtidos via Método Dinâmico, representam perfis de velocidade média entre as estações hidrográficas e normal a radial de estações, é preciso que se realize alguns passos antes do referenciamento propriamente dito. Primeiramente, os perfis de velocidade do ADCP de casco (v_{adcp}), normal a radial hidrográfica, são promediados entre as posições das estações obtendo-se assim um perfil médio de v_{adcp} entre cada par de estações hidrográficas.

Uma vez obtidos tais perfis, escolhe-se um nível de referência para cada par de estações. Esta escolha é realizada determinando o nível de profundidade, no interior geostrófico do oceano, o qual observa-se o menor *remqn* (Equação 5) entre o perfil médio de v_{adcp} e o perfil de velocidade geostrófica referenciada na profundidade em questão. Portanto, este processo consiste em um ajuste de mínimos quadrados que origina perfis de velocidade geostrófica referenciados em diferentes níveis de profundidade. A Figura 13 apresenta os perfis médios de v_{adcp} em azul, os perfis de velocidade geostrófica ajustados em vermelho e os níveis de referência para cada par de estações. A Tabela 2 contém os níveis de referência utilizados para cada par de estações, assim como a profundidade local.

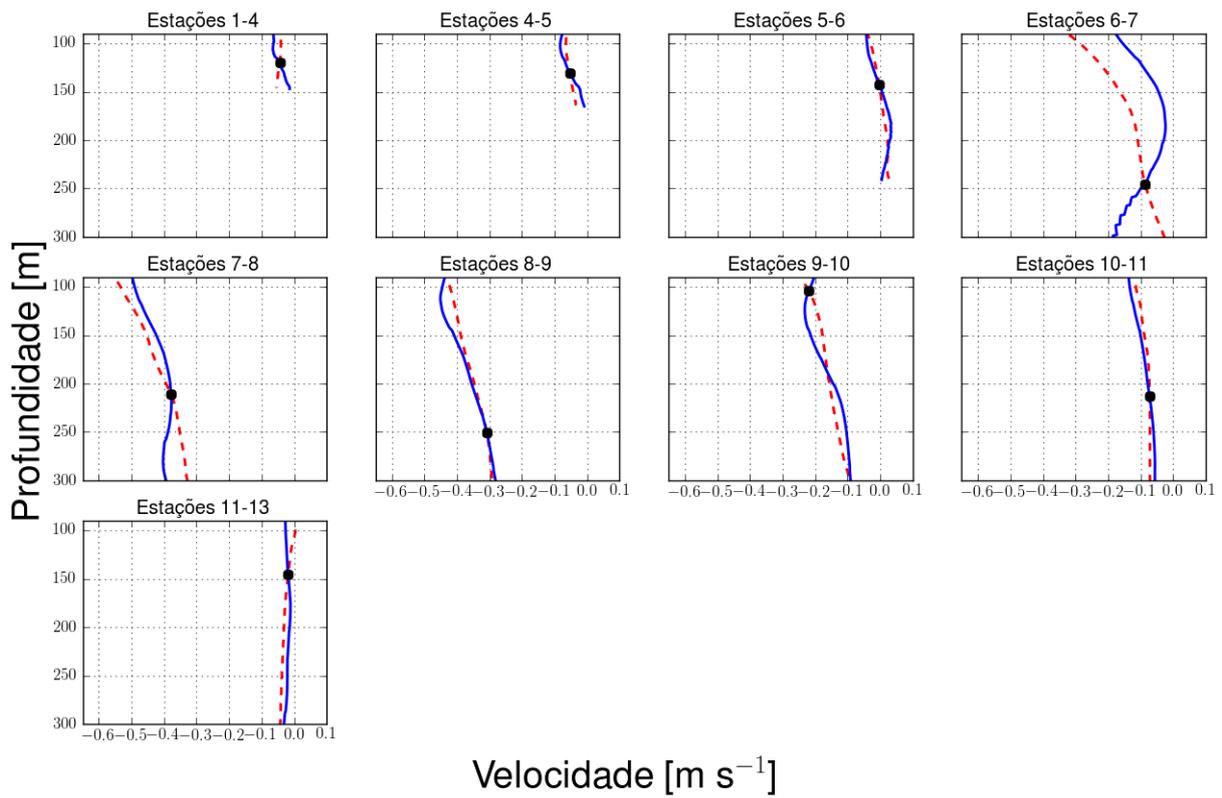


Figura 13: Perfis verticais de velocidade geostrófica total (curvas pontilhadas vermelhas) e de velocidade média do ADCP de casco (curvas azuis) entre cada par de estações hidrográficas de parte da radial 1 do cruzeiro CERES IV. As velocidades apresentadas correspondem a componente normal a radial e os pontos em preto indicam a profundidade dos níveis de referência.

Tabela 2: Níveis de referência, para cada par de estações hidrográficas do CERES IV, utilizados na aplicação do Método Dinâmico Referenciado com ADCP de casco.

Par de estações	Distância da isóbata de 100 m [km]	Profundidade local [m]	Nível de referência [m]
1-4	22,10	155	120
4-5	51,77	196	131
5-6	67,00	325	143
6-7	82,22	587	246
7-8	96,13	937	211
8-9	110,66	1418	251
9-10	126,07	1876	104
10-11	146,61	2299	213
11-13	187,82	2431	145

O Método Dinâmico Clássico

Por fim, aplicou-se o MDC que consiste em referenciar os cálculos em um susposto nível de movimento nulo para estimar velocidade geostrófica total ($v_{ref} = 0$). Neste trabalho quatro diferentes níveis de profundidade foram utilizados para a realização dos cálculos e são eles: 750, 900, 557 e 503 dbar.

As profundidades correspondentes às pressões de 750 e 900 dbar foram utilizadas por Campos *et al.* (1995), trabalho este que apresenta as únicas estimativas de transporte da CB ao largo de Santos publicadas. O nível de 557 dbar representa a interface ACAS-AIA obtida do campo de massa da radial 1 do cruzeiro CERES IV, este valor corresponde, teoricamente, ao nível de inversão do sentido dos fluxos. E finalmente, a pressão de 503 dbar indica a nível de movimento nulo médio observado no fundeio C1000 e que será melhor descrito adiante neste documento.

3.2.6 Análise Objetiva e cálculos dos transportes

A estrutura vertical quase-sinótica do Sistema CB ao largo de Santos foi descrita por meio das seções verticais de velocidade, ou campos de velocidade. Tais campos foram mapeados utilizando-se de fundamentos da Análise Objetiva (AO) apresentados por Carter e Robinson (1987) e utilizados para a mesma finalidade por Silveira *et al.* (2004). A AO, consiste em um

procedimento de interpolação dado pela função de correlação Gaussiana anisotrópica apresentada na Equação 11

$$C(\Delta_x, \Delta_z) = (1 - \epsilon^2)e^{-\left(\frac{\Delta_x^2}{L_x^2} + \frac{\Delta_z^2}{L_z^2}\right)} \quad (11)$$

onde Δ_x e Δ_z são as resoluções horizontal e vertical, respectivamente, da grade de interpolação (1 km x 1 m), $L_x = 25$ km e $L_z = 500$ m representam os comprimentos horizontal e vertical de correlação dos dados e $\epsilon = 0,05$ é a variância do erro aleatório característico.

Os comprimentos de correlação foram escolhidos arbitrariamente, de modo que estes realcem o sistema de correntes sem alisar sua estrutura vertical de velocidade. O mapa de erro de interpolação, gerado neste procedimento, está representado na Figura 14. Neste gráfico, é possível notar que entre as duas estações oceanográficas mais profundas e mais rasas os erros estão muito altos ($>0,5$). Porém, no restante da seção os erros normalizados entre 0,0 e 1,0 não passam de 0,35. Isto se deve à distância entre as estações nas regiões mais profundas e mais rasas estarem separadas por uma distância maior do que aquelas sobre o talude médio e quebra de plataforma continental.

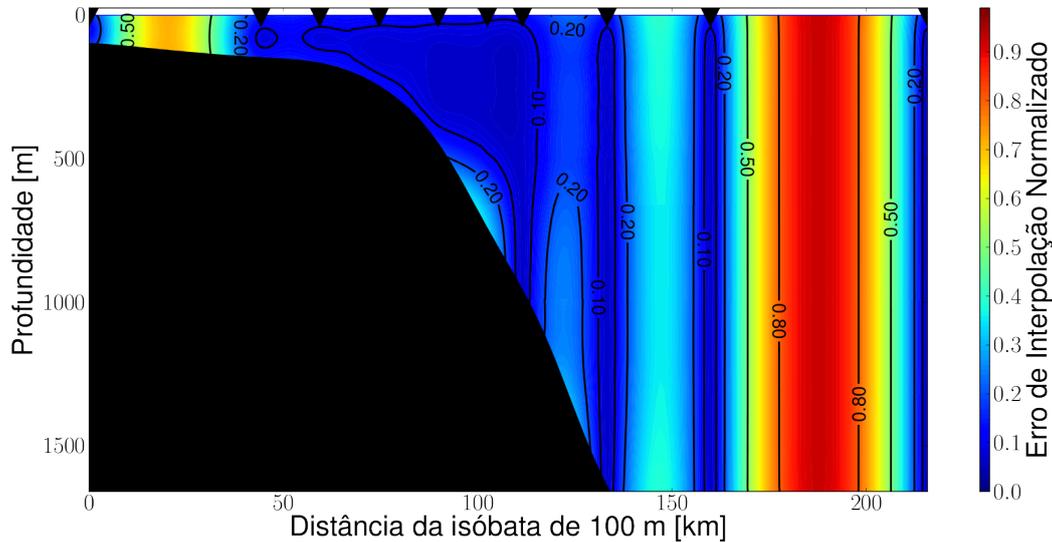


Figura 14: Raiz do erro médio quadrático de interpolação normalizado entre 0,0 e 1,0 resultante do mapeamento objetivo do campo de velocidade observada com o LADCP durante a campanha CERES IV. Os triângulos pretos indicam a posição dos perfis de velocidade medidos.

Os transportes de volume da CB e CCI foram computados integrando-se a velocidade em determinadas áreas. Tais regiões consistem nas áreas onde essas correntes estão fluindo com

velocidades maiores que $0,02 \text{ m s}^{-1}$. Este limite de velocidade foi escolhido por estar sobre a área, cujo o erro de interpolação é menor que 0,35, ser a ordem de grandeza da precisão dos dados de LADCP e corresponder ao mesmo limite utilizado por Silveira *et al.* (2004) nos cálculos dos transportes no limite norte da Bacia de Santos.

Com o intuito de se obter uma descrição mais completa do sistema de correntes e discutir os resultados obtidos dos padrões quase-sinóticos, foram calculados, também, os transportes de volume barotrópico da CB, na mesma área citada no parágrafo anterior. Os campos de velocidade barotrópica foram obtidos seguindo a teoria básica apresentada, sendo estes resultados da média de cada perfil de velocidade dos diferentes campos.

4 Resultados e Discussão

4.1 O padrão médio de escoamento ao largo de Santos

A Figura 15 apresenta o padrão de escoamento médio do Sistema CB ao largo de Santos. Pode-se notar que, em termos médios, existe um sistema de correntes com um nível de inversão de velocidade a 507 m de profundidade (503 dbar), com uma CB fluindo para sudoeste com velocidades máximas de $0,5 \text{ m s}^{-1}$ e uma CCI escoando para nordeste com velocidades por volta de $0,08 \text{ m s}^{-1}$.

Estes resultados confirmam as observações de Müller *et al.* (1998) que denotam a CB ficando mais profunda quanto mais ao sul da Bacia de Santos. Isso porque eles indicam uma CB com uma extensão vertical média entre os 670 m, em 28°S , e 400 m, em 23°S , observados pelas análises de linhas de fundeios com correntômetros feitas por Müller *et al.* (1998) e Silveira *et al.* (2008). Em relação as velocidades máximas médias, todos estes autores encontraram velocidades em torno de $0,5 \text{ m s}^{-1}$.

Ainda com relação à Figura 15, a análise do fundeio C1000 denota a velocidade barotrópica média apontando para sudoeste com magnitude de $0,10 \text{ m s}^{-1}$. Assim como Silveira *et al.* (2008) fizeram para o fundeio ao largo de 23°S , foi mensurada a contribuição percentual do modo barotrópico para a estrutura vertical total de velocidade média obtida com o fundeio C1000. Este procedimento consiste em calcular o *remqn* entre o perfil barotrópico e o de velocidade composto pelos quatro primeiros modos dinâmicos. Similarmente ao resultado de Silveira *et al.* (2008), observou-se um Sistema CB médio predominantemente baroclínico. Estes autores calcularam que em 23°S o sistema de correntes é, em média, 98% baroclínico, corroborando

os resultados de Silveira *et al.* (2004) ao largo de Cabo Frio. Ao largo da cidade de Santos o Sistema CB é, aproximadamente, 90% baroclínico em média. Os resultados de Müller *et al.* (1998), em 28°S, indicam que a componente barotrópica possui uma contribuição maior que 10% para o fluxo total, considerando a extensão vertical da CB nesta região.

Como era de se esperar a profundidade de inversão de sentido da velocidade, ou nível de movimento nulo, está aproximadamente a 60 m acima da área da interface ACAS-AIA (Figura 15). Isso mostra que a CB carrega basicamente AT e ACAS, assim como revisto por Silveira *et al.* (2001). Segundo os resultados de Legeais *et al.* (2012) e aqueles obtidos neste trabalho e descritos nas próximas páginas, o perfil médio não contempla o núcleo de velocidade da CCI, localizado à oeste da posição da isóbata de 1000 m em 25°S.

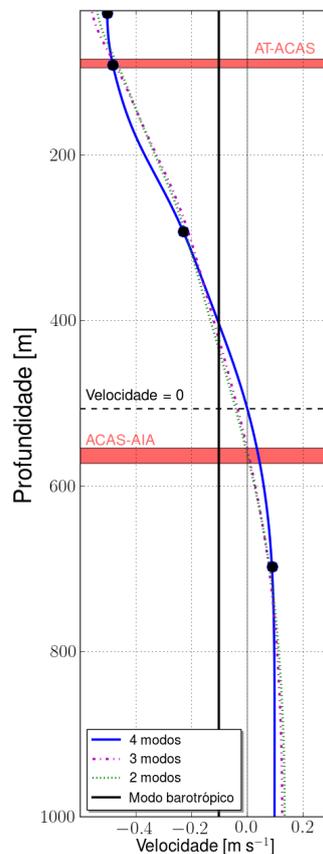


Figura 15: Perfil médio de velocidade paralela a isóbata de 200 m do fundeio C1000. As velocidades negativas indicam fluxos para sudoeste e velocidades positivas fluxos para nordeste. Os pontos pretos denotam as velocidades médias medidas pelos correntômetros e as curvas correspondem aos perfis médios de velocidade compostos por diferentes números de modos dinâmicos. As zonas vermelhas indicam as faixas de profundidade das interfaces climatológicas AT-ACAS e ACAS-AIA. A linha horizontal preta pontilhada representa o nível de movimento nulo do perfil médio de velocidade composto pelos quatro primeiros modos dinâmicos.

4.2 Observações quase-sinóticas diretas de velocidade

Os resultados obtidos a partir das perfilagens de velocidade com LADCP constitui as primeiras observações diretas quase-sinóticas de velocidade na região de estudo, em toda a coluna d'água. O campo de velocidade ao largo de Santos oriundo do CERES IV está ilustrado na Figura 16.

Os dados de LADCP apresentam uma CB fluindo para sudoeste, sobre o talude continental, com velocidades máximas de $0,56 \text{ m s}^{-1}$ e transporte de volume, por volta de 5,5 Sv. A extensão vertical desta corrente é por volta de 540 m e sua dimensão horizontal, ou largura, é de aproximadamente de 100 km (Figura 16). Estes resultados mostram diferenças importantes relativamente aos valores de transporte da CB estimados por Campos *et al.* (1995). Estes autores estimaram via Método Dinâmico Clássico referenciado a 750 e 900 dbar a CB fluindo para sudoeste com transportes de volume, ao largo de Santos, por volta de 7,3 e 8,8 Sv, respectivamente, e com velocidades máximas de $0,6 \text{ m s}^{-1}$. Obviamente, este cálculo geostrófico estimou a CB com extensão vertical maior que 700 m.

Em níveis intermediários a Figura 16 apresenta uma CCI fluindo para nordeste com velocidades máximas de $0,22 \text{ m s}^{-1}$ e transportando 5,0 Sv. Sua extensão vertical está por volta de 1000 m e largura de 50 km. Como citado anteriormente não há estimativas de transporte da CCI ao largo de Santos, porém estas observações estão em acordo aos esforços de Legeais *et al.* (2012). Estes autores encontraram que as velocidades máximas da CCI são superiores a $0,15 \text{ m s}^{-1}$, a largura da corrente é menor que 100 km e seu núcleo está, aproximadamente, 20 km distante da isóbata de 800 m.

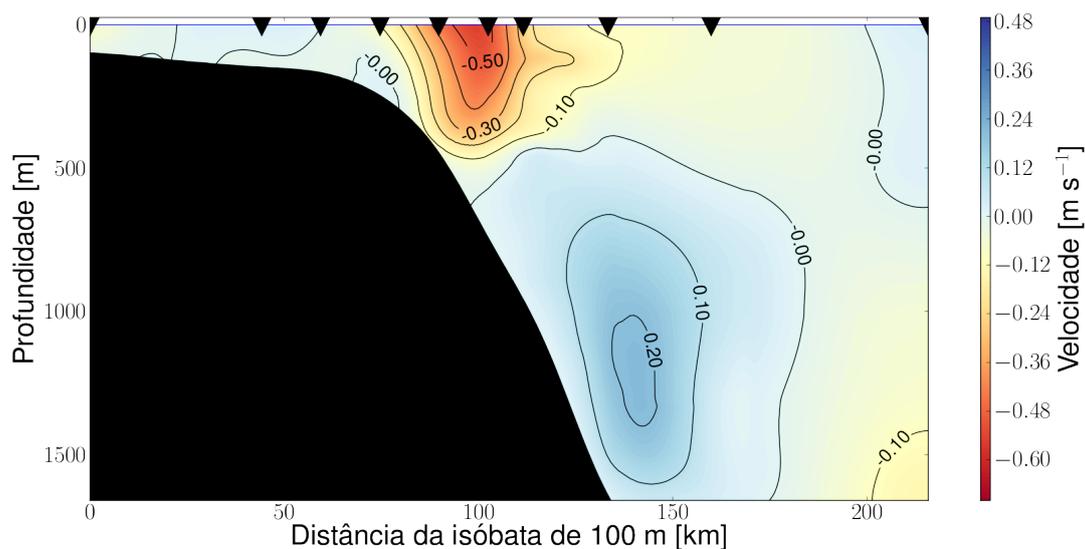


Figura 16: Campo de velocidade observada com LADCP ao largo da cidade de Santos, obtido durante o cruzeiro CERES IV. As velocidades negativas indicam fluxo para sudoeste e as velocidades positivas fluxo para nordeste. Os triângulos pretos denotam as posições da perfilagens de velocidade.

Assim como foi realizado para o fundeio C1000 e as interfaces climatológicas das massas de água, pode-se associar o campo de velocidade observada com a profundidade das interfaces observadas nos dados hidrográficos do CERES IV. Novamente tomando os valores de densidade referentes as interfaces apresentados por Mémery *et al.* (2000), o campo de massa da radial 1 do CERES IV mostra, em média, a interface ACAS-AIA em 553 m (557 dbar) de profundidade e ACS-APAN em 1531 m (1547 dbar). Sendo assim, pode-se dizer que a CB transporta ACAS e AIA e a CCI AIA, ACS e até mesmo uma mistura de APAN.

Em termos de transporte barotrópico ao largo de Santos para a região da CB, observou-se transporte de volume para sudoeste em torno de 2,3 Sv. Isso significa que para o instante quase-sinótico considerado o transporte barotrópico corresponde a, aproximadamente, 42% do transporte total da CB. Este fato reforça as observações realizadas com o fundeio C1000, indicando um aumento na contribuição da componente barotrópica ao largo de Santos em relação ao norte da Bacia de Santos e Bacia do Espírito Santo.

Sabendo que o C1000 está localizado próximo a ocorrência do núcleo da CB, na maior parte do tempo em que ficou fundeado, pode-se notar que a estrutura vertical de velocidade da CB capturada pelo LADCP está próximo ao padrão médio apresentado pelo fundeio em termos de velocidade máxima e extensão vertical da corrente.

4.3 Os campos de velocidade geostrófica

Como já mencionado os campos de velocidade geostrófica foram estimados a partir de duas abordagens diferentes. A Figura 17 apresenta um painel comparativo entre os campos de velocidade geostrófica e o campo de velocidade observada com LADCP. Analisando as seções neste painel é possível notar as diferenças e semelhanças dos campos.

Em uma primeira análise visual dos campos de velocidade, apresentados na Figura 17, nota-se que os níveis de referência utilizado por Campos *et al.* (1995) (painéis c e d) não são aplicáveis para o conjunto de dados do CERES IV com a finalidade de se estimar a CB e CCI. Fica claro que a velocidade nos níveis de pressão de 750 e 900 dbar contamina os cálculos geostróficos gerando uma componente barotrópica não realística.

Em compensação, as dimensões dos núcleos das correntes geostróficas estimadas pelo MDR (painel b) e pelo MDC referenciado por volta de 500 m (painéis e e f) estão mais similares ao padrão observado com o LADCP. Este fato é confirmado, quantitativamente, ao se analisar a Tabela 3 que contém os valores de transporte de volume e velocidade máxima da CB e CCI de cada um dos campos de velocidade.

É importante se notar que a aplicação do MDR além de gerar um campo de velocidade geostrófica total contendo o Sistema CB com dimensões muito similares ao campo do LADCP os valores de transporte e velocidade máxima para a CB são os mais próximos. Este fato pode ser observado para os valores de velocidade máxima da CCI, porém há diferenças na estimativa de transporte desta corrente.

A Tabela 4 apresenta o transporte barotrópico de volume, através da área da CB, para todos os campos de velocidade apresentados na Figura 17. Os valores desse transporte, em conjunto as observações dos campos e a análise do fundeio C1000 (Figura 15), sugerem serem inapropriados os níveis de movimento nulo atestados por Campos *et al.* (1995). Os cálculos referenciados a 750 e 900 dbar resultaram em transportes barotrópicos de 5,4 e 4,4 Sv. Estes valores são razoavelmente maiores que o transporte barotrópico do campo de velocidade observada encontra-se em torno de 2,3 Sv e os transportes barotrópicos dos campos geostróficos, calculados com níveis de referência de aproximadamente 500 dbar, encontram-se por volta de 3,0 Sv.

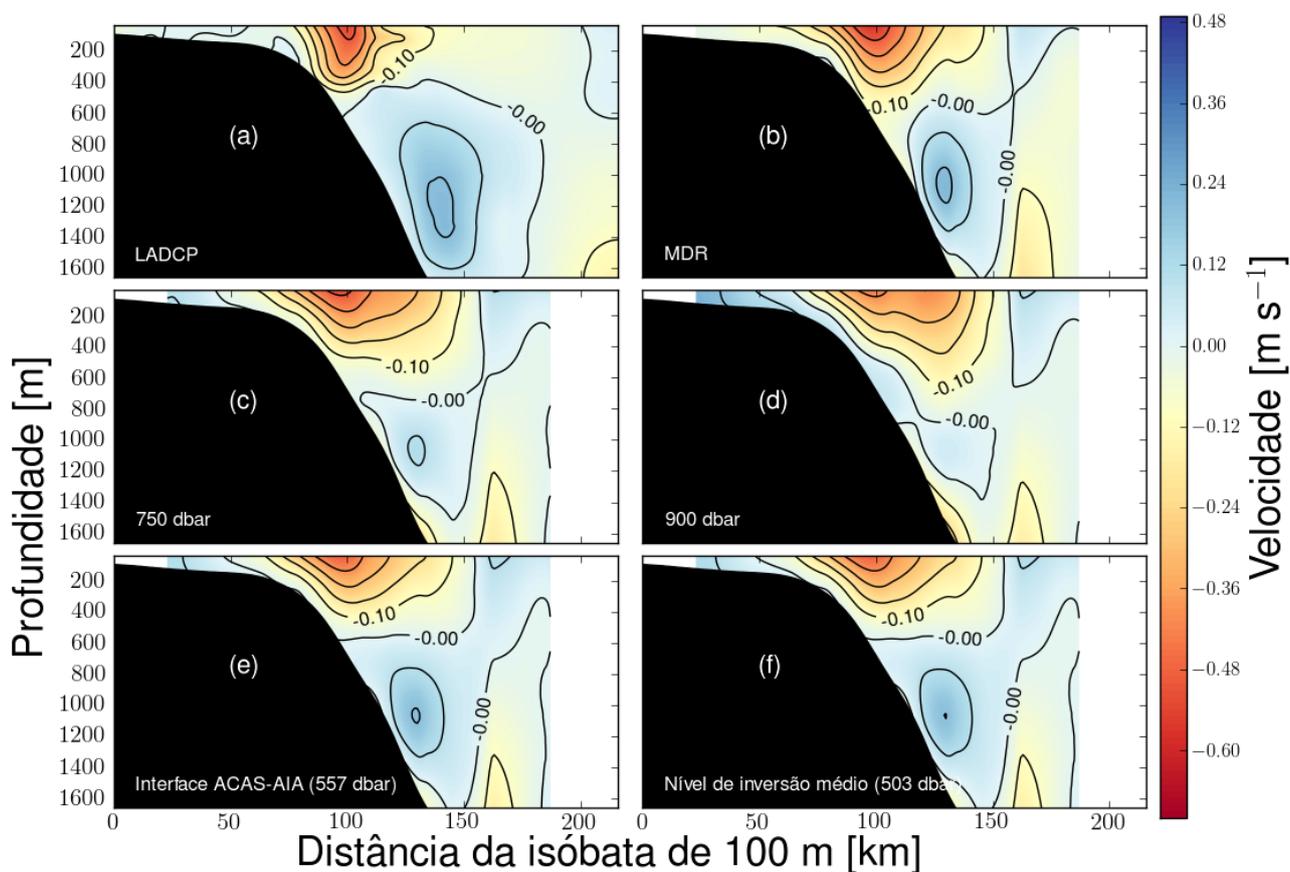


Figura 17: Campos de velocidade referentes a parte da radial 1 do cruzeiro CERES IV. (a) Campo de velocidade observada com LADCP, (b) Campo de velocidade geostrófica calculado via MDR com ADCP de casco, (c) Campo de velocidade geostrófica calculado via MDC referenciado a 750 dbar, (d) Campo de velocidade geostrófica calculado via MDC referenciado a 900 dbar, (e) Campo de velocidade geostrófica calculado via MDC referenciado na interface ACAS-AIA (557 dbar) e (f) Campo de velocidade geostrófica calculado via MDC referenciado no nível médio de movimento nulo (503 dbar). As isotacas estão equiespaçadas de $0,1 \text{ m s}^{-1}$

Tabela 3: Transportes (Sv) e velocidades máximas (m s^{-1}) do Sistema CB ao largo de Santos.

	CB	CCI
LADCP (velocidade observada)	5,5 Sv/0,56 m s^{-1}	5,0 Sv/0,22 m s^{-1}
MDR	5,5 Sv/0,58 m s^{-1}	2,5 Sv/0,22 m s^{-1}
MDC - 750 dbar	6,5 Sv/0,53 m s^{-1}	0,7 Sv/0,12 m s^{-1}
MDC - 900 dbar	6,5 Sv/0,43 m s^{-1}	0,3 Sv/0,70 m s^{-1}
MDC - Interface ACAS-AIA (557dbar)	4,7 Sv/0,49 m s^{-1}	2,7 Sv/0,21 m s^{-1}
MDC - Nível médio de movimento nulo (503 dbar)	4,8 Sv/0,49 m s^{-1}	2,6 Sv/0,20 m s^{-1}

Tabela 4: Transportes barotrópicos de volume (Sv) da CB ao largo de Santos.

	Transporte
LADCP (velocidade observada)	2,3
MDR	3,1
MDC - 750 dbar	5,4
MDC - 900 dbar	4,4
MDC - Interface ACAS-AIA (557dbar)	2,7
MDC - Nível médio de movimento nulo (503 dbar)	2,7

Os bons resultados do MDR se devem ao fato de se referenciar os cálculos com velocidades absolutas conhecidas, permitindo assim estimar a componente barotrópica, para cada perfil de velocidade, de uma maneira mais adequada. Porém, como mostrado nas Tabelas 3 e 4, as dimensões da CCI são subestimadas. Isso se reflete no transporte de volume total com metade da magnitude do transporte da CCI observada com LADCP e um transporte de volume barotrópico com quase 1 Sv a mais. Isso pode estar relacionado em como as velocidades de referência são calculados, isto é, nas médias das velocidades de ADCP de casco realizadas entre as estações hidrográficas.

Ao contrário dos resultados obtidos com MDR, a aplicação MDC referenciado, entre as profundidades de 500 e 560 m, não só subestimaram as dimensões da CCI, mas também subestimaram em quase $0,1 \text{ m s}^{-1}$ o núcleo da CB. Isso se deve ao fato de que um nível de movimento nulo fixo escolhido para toda a radial não representa a profundidade de velocidade igual a $0,0 \text{ m s}^{-1}$ absoluto entre todas as estações hidrográficas.

Vale lembrar que os perfis de velocidade geostrófica representam perfis médios de velocidade entre as estações hidrográficas e os dados de LADCP representam as velocidades absoluta nas posições das perfilagens. Portanto, são informações de natureza diferentes as quais não se esperam que sejam idênticas.

4.4 Revisitando a hidrografia do projeto COROAS

Nas seções anteriores, foi visto que, em média, o Sistema CB ao largo de Santos é composto pela CB fluindo para sudoeste e a CCI fluindo para nordeste subjacente a CB. Com base nos resultados apresentados até aqui, pode-se dizer que o nível de movimento nulo, ou a profundidade de inversão da velocidade entre a CB e CCI, ocorre em torno de 500 m de profun-

didade.

Com o intuito de estender a análise aqui apresentada a outros conjuntos de dados estimou-se o Sistema CB ao largo de Santos a partir da hidrografia de mesoescala do projeto COROAS. As radiais hidrográficas das campanhas HM1 e HM2 do projeto COROAS (1992-1993) não possuíram aquisição de velocidade por ADCP de casco simultaneamente, portanto aplicou-se o MDC, referenciado em 500 dbar.

A Figura 18 apresenta o campo de velocidade geostrófica estimado para a radial da campanha HM1. No verão de 1993 denota uma CB fluindo para sudoeste, sobre a quebra da plataforma continental, com velocidades máximas de $0,40 \text{ m s}^{-1}$ e transporte de volume de $3,5 \text{ Sv}$. Assim como observado nos campos do CERES IV a CB possui largura de 100 km . A CCI, por sua vez possui uma extensão vertical de, aproximadamente, 1000 m e largura de 40 km . As velocidades máximas do núcleo da CCI são de $0,2 \text{ m s}^{-1}$ e seu transporte de volume de $4,3 \text{ Sv}$.

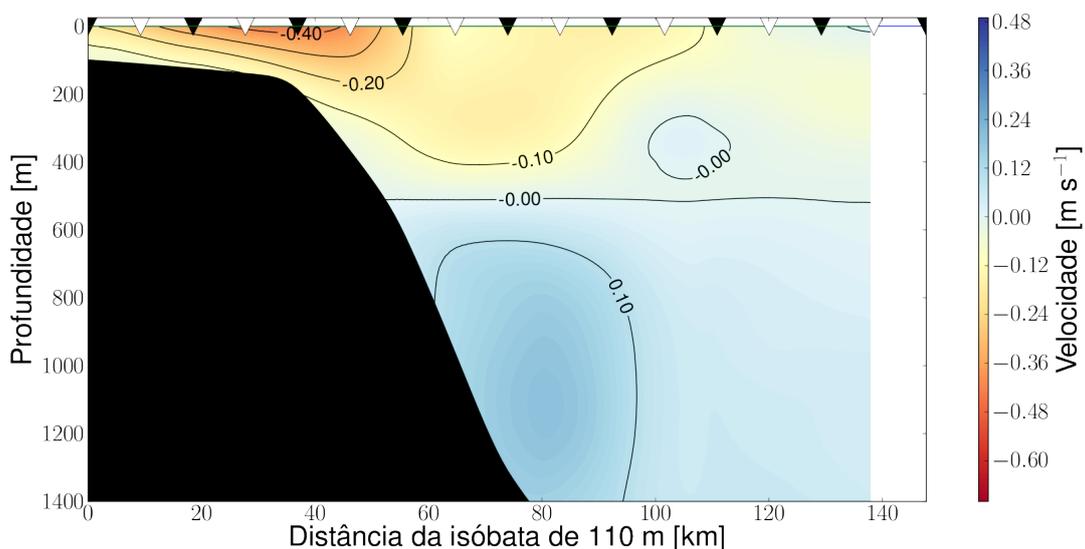


Figura 18: Campo de velocidade geostrófica estimado a partir dos dados hidrográficos, da radial ao largo de Santos, da campanha HM1 do projeto COROAS. As velocidades negativas indicam fluxo para sudoeste e as velocidades positivas fluxo para nordeste. Os triângulos pretos denotam as posições da perfilagens hidrográficas e os brancos as posições dos perfis de velocidade geostrófica.

A Figura 19 apresenta o campo de velocidade geostrófica estimado para a radial da campanha HM2. Pode-se perceber que durante o inverno de 1993, a CB com quase 100 km de largura encontra-se fluindo sobre o talude continental com velocidades máximas de $0,42 \text{ m s}^{-1}$ e transporte de $5,4 \text{ Sv}$. A CCI possui extensão vertical de, aproximadamente, 800 m e largura menor que 40 km . Este fluxo para nordeste apresenta velocidades máximas de $0,25 \text{ m s}^{-1}$ e transporte de volume de $3,4 \text{ Sv}$.

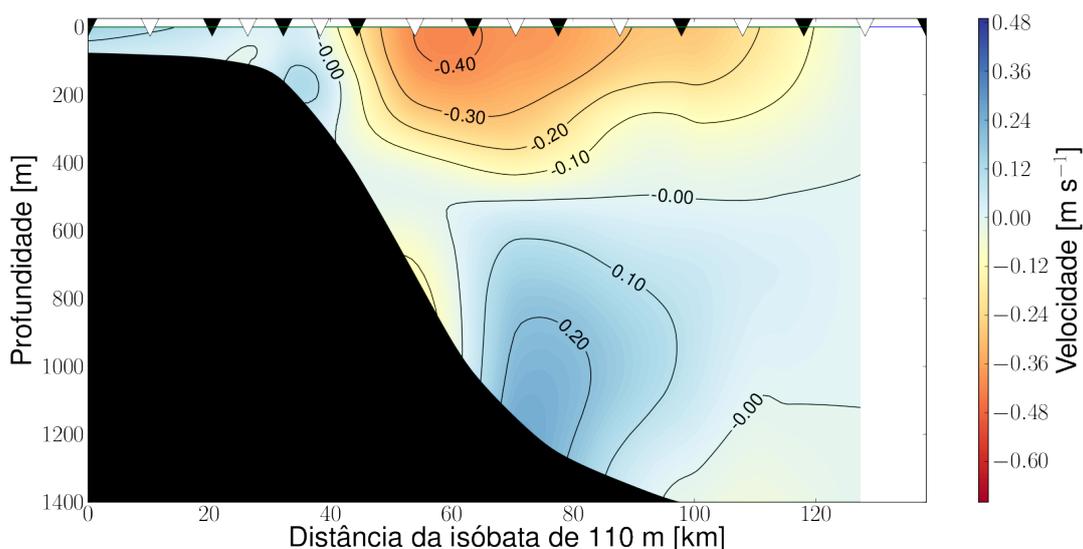


Figura 19: Campo de velocidade geostrófica estimado a partir dos dados hidrográficos, da radial ao largo de Santos, da campanha HM2 do projeto COROAS. As velocidades negativas indicam fluxo para sudoeste e as velocidades positivas fluxo para nordeste. Os triângulos pretos denotam as posições da perfilagens hidrográficas e os brancos as posições dos perfis de velocidade geostrófica.

5 Síntese e conclusões

Neste trabalho buscou-se descrever o Sistema Corrente do Brasil ao largo de Santos (25°S) por diferentes abordagens. A análise do fundeio C1000 revelou que há uma inversão no escoamento médio, do Sistema CB, na profundidade de 500 m. Esta observação foi corroborada pelo campo de velocidade, quase-sinótico, medido diretamente com LADCP. As velocidades observadas revelaram que a Corrente do Brasil flui para sudoeste com velocidades máximas de $0,56 \text{ m s}^{-1}$, e transporte de 5,5 Sv, e a Corrente de Contorno Intermediária flui para nordeste com velocidades máximas de $0,22 \text{ m s}^{-1}$ e transporte de 5,0 Sv.

A análise do fundeio C1000 revelou que, em média, sobre a isóbata de 1000 m o Sistema CB é aproximadamente 10% barotrópico. Em adição a este fato, o campo de velocidade observada com LADCP revelou que, durante o instante sinótico em questão, o transporte da Corrente do Brasil ao largo de Santos é em torno de 42% barotrópico.

Portanto, tanto o escoamento médio quanto o cenário quase-sinótico de velocidade medida com LADCP na campanha CERES IV revelaram a CCI bem formada nas proximidades de 25°S. Porém, de acordo com informações advindas da literatura os valores de transporte

barotrópico de volume são percentualmente menores, em relação ao transporte total da CB, que aqueles sugeridos pelos resultados de Müller *et al.* (1998) e maiores que aqueles sugeridos pelos esforços de Silveira *et al.* (2004), ao largo de Cabo Frio, e Silveira *et al.* (2008), ao largo de Cabo de São Tomé. Neste sentido a hipótese do presente trabalho é confirmada, onde os valores do transporte barotrópico indicam tratar-se da porção norte da região de formação e organização da CCI, ou seja, da Bifurcação de Santos.

Além da contribuição em termos de descrição da estrutura vertical de velocidade do Sistema CB, em uma região de poucos estudos, este trabalho contou com a aplicação bem sucedida do Método Dinâmico Referenciado com ADCP de casco, seguindo a metodologia de Pickart e Lindstrom (1994) e Cokelet *et al.* (1996), assim como a determinação do nível médio de movimento nulo para a região. Os resultados sugerem que na ausência de dados de ADCP de casco pode-se realizar boas estimativas de velocidades geostróficas aplicando-se o Método Dinâmico Clássico referenciado a 500 dbar.

Ao testar o novo nível de referência aos cálculos utilizando dados hidrográficos históricos do projeto COROAS, obteve-se o Sistema CB muito similar aquele encontrado com o conjunto de dados do CERES IV. Isso sugere que o nível de referência provavelmente mais adequado para a aplicação do MDC, caso só esteja disponível dados hidrográficos, nas proximidades de 25°S, é 500 dbar.

Referências

- ANTONOV, J. I. *et al.* **World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity**. [S.l.], 2010. 184 p.
- BOEBEL, O. *et al.* The Intermediate Depth Circulation of the Western South Atlantic. **Geophys. Res. Lett.**, v. 26, n. 21, p. 3329 – 3332, 1999.
- CAMPOS, E. J. D.; GONÇALVES, J. E.; IKEDA, Y. Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: Summer of 1991. **J. Geophys. Res.**, v. 100, n. C9, p. 18537–18550, 1995.
- CAMPOS, E. J. D. *et al.* Experiment Studies Circulation in the Western South Atlantic. **EOS, Transactions, Am. Geophys. Union**, v. 77, n. 27, p. 253–264, 1996.
- CAMPOS, E. J. D.; VELHOTE, D.; SILVEIRA, I. C. A. Shelf break upwelling by Brazil Current cyclonic meanders. **Geophys. Res. Lett.**, v. 27, n. 6, p. 751–754, 2000.
- CARTER, E. F.; ROBINSON, A. R. Analysis Models for the Estimation of Oceanic Fields. **J. Atmos. Oc. Tech.**, v. 4, p. 49–74, 1987.
- COKELET, E. D.; SHCALL, M. L.; DOUGHERTY, D. M. ADCP-Referenced Geostrophic Circulation in the Bering Sea Basin. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 26, n. 7, p. 1113–1128, 1996.
- CUSHMAN-ROISIN, B.; BECKERS, J.-M. **Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical Aspects**. 2^a. ed. [S.l.]: Elsevier, 1994. (International Geophysics Series, v. 101).
- EMERY, W. J.; THOMPSON, R. E. **Data Analysis Methods in Physical Oceanography**. 2^o. ed. [S.l.]: Elsevier, 2001.
- EVANS, D. L.; SIGNORINI, S. R. Vertical structure of the Brazil Current. **Nature**, v. 315, p. 48–50, 1985.
- FIRING, E. Lowered ADCP Development and Use in WOCE. **Int. WOCE Newlett.**, n. 30, p. 10–14, 1998.
- FISCHER, J.; VISBECK, M. Deep Velocity Profiling with Self-contained ADCPs. **J. Atmos. Oc. Tech.**, v. 10, p. 764–773, 1993.
- GARFIELD, N. **The Brazil Current at subtropical latitudes**. Tese (Doutorado) — University of Rhode Island, 1990.
- LEGEAIS, J.-F.; OLLITRAULT, M.; ARHAN, M. Lagrangian observations in the Intermediate Western Boundary Current of the South Atlantic. **Deep-Sea Res. II**, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.07.028>>.

LOCARNINI, R. A. *et al.* **World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature.** [S.l.], 2010. 184 p.

MÉMERY, L. *et al.* The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. **Prog. Oceanog.**, v. 47, n. 1, p. 69–98, 2000.

MÜLLER, T. J. *et al.* Direct Measurements of Western Boundary Currents off Brazil Between 20°S and 28°S. **J. Geophys. Res.**, v. 103, n. C3, p. 5429–5437, 1998.

MUNK, W. H. On the wind-driven ocean circulation. v. 7, p. 79–93, 1950.

PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F. J. Bacia de Santos. **Bol. Geocienc. Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 219–234, 1994.

PICKART, R. S.; LINDSTROM, S. S. A Comparison of Techniques for Referencing Geostrophic Velocities. **J. Atmos. Oc. Tech.**, v. 11, n. 3, p. 814–824, 1994.

REID, J. L. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: flow patterns, tracers and transports. **Prog. Oceanog.**, v. 23, n. 3, p. 149–244, 1989.

RODRIGUES, R. R.; ROTHSTEIN, L. M.; WIMBUSH, M. Seasonal Variability of the South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: A Numerical Study. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 37, p. 16–30, 2006.

SANDSTRÖM, J. W.; HELLAND-HANSEN, B. Über die Berechnung von Meereströmungen. **Rept. Norwegian Fishery and Marine Investigations**, v. 2, n. 4, p. 72–233, 1903.

SILVEIRA, I. C. *et al.* Is the meander growth in the Brazil Current System off Southeast Brazil due to baroclinic instability? **Dynam. Atmos. Oceans**, v. 45, p. 187–207, 2008.

SILVEIRA, I. C. A. *et al.* On the Baroclinic Structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current at 22°-23°S. **Geophys. Res. Lett.**, v. 31, p. 4308, 2004.

SILVEIRA, I. C. A. *et al.* A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. **R. bras. Oceanogr.**, v. 48, n. 2, p. 171–183, 2001.

SOUTELINO, R. G.; GANGOPADHYAY, A.; SILVEIRA, I. C. A. da. **The roles of topography and vertical shear on the eddy formation near the site of origin of the Brazil Current.** [submetido]. 2012.

STOMMEL, H. The westward intensification of wind-driven ocean currents. **Trans. Am. Geophys. Union**, v. 29, p. 202–206, 1948.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **J. Geophys. Res.**, v. 104, n. C9, p. 20863–20883, 1999.

SVERDRUP, H. U. Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. **Proc. Nat. Acad. Sci.**, v. 3, p. 318–326, 1947.

TALLEY, L. D. *et al.* ***Descriptive Physical Oceanography: An Introduction***. 6^a. ed. [S.l.]: Academic Press, 2011.

TESSLER, M. G.; MAHIQUES, M. M. **Decifrando a Terra**. In: _____. [S.l.]: Companhia Editora Nacional, 2000. cap. Processos Oceânicos e a Fisiografia dos Fundos Marinhos, p. 532.

TRUMP, C. L. Effects of ship's roll on the equality of precision CTD data. ***Deep-Sea Res.***, v. 30, n. 11A, p. 1173–1183, 1983.

VISBECK, M. Deep Velocity Using Acoustic Doppler Current Profilers: Botton Track and Inverse Solutions. ***J. Atmos. Oc. Tech.***, v. 19, p. 794–807, 2002.

ZEMBRUSCKI, S. *Geomorfologia da Margem Continental Sul Brasileira e das Bacias Oceânicas Adjacentes*. Rio de Janeiro: [s.n.], 1979. In Projeto REMAC. PETROBRAS. CEMPES. DINTEP (Série REMAC n^o 7). 129-177.