



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ  
INSTITUTO DE CIÊNCIAS DO MAR  
CURSO DE OCEANOGRAFIA**

**IURY TÉRCIO SIMÕES DE SOUSA**

**O SISTEMA SUBCORRENTE NORTE DO BRASIL ATRAVÉS DA  
APLICAÇÃO DO MÉTODO DINÂMICO REFERENCIADO**

**FORTALEZA, CEARÁ**

**2014**

**IURY TÉRCIO SIMÕES DE SOUSA**

**O SISTEMA SUBCORRENTE NORTE DO BRASIL ATRAVÉS DA  
APLICAÇÃO DO MÉTODO DINÂMICO REFERENCIADO**

Monografia submetida à Coordenação do Curso de Graduação em Oceanografia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia.

Área de concentração: Oceanografia Física

Orientador: Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da  
Silveira

Co-Orientador: Prof. Dr. Carlos Eduardo Peres  
Teixeira

**FORTALEZA, CEARÁ**

**2014**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação  
Universidade Federal do Ceará  
Biblioteca Rui Simões de Menezes

---

S696s

Sousa, Iury Tércio Simões de.

O sistema Subcorrente Norte do Brasil através da aplicação do Método Dinâmico Referenciado /  
Iury Tércio Simões de Sousa – 2014.  
48 f. : il. color., enc. ; 30 cm.

Monografia (graduação) – Universidade Federal do Ceará, Instituto de Ciências do Mar, Curso  
Bacharelado em Oceanografia, 2014.

Orientação: Prof<sup>o</sup>. Dr<sup>o</sup>. Ilson Carlos Almeida da Silveira.  
Co-Orientação: Prof<sup>o</sup>. Dr<sup>o</sup>. Carlos Eduardo Peres Teixeira.

1. Correntes oceânicas. 2. Hidrografia. I. Título.

---

CDD 551.462

**IURY TÉRCIO SIMÕES DE SOUSA**

**O SISTEMA SUBCORRENTE NORTE DO BRASIL ATRAVÉS DA  
APLICAÇÃO DO MÉTODO DINÂMICO REFERENCIADO**

Monografia submetida à Coordenação do Curso de Graduação em Oceanografia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia. Área de concentração: Oceanografia Física

Aprovada em: \_\_/\_\_/\_\_\_\_

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira  
Universidade de São Paulo - USP  
Orientador

---

Prof. Dr. Carlos Eduardo Peres Teixeira  
Universidade Federal do Ceará - UFC  
Co-Orientador

---

Prof. Dr. Francisco Osny Enéas da Silva  
Universidade Federal do Ceará - UFC

Ao mar.

## AGRADECIMENTOS

Eu realmente não faço idéia de como começar um agradecimento, mas sei e tenho plena certeza de que nunca conseguirei citar todos que realmente merecem meu agradecimento. Desta forma, não se sinta menos importante por não estar escrito nesta página, pois cada palavra, figura ou linha de código não teria sido sem a ajuda de alguém.

Primeiramente gostaria de agradecer a ajuda valiosa da minha família, principalmente meus pais, Vicente de Paula Ferreira de Sousa e Sandra Maria Mourão Simões, e meus irmãos, Diego Victor e Igor Flávio a quem amo muito. Nada disso seria possível sem o amor e educação que eles me deram. Com hemofilia grave, aprendi desde cedo com meus pais que eu poderia investir nos meus sonhos e ser quem eu queria ser; e que eles estariam sempre comigo.

Gostaria também de agradecer à minha noiva Renata Policarpo Barreto. Esta pequena me fez sentir leve nos dias em que a âncora da preocupação quis me levar aos abismos e seu jeito tranquilo e sempre sorridente não me deixou levar tão à sério os empecílios que apareceram.

Não posso deixar de citar o meu amigo e, por acaso, orientador Ilson Carlos de Almeida da Silveira. Este cabra acreditou em mim até mesmo quando eu não pude e a sua empolgação com o que faz não me deixou dúvidas quanto ao meu desejo de lecionar.

Agradeço também ao meu amigo e co-orientador Carlos Eduardo Peres Teixeira, não somente pelas noites que perdi para entender conceitos tão básicos que foram cruciais para a conclusão deste trabalho, mas também pelo o seu respeito e simplicidade que me fez trabalhar não somente por obrigação. É fácil trabalhar em um ambiente tão amigável assim.

Não poderia deixar de falar dos meus colegas Edie, Pedro Paulo e Bruno. Entre gargalhadas e admiração, percebi que não sou louco por me empolgar, ao mesmo tempo, com ciências naturais e humanas, me levando a crer e incluir um propósito grandioso à tudo que tenho feito.

Não esqueci de todos os meus colegas de graduação, sendo da mesma turma ou não, viver no mesmo ambiente que vocês é ter esperança em um mundo melhor.

Também agradeço à todos que me ajudaram em São Paulo. Ao Ronaldo, Ágata, Filipe, Tiago, Márcio, André, Pedro, Dante, Carol e, principalmente, à Regina Carneiro, Jerome Chartier e Ana Luíza, por me receberem em sua casa e cuidarem de mim como um filho.

Por fim e não menos importante, gostaria de agradecer a todos os professores e funcionários do Instituto de Ciências do Mar da UFC (LABOMAR) por terem atuado tanto direta como indiretamente em minha formação acadêmica.

Este trabalho foi financiado pela Universidade Federal do Ceará através ajudas de custo, com a valiosa ajuda da profa. Maria Ozilea Bezerra Menezes e também através da Fundação de Estudos e Pesquisas Aquáticas (FUNDESPA). Agradeço também à Marinha do Brasil por ter fornecido todo conjunto principal de dados utilizados neste trabalho.

“Quem jamais pôde sondar as profundezas do abismo? - Dois homens entre todos os homens têm, agora, o direito de responder: o capitão Nemo e eu.”

(Prof. Aronnax - 20 Mil Léguas Submarinas)

## RESUMO

A disposição quase meridional da costa brasileira e consequente gradiente do efeito da rotação nos apresenta um ambiente peculiar no que diz respeito à dinâmica dos oceanos. Quanto a sua costa Norte/Nordeste, um sistema complexo de correntes de contorno ocorre em grande parte descrito com a utilização de método dinâmico clássico. O presente trabalho busca utilizar o Método Dinâmico Referenciado com dados de ADCP em níveis variados para correntes de talude próximo do equador adjacente à costa Norte-Nordeste brasileira. A comparação quanto à magnitude e forma da velocidade estimada com a observada e comparada com trabalhos pretéritos as seções apresentaram variações entre 10 e 20  $\text{cm s}^{-1}$  de velocidade de núcleo das principais corrente e forma com dimensões muito próximas dos dados observados. O transporte calculado para a velocidade estimada, em geral, esteve dentro dos limites atribuídos pela literatura à variabilidade do sistema de correntes da região e com valores muito próximos dos calculados a partir de dados de ADCP. Este trabalho contribui para um melhor uso dos dados hidrográficos coletados próximo ao equador e abre espaço para trabalhos futuros de investigação de possíveis retroflexões e recirculações na área de estudo, além de ter sido a primeira aplicação do Método Dinâmico Referenciado para descrição da dinâmica de mesoescala próxima ao equador.

Palavras-chave: Método Geostrófico. ADCP. Correntes de Contorno Oeste.

## LISTA DE FIGURAS

|           |   |    |
|-----------|---|----|
| Figura 1  | Mapa batimétrico da área de estudo com dados ETOPO2 .....   | 16 |
| Figura 2  | Principais giros da circulação superficial do Atlântico (40°S – 40°N). H: Alta Pressão ( <i>High Pressure</i> ). L: Baixa Pressão ( <i>Low Pressure</i> ). .....  | 17 |
| Figura 3  | Desenho esquemático do padrão de correntes geostróficas sob domínio da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), de 100 m a 500 m. ....   | 18 |
| Figura 4  | Campo de velocidade incluindo a componente geostrófica (Esquerda), deriva de Ekman (Meio) e o somatório (Direita). ....   | 19 |
| Figura 5  | Seção de salinidade média ao longo de 5°S com isopicnais utilizadas para separar as camadas de fluxo. Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Profunda do Atlântico Norte Superior (APANs), Água Profunda do Atlântico Norte Média (APANm), Água Profunda do Atlântico Norte Inferior (APANi) e Água de Fundo Antártica (AFA). ... | 20 |
| Figura 6  | Mapa da distribuição das estações utilizadas das expedições .....   | 23 |
| Figura 7  | Desenho Esquemático dos Efeitos do Desvio da GYRO .....   | 25 |
| Figura 8  | Diagrama TS das estações e perfis climatológicos próximos para a radial 9.5 sul da ONE1 .....   | 28 |
| Figura 9  | Desenho ilustrativo do cálculo da velocidade geostrófica a partir de dados hidrográficos. A e B são perfis hidrográficos .....  | 31 |
| Figura 10 | Seção de dados de ADCP brutos para a radial 9,5° S. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. ....  | 33 |
| Figura 11 | Seção de dados de ADCP brutos para a radial 37° W. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. ....   | 34 |
| Figura 12 | Seção de dados de ADCP brutos para a radial 38° W. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. ....   | 34 |

|           |  |    |
|-----------|--|----|
| Figura 13 | Seção de dados de ADCP brutos para a radial 4° N. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. ....   | 35 |
| Figura 14 | Seção de dados de ADCP brutos comparados com a sua seção promediada. Radial 9,5° S. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. ....   | 36 |
| Figura 15 | Seção de dados de ADCP brutos comparados com a sua seção promediada. Radial 37° W. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. ....  | 36 |
| Figura 16 | Seção de dados de ADCP brutos comparados com a sua seção promediada. Radial 38° W. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. ....  | 37 |
| Figura 17 | Seção de dados de ADCP brutos comparados com a sua seção promediada. Radial 4° N. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. ....   | 37 |
| Figura 18 | Seção de dados de ADCP brutos comparados com a sua seção promediada e à seção de MDR. Radial 9,5° S. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. Os pontos pretos sobre a linha vermelha representam as profundidades nas quais o MDR foi referenciado ..... | 38 |
| Figura 19 | Seção de dados de ADCP brutos comparados com a sua seção promediada e à seção de MDR. Radial 37° W. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. Os pontos pretos sobre a linha vermelha representam as profundidades nas quais o MDR foi referenciado .....  | 39 |
| Figura 20 | Seção de dados de ADCP brutos comparados com a sua seção promediada e à seção de MDR. Radial 38° W. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. Os pontos pretos sobre a linha vermelha representam as profundidades nas quais o MDR foi referenciado .....  | 40 |
| Figura 21 | Seção de dados de ADCP brutos comparados com a sua seção promediada e à seção de MDR. Radial 4° N. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. Os pontos pretos sobre a linha vermelha representam as profundidades nas quais o MDR foi referenciado .....   | 41 |

|           |   |    |
|-----------|---|----|
| Figura 22 | Velocidade geostrófica estimada a partir do MDR para a radial 9,5° S da ONEI. A linha vermelha representa os níveis de referência utilizados e os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. Colorbar de -1.3 a 1.3. .... | 42 |
| Figura 23 | Velocidade geostrófica estimada a partir do MDR para a radial 37° W da ONEII. A linha vermelha representa os níveis de referência utilizados e os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. Colorbar de -1.3 a 1.3. .... | 43 |
| Figura 24 | Velocidade geostrófica estimada a partir do MDR para a radial 38° W da ONEII. A linha vermelha representa os níveis de referência utilizados e os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. Colorbar de -1.3 a 1.3. .... | 44 |
| Figura 25 | Velocidade geostrófica estimada a partir do MDR para a radial 4° N da ONII. A linha vermelha representa os níveis de referência utilizados e os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. Colorbar de -2 a 2. ....       | 45 |

## LISTA DE TABELAS

|          |   |    |
|----------|---|----|
| Tabela 1 | Massas d'água e seus respectivos limites. ....  | 20 |
| Tabela 2 | Transporte da SNB normal às radiais de MDR em sverdrup. O positivo se direciona para o norte. ....      | 44 |
| Tabela 3 | Transporte da SNB/CNB normal às radiais de ADCP em sverdrup. O positivo se direciona para o norte. .... | 44 |
| Tabela 4 | Transporte da CNB e SG normal à radial 4°N em sverdrup. O positivo se direciona para o norte. ....      | 45 |
| Tabela 5 | Síntese das comparações entre os resultados de transporte e a bibliografia. ..                          | 46 |

## LISTA DE SIGLAS

|        |  |
|--------|--|
| ACAS   | Água Central do Atlântico Sul              |
| ACS    | Água Circumpolar Superior                  |
| ADCP   | <i>Acoustic Doppler Current Profiler</i>   |
| AFA    | Água de Fundo Antártica                    |
| AIA    | Água Intermediária Antártica               |
| AL     | Estado Brasileiro de Alagoas               |
| APAN   | Água Profunda do Atlântico Norte           |
| AT     | Água Tropical                              |
| BA     | Estado Brasileiro da Bahia                 |
| CB     | Corrente do Brasil                         |
| CCOs   | Correntes de Contorno Oeste                |
| CCP    | Corrente de Contorno Oeste Profunda        |
| CCSE   | Contra Corrente Sul Equatorial             |
| CB     | Corrente do Brasil                         |
| CE     | Estado Brasileiro do Ceará                 |
| CNB    | Corrente Norte do Brasil                   |
| CSE    | Corrente Sul Equatorial                    |
| CSEc   | Ramo Central da Corrente Sul Equatorial    |
| CSEn   | Ramo Norte da Corrente Sul Equatorial      |
| CSEs   | Ramo Sul da Corrente Sul Equatorial        |
| CTD    | <i>Conductivity, Temperature and Depth</i> |
| GYRO   | Águla Giroscópica do Navio                 |
| MA     | Estado Brasileiro do Maranhão              |
| NOc    | Navio Oceanográfico                        |
| NODC   | <i>National Oceanographic Data Center</i>  |
| ON II  | Oceano Norte II                            |
| ONE I  | Oceano Nordeste I                          |
| ONE II | Oceano Nordeste II                         |
| PA     | Estado Brasileiro do Pará                  |
| PB     | Estado Brasileiro da Paraíba               |
| PE     | Estado Brasileiro de Pernambuco            |
| PI     | Estado Brasileiro do Piauí                 |
| RN     | Estado Brasileiro do Rio Grande do Norte   |
| SE     | Estado Brasileiro de Sergipe               |
| SNB    | Subcorrente Norte do Brasil                |
| SSE    | Subcorrente Sul Equatorial                 |
| STC    | Célula Subtropical do Atlântico            |

TO Estado Brasileiro do Tocantins  
WOA World Ocean Atlas  
ZCIT Zona de Convergência Intertropical

## SUMÁRIO

|            |  |    |
|------------|--|----|
| <b>1</b>   | <b>PREÂMBULO</b> .....   | 15 |
| <b>2</b>   | <b>INTRODUÇÃO</b> .....  | 16 |
| <b>2.1</b> | <b>Fisiografia da Área de Estudo</b> .....                           | 16 |
| <b>2.2</b> | <b>O Sistema de Correntes da Região</b> .....                        | 17 |
| 2.2.1      | O Giro Equatorial .....  | 17 |
| 2.2.2      | Corrente Sul Equatorial .....  | 17 |
| 2.2.3      | Sistema Local de CCOs .....  | 18 |
| <b>2.3</b> | <b>Massas D'água</b> .....   | 19 |
| <b>3</b>   | <b>APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA</b> .....                                | 21 |
| <b>3.1</b> | <b>Objetivos</b> .....   | 21 |
| <b>4</b>   | <b>DADOS E MÉTODOS</b> .....   | 22 |
| <b>4.1</b> | <b>Conjunto de Dados</b> .....                                       | 22 |
| 4.1.1      | Expedições da Marinha do Brasil .....                                | 22 |
| 4.1.2      | Dados Climatológicos .....   | 23 |
| <b>4.2</b> | <b>Metódos</b> .....   | 23 |
| 4.2.1      | Processamento dos dados de ADCP de casco .....                       | 23 |
| 4.2.2      | Processamento Básico de Dados Hidrográficos .....                    | 26 |
| 4.2.3      | Método Dinâmico .....  | 28 |
| 4.2.4      | Metodo Dinâmico Referenciado .....                                   | 32 |
| <b>5</b>   | <b>RESULTADOS</b> .....  | 33 |
| <b>5.1</b> | <b>Verificação do Método</b> .....                                   | 33 |
| <b>5.2</b> | <b>Seções completas de Velocidade Geostrófica Referenciada</b> ..... | 41 |
| <b>6</b>   | <b>SÍNTESE E CONCLUSÕES</b> .....                                    | 46 |
|            | <b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....                              | 48 |

## 1 PREÂMBULO

O Atlântico Tropical Oeste possui importância ímpar na célula meridional de circulação global, principalmente pelo fato de ser a principal via de transporte de energia térmica do hemisfério sul para o norte em todo o oceano (FERRARI; FERREIRA, 2011).

Nos anos 90 e no início dos anos 2000, trabalhos foram realizados com o objetivo de compreender seu sistema de correntes, transporte e contribuição, principalmente através de retroflexões, na formação das contracorrentes equatoriais da região que fecham a Célula Subtropical (STC) do Atlântico, culminando em um resumo bem apresentado por Schott, McCreary e Johnson (2004). Estes trabalhos também utilizaram perfiladores de velocidade, mas a distribuição espacial das estações não se mostrou satisfatória para uma descrição detalhada, já que as radiais eram muito espaçadas. Desta forma, a ausência de trabalhos e, principalmente, de dados coletados na região, dificultam a compreensão da sua dinâmica de mesoescala, responsável, segundo Munk (2000), por 99 % da dinâmica dos oceanos.

Durante muito tempo a maior parte dos estudos de dinâmica oceânica foram realizados a partir de estimativas de velocidade através do Método Dinâmico Clássico e o conjunto de dados de melhor distribuição espacial disponível para região oceânica adjacente à costa norte nordeste do Brasil consiste em estações de CTD e medidas de ADCP de casco, com um alcance máximo de 400 metros.

Existe um método mais confiável de se estimar velocidade a partir das anomalias de geopotencial em regiões de baixo efeito de coriolis?

Este trabalho está organizado em capítulos e cada um dissertará sobre os seguintes assuntos:

- Capítulo 2: Aborda a caracterização da área de estudo, fundamentação teórica do projeto e um breve histórico das descobertas de suas propriedades dinâmicas.
- Capítulo 3: Situa o leitor na problemática que o trabalho busca resolver assim como seus objetivos.
- Capítulo 4: Descreve o conjunto de dados utilizados, o seu processamento e sua análise.
- Capítulo 5: Apresenta os resultados.
- Capítulo 6: Sumariza os resultados obtidos e descreve como os objetivos traçados foram alcançados.

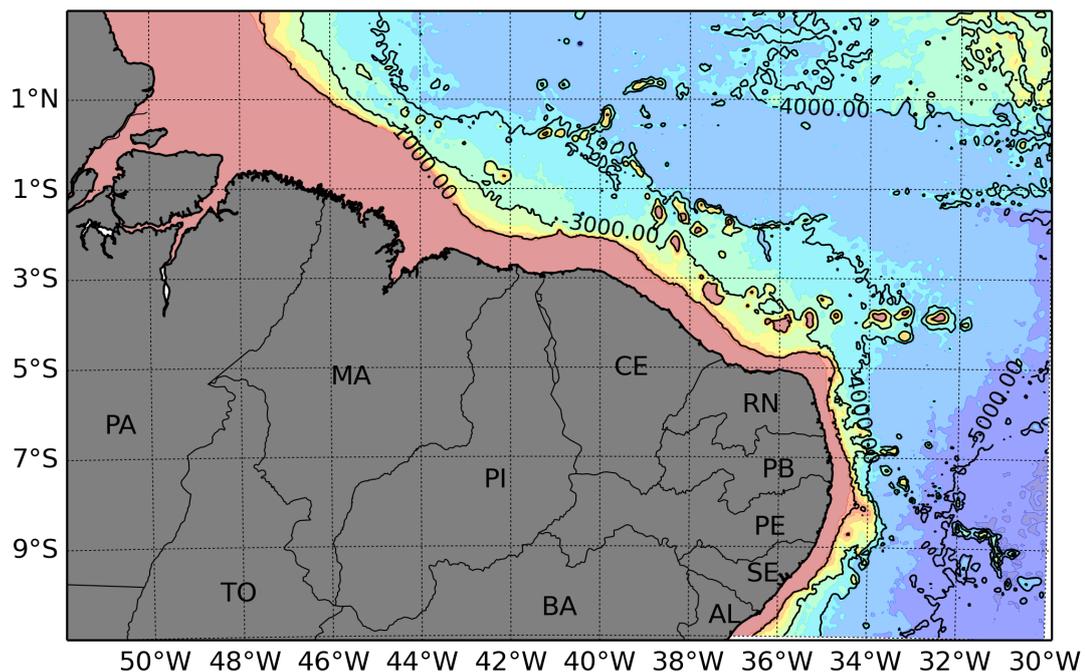
## 2 INTRODUÇÃO

O Brasil dispõe de uma costa consideravelmente extensa (8000 km) e diversas atividades, como a pesca, navegação e exploração de óleo e recursos minerais necessita de uma compreensão melhor da dinâmica do ambiente marinho, tanto para o desenvolvimento de estratégias mais rentáveis como também para estabelecimento de melhores estratégias de monitoramento ambiental marinho, visto que a dinâmica rege a dispersão de contaminantes e larvas de organismos. Isto tem sido uma maior preocupação principalmente com a expansão da exploração de petróleo em maiores profundidades, pioneirismo da PETROBRAS.

### 2.1 Fisiografia da Área de Estudo

A área de estudo sofre influência geológica das províncias da Borborema, Parnaíba e Amazônica, pertencente à porção nordeste da placa Sul Americana. Caracteriza-se por uma plataforma do tipo passiva e varia bastante quanto à forma e largura, possuindo algumas séries de montes (Elevação de Touros), guyots (Guyot do Ceará), um atol (Atol das Rocas) e o arquipélago de Fernando de Noronha que são pertencentes, em sua grande maioria, à mesma falha geológica, a Cadeia Norte Brasileira (Figura 1) (IBGE, 2010). Com o menor comprimento próximo no estado brasileiro da Bahia (BA) e sequencialmente maior em direção à região norte, temos uma inclinação média de 1:11 para o talude continental em uma plataforma com composição variada, geralmente rica em carbonatos bioclásticos na porção nordeste e maior composição de material fino na porção norte (VITAL et al., 2010).

Figura 1: Mapa batimétrico da área de estudo com dados ETOPO2

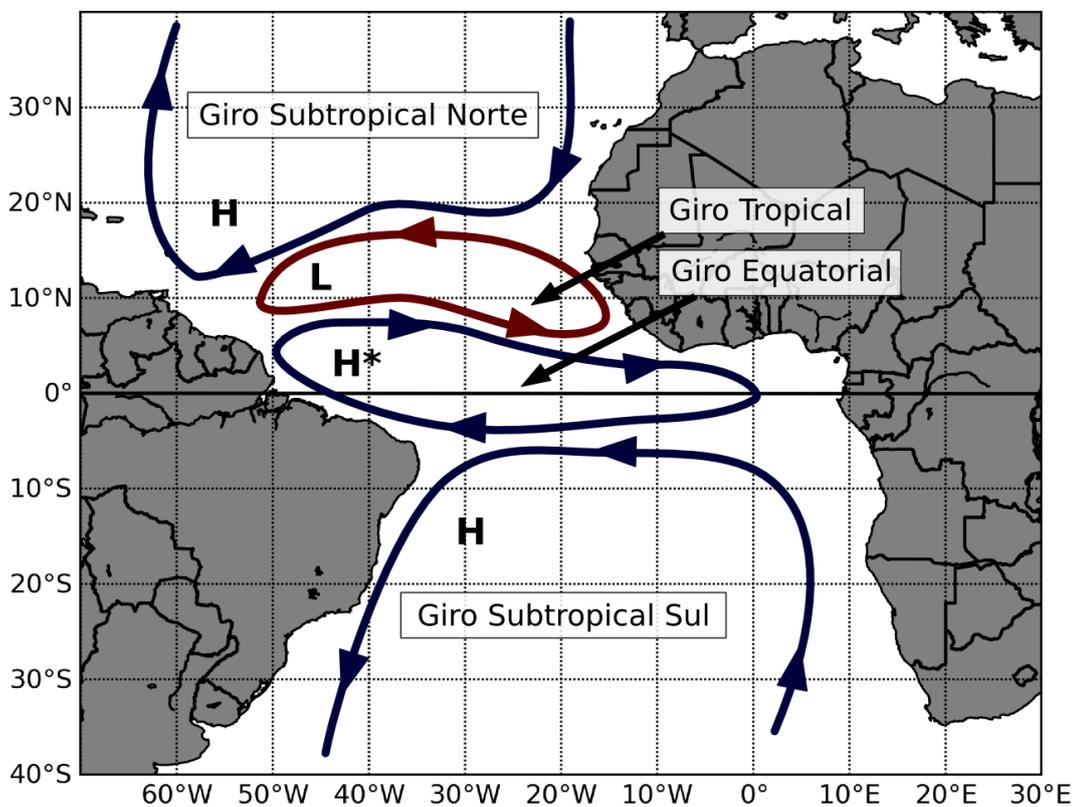


## 2.2 O Sistema de Correntes da Região

### 2.2.1 O Giro Equatorial

A região trópico-equatorial do Oceano Atlântico é caracterizada por um sistema de correntes e contracorrentes que formam giros quase zonais. Stommel (1948) estudou o efeito do gradiente meridional do parâmetro de Coriolis em um oceano retangular e homogêneo sofrendo o efeito do atrito proporcionado pelo vento. Como resultado, temos que as correntes de contorno oeste (CCOs) são mais estreitas e intensas que as de contorno leste.

Figura 2: Principais giros da circulação superficial do Atlântico ( $40^{\circ}S - 40^{\circ}N$ ). H: Alta Pressão (*High Pressure*). L: Baixa Pressão (*Low Pressure*).



Adaptado de Bub e Brown (1996).

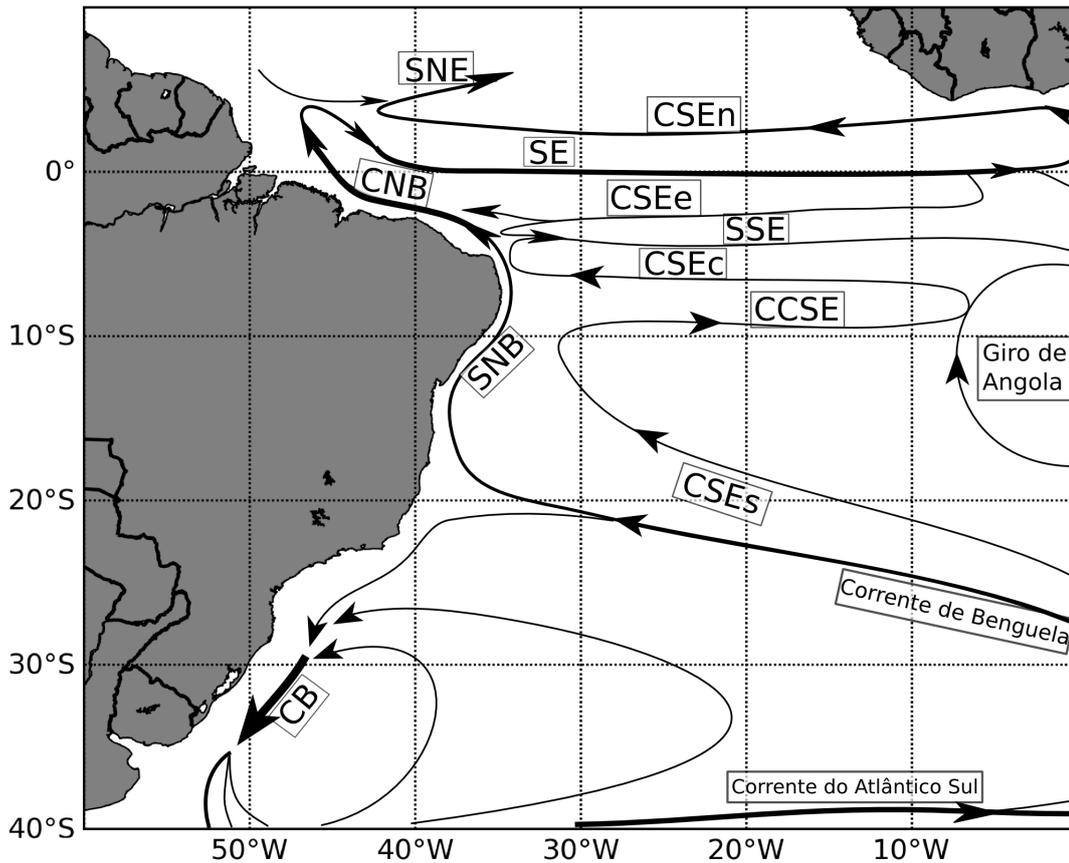
A nossa área de estudo é diretamente influenciada pelo giro equatorial (FIGURA 2), principalmente por seu sistema de CCOs, que é composto pela Subcorrente Norte do Brasil (SNB) e pela Corrente Norte do Brasil (CNB), que são alimentadas por ramos da Corrente Sul Equatorial (CSE).

### 2.2.2 Corrente Sul Equatorial

A CSE pode ser definida por um complexo sistema de correntes fluindo em direção a oeste na região equatorial do Atlântico Sul. Este sistema de correntes pode ser dividido em 3

principais ramos, um mais ao norte, o CSEn, um central, o CSEc e um mais ao sul, o CSEs e tem como origem a corrente das Agulhas, Sul da África. O CSEn e o CSEc são separados, entre aproximadamente  $3^{\circ}S$  e  $5^{\circ}S$ , por um fluxo em direção a leste, a Subcorrente Sul Equatorial (SSE); e o CSEc é limitado ao sul pela Contra Corrente Sul Equatorial (CCSE) (SILVEIRA; MIRANDA; BROWN, 1994) (FIGURA 3).

Figura 3: Desenho esquemático do padrão de correntes geostróficas sob domínio da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), de 100 m a 500 m.



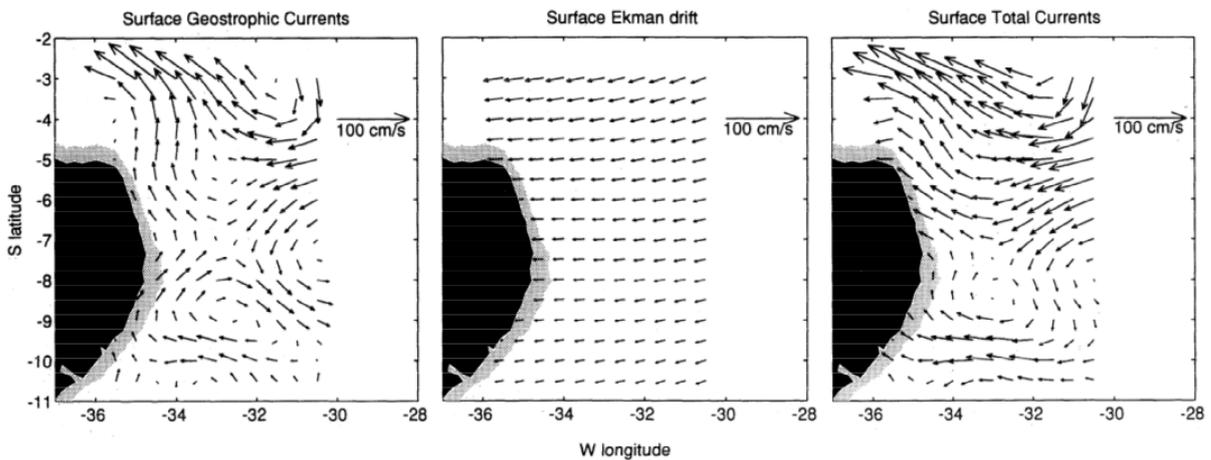
Adaptado de Stramma e England (1999).

### 2.2.3 Sistema Local de CCOs

A **Corrente Norte do Brasil (CNB)** se caracteriza como uma corrente de contorno oeste que enquanto grande parte é dominada pela forçante temohalina, sua atribuída pouca variabilidade é regida pelo ventos alíseos, com a variação anual da (ZCIT). Esta corrente possui um papel importante na transferência de massa do Atlântico Sul para o Norte, cruzando o equador próximo aos  $40^{\circ}W$  e transportando massas d'água de superfície com origem distinta (BOURLES et al., 1999). Como estas massas d'água só podem ser diferenciadas com dados de oxigênio dissolvido, é frequente atribuí-las o termo de "Águas superficiais". Ao norte do Equador, a CNB tende a perder força e parte do seu escoamento alimenta o sistema de contracorrentes equatoriais, contribuindo para o fluxo da Contracorrente Norte Equatorial no limite norte do giro ciclônico equatorial (JOHNS et al., 1998).

Até a década de 80, acreditava-se que tanto a Corrente do Brasil (CB) como a CNB surgiam da bifurcação do ramo central da Corrente Sul Equatorial (CSEc) próximo ao cabo de São Roque em  $5^{\circ}30'S$  (SILVEIRA; MIRANDA; BROWN, 1994). Stramma (1991) concluiu que a parcela que flui para o sul a partir desta bifurcação não tinha relação com a CB e sim com o transporte de Ekman e que tanto a CB como a CNB surgiam, na verdade, da bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSEs) próximo aos  $15^{\circ}S$  em subsuperfície, em que, a menor parte flui para o sudoeste formando a CB e a maior parte flui para nordeste dando origem a um fluxo de subsuperfície chamado de **Subcorrente Norte do Brasil**. Silveira, Miranda e Brown (1994) investigaram as origens da CNB nas bifurcações das porções central e sul da CSE e conseguiram tanto confirmar os estudos de Stramma (1991) como também identificar uma recirculação ciclônica da parcela sul da bifurcação da CSEc alimentando o escoamento da CNB (Figura 4).

Figura 4: Campo de velocidade incluindo a componente geostrófica (Esquerda), deriva de Ekman (Meio) e o somatório (Direita).



De acordo com Silveira, Miranda e Brown (1994).

Contribuições de Silveira, Miranda e Brown (1994) e Stramma et al. (1995) resultaram na melhor compreensão das origens do sistema SNB/CNB como sendo gerada pela parcela norte da bifurcação da CSEs, seu núcleo de subsuperfície, a SNB, transportando, em sua grande parte, a Água Central do Atlântico Sul. Esta, após receber volume da CSEc apresenta um perfil de dois núcleos, em direção ao norte, estes dois núcleos tendem a se fundir, formando um núcleo apenas de superfície, chamado de CNB (Figura 3).

### 2.3 Massas D'água

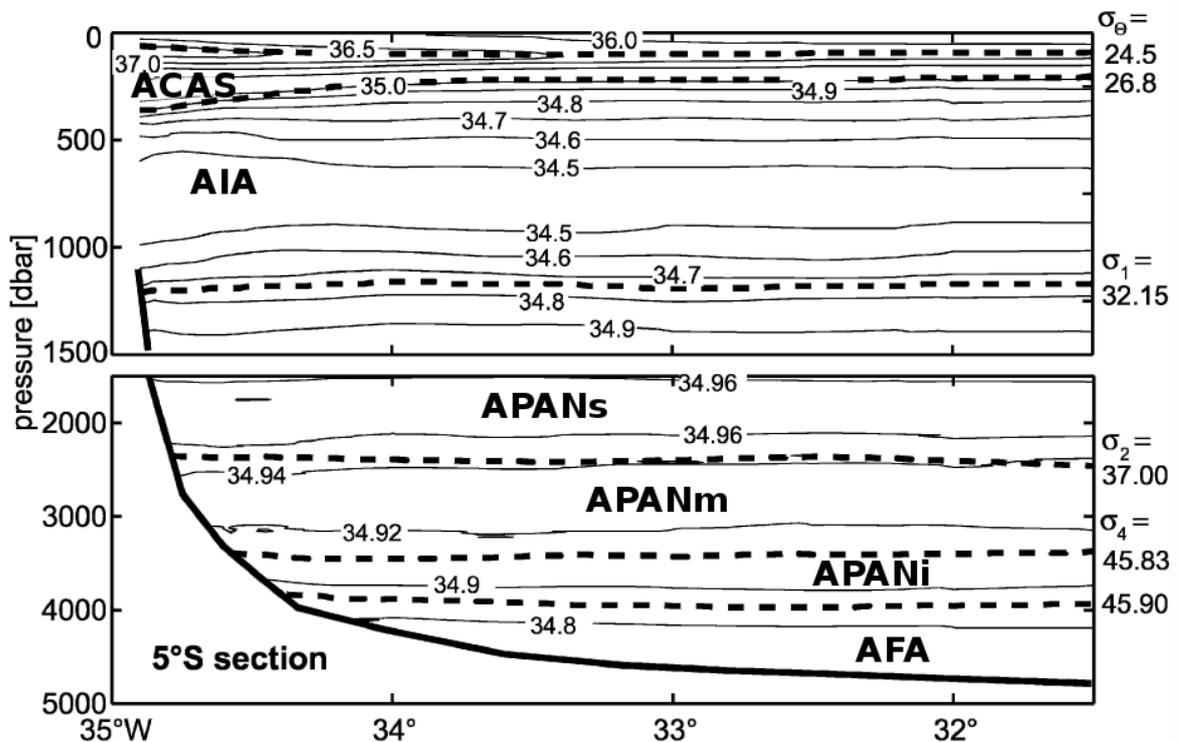
Há um consenso entre os trabalhos realizados na região da utilização da isopicnal  $\sigma_0 = 24.5$  para diferenciar a camada de mistura da de fundo (BOURLES et al., 1999)(SCHOTT et al., 2005). Esta isopicnal separa principalmente o máximo de salinidade geralmente associado com a Água Tropical (AT). A medida que aumenta a profundidade há uma diminuição da salinidade como consequência da influência da uma outra massa d'água, a Água Central do

Atlântico Sul (ACAS), próximo aos 400 metros, até chegar ao mínimo de salinidade, referente à Água Intermediária Antártica (AIA), as massas d'água e as isopicnais utilizadas podem ser compreendidas a partir da Figura 5 e da Tabela 1.

Tabela 1: Massas d'água e seus respectivos limites.

| Massas D'água                             | Limites  |
|---|--|
| Águas Superficiais                        | Isopical $\sigma_0$ de 24.5                    |
| Água Central do Atlântico Sul             | Entre $\sigma_0$ de 24.5 e $\sigma_0$ de 26.8  |
| Água Intermediária Antártica              | Entre $\sigma_0$ de 26.8 e $\sigma_1$ de 32.15 |
| Água Profunda do Atlântico Norte Superior | Entre $\sigma_1$ de 32.15 e $\sigma_2$ de 37   |
| Água Profunda do Atlântico Norte Média    | Entre $\sigma_2$ de 37 e $\sigma_4$ de 45.83   |
| Água Profunda do Atlântico Norte Inferior | Entre $\sigma_4$ de 45.83 e $\sigma_4$ de 45.9 |
| Água de Fundo Antártica                   | De $\sigma_4$ de 45.9 abaixo                   |

Figura 5: Seção de salinidade média ao longo de 5°S com isopicnais utilizadas para separar as camadas de fluxo. Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Profunda do Atlântico Norte Superior (APANs), Água Profunda do Atlântico Norte Média (APANm), Água Profunda do Atlântico Norte Inferior (APANi) e Água de Fundo Antártica (AFA).



De acordo com Schott et al. (2005).

A compreensão do sistema de massas d'água da região e conseqüentemente a escolha das isopicnais são imprescindíveis para que possamos calcular o transporte e compreender como a estrutura vertical das correntes se modificam ao longo de seu percurso.

### 3 APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

A escassez de observação direta de velocidades na margem continental equatorial brasileira impede a completa descrição dos diversos aspectos das correntes de contorno oeste e influência de sua dinâmica. As poucas observações sinóticas existentes, em sua maioria, são oriundas de adcp de casco e, portanto, confinadas à 400 m de profundidade.

Estudos de Houry *et al.* (1987) mostram valores em centenas de quilômetros, chegando em até 300 km, para o primeiro raio interno médio de deformação de Rossby em regiões próximas à área de estudo, calculados a partir de perfis climatológicos de frequência de *Brunt-Väissälä*. O tamanho do raio de deformação é, portanto, uma ordem de grandeza maior que em latitudes subtropicais. Tal resultado é consequência direta do pequeno parâmetro de Coriolis para a região trópico-equatorial. Portanto, o emprego de cálculo geostrófico pode trazer resultados inválidos para representar uma primeira aproximação da circulação de mesoescala na região de interesse. O balanço, mesmo na camada limite oeste, pode diferir daquele simples e dominante em latitudes médias que é resultante do quase-equilíbrio entre a força de Coriolis e a força gradiente de pressão baroclínica.

Pickart e Lindstrom (1994) compararam técnicas de referenciamento para o método dinâmico com o objetivo de gerar resultados mais confiáveis e Biló *et al.* (2014) aperfeiçoou este método utilizando de níveis variáveis de dados de ADCP de casco. Este método foi aplicado para a bacia de campos, gerando bons resultados, mas ainda não foi testado em baixas latitudes. Em particular, busca-se testar se a robustez do sistema de correntes de contorno é tal que permita ser caracterizada em termos das velocidades geostróficas.

#### 3.1 Objetivos

Os objetivos deste trabalho abrangem principalmente o uso de uma metodologia mais adequada para cálculo geostrófico próximo ao equador.

- Utilização e verificação da metodologia de Cálculo Geostrófico referenciado em dados de ADCP, apresentado por Pickart e Lindstrom (1994) e aprimorado por Biló *et al.* (2014) para regiões de baixo parâmetro de Coriolis;
- Comparar quanto à magnitude e transporte entre o método, os dados reais coletados de ADCP e trabalhos anteriores realizados na região;

## 4 DADOS E MÉTODOS

Para que os objetivos sejam alcançados, faz-se necessário a utilização de dados hidrográficos e de velocidade da região de estudo, além de dados climatológicos. Os dados hidrográficos e os obtidos através de medições de instrumentos de efeito doppler (ADCPs) foram coletados pela Marinha do Brasil em três comissões distintas: A Oceano Nordeste II (ONE II), que ocorreu de outubro a dezembro de 2004; a Oceano Nordeste I (ONE I), que ocorreu de fevereiro a março de 2002; e a Oceano Norte II (ON II), que ocorreu de outubro a novembro de 2005. Os dados climatológicos anuais foram obtidos através da *World Ocean Atlas 2009* (WOA).

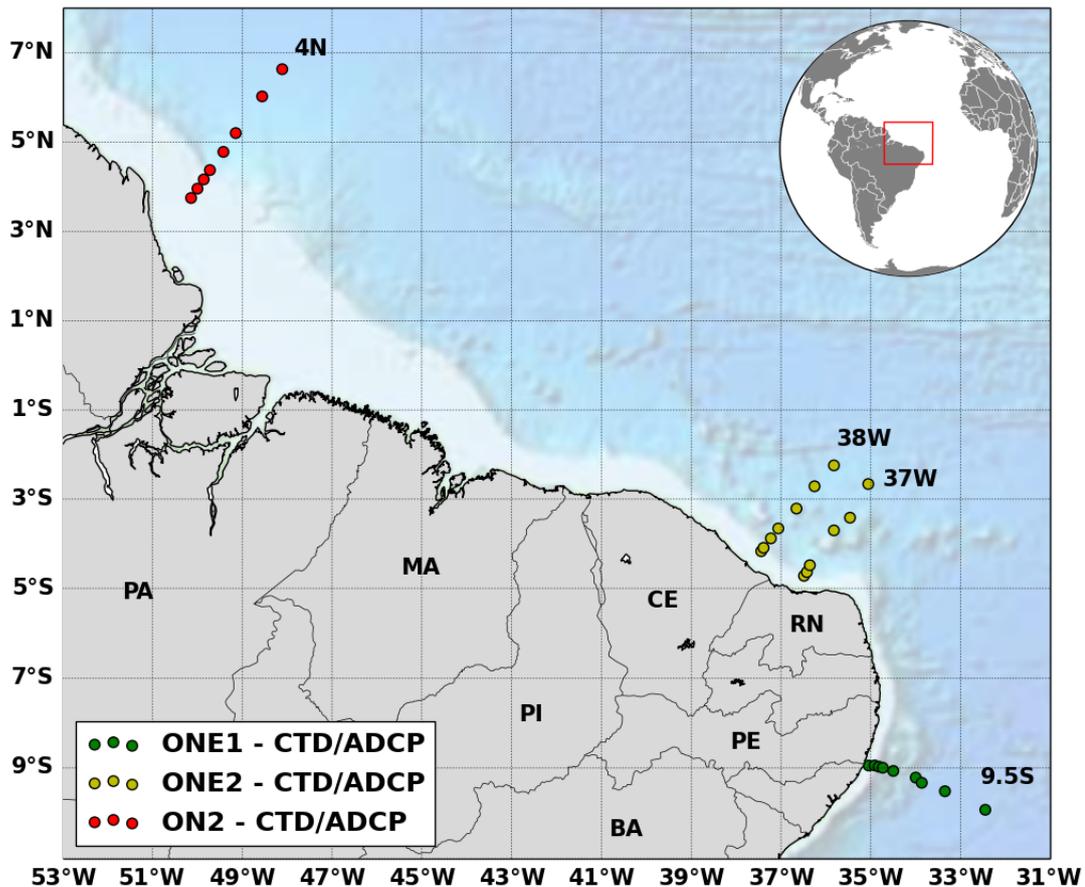
Este capítulo será organizado da seguinte forma: primeiro apresentaremos os conjuntos de dados e suas especificações e logo após, na seção seguinte, apresentaremos os métodos nos quais serão utilizados estes dados.

### 4.1 Conjunto de Dados

#### 4.1.1 Expedições da Marinha do Brasil

Em todas as expedições, **Oceano Nordeste II**, **Oceano Nordeste I** e **Oceano Norte II**, os dados hidrográficos de perfis de temperatura, pressão e condutividade (Usada para inferir salinidade) foram coletados através de um CTD (*Conductivity, Temperature and Depth*) de sensor duplo de modelo **SeaBird SBE 9Plus** com 24 Hz de frequência (24 medições por segundo). Devido a um procedimento de segurança, por causa da formação de "cocas" no cabo eletromecânico, a rosete com o CTD desceu a, no máximo, 90% da profundidade local, poucas vezes excedendo os 3000 metros. Os dados de ADCP de casco *RD Instruments*, frequência de 75 kHz *broadband* (bb), foram coletados durante quase a totalidade da derrota do navio durante as comissões. O alcance vertical máximo deste instrumento raramente ultrapassa 400 m.

Figura 6: Mapa da distribuição das estações utilizadas das expedições



Fonte: Autor

#### 4.1.2 Dados Climatológicos

Os dados climatológicos utilizados no estudo foram os do *World Ocean Atlas* (WOA) 2009, que estão disponibilizados com resolução de 1 grau. Neste trabalho utilizaremos os campos de temperatura e salinidade do WOA. Estes dados são mantidos pela *National Oceanographic Data Center* (NODC) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). Mais informações podem ser obtidas através do website ([http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA09/pr\\_woa09.html](http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA09/pr_woa09.html)).

## 4.2 Métodos

### 4.2.1 Processamento dos dados de ADCP de casco

ADCPs, *Acoustic Doppler Current Profiler*, são perfiladores de corrente que funcionam a partir da mudança de frequência de um sinal emitido ao retornar do choque com alguma partícula na água. Explicando de modo mais claro, os transdutores do ADCP emitem ondas sono-

ras com uma frequência conhecida  $\mathcal{F}_1$ , estas ondas se chocam com partículas em movimento na coluna d'água e retornam com uma frequência diferente  $\mathcal{F}_2$ , relativa ao fluxo correspondente. Os dados de ADCP utilizados neste trabalho são de um equipamento de 75 kHz *broadband*, sendo capaz de medir velocidades com um alcance próximo aos 400 m de profundidade.

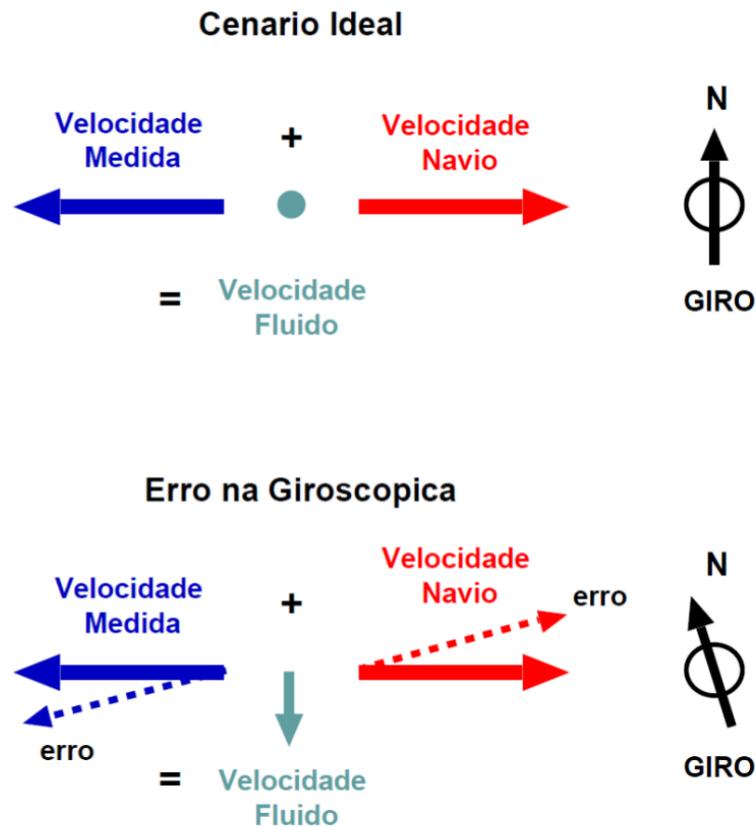
Não apenas as medidas de velocidade são necessárias para o processamento destes dados. O *software* de aquisição dos dados de ADCP de casco fornecido pelo fabricante, *Vessel Mounted ADCP Data Acquisition System*, também registra informações de navegação, como posicionamento geográfico, via GPS e também dados oriundos da agulha giroscópica, bastante necessários para o cálculo de magnitude e direção da velocidade do navio durante sua derrota.

De posse destas informações, podemos calcular a velocidade absoluta das partículas na coluna d'água e isto é feito através do uso do *software* chamado *Common Ocean Data Access System* (CODAS), de desenvolvimento e manutenção oriundo da Universidade do Havaí, sob liderança do Dr. Eric Firing. Este *software* consiste em um conjunto de rotinas escritas, basicamente, em *Python*® e *C Programming Language*® com o objetivo de padronizar o processamento de dados de ADCP, possuindo também versão para *Matlab*®.

Apesar da simplicidade no cálculo, que depende basicamente na subtração vetorial entre a velocidade relativa medida pelo ADCP e a velocidade do navio, este pode ser bastante complicado para águas com profundidade além da capacidade do ADCP. Quando o ADCP consegue detectar o fundo, infere-se que neste a velocidade é nula e assim consegue-se estipular com maior precisão a velocidade do navio, este tipo de calibração chamamos de *Bottomtracking*. Já em águas profundas, é preciso inferir a intensidade e direção do vetor velocidade do navio através dos dados de navegação, ou seja, através das informações obtidas pelo GPS e agulha giroscópica (GYRO).

De modo geral, a GYRO possui um tempo de resposta maior do que o de amostragem do ADCP, gerando um erro nas porções vetoriais e escalares das velocidades medidas na coluna d'água. Este erro, é claro, é mais presente quando o navio sofre intensamente uma aceleração, especialmente a aceleração vetorial, como quando executa manobras bruscas. Através de cálculos efetuados nestes momentos, o CODAS consegue identificar os desvios da GYRO e a este segundo tipo de calibração nós damos o nome de *Watertracking*.

Figura 7: Desenho Esquemático dos Efeitos do Desvio da GYRO



Contribuição de Rafael Soutelino

O *Watertracking* consiste basicamente em comparar a velocidade a um nível de referência calculado logo antes da manobra e, assumindo que não ocorrerão alterações tão bruscas no fluxo local, temos que o resultado é causado pelo desvio da GYRO. A formulação matemática e computacional deste procedimento encontra-se detalhada no website do “*Currents*” group (<http://currents.soest.hawaii.edu/>).

Passar por este procedimento não garante confiabilidade nos dados, sendo necessário outros procedimentos, tanto automáticos como manuais, para retiradas dos dados espúrios remanescentes. Estes dados espúrios podem ser causados por diversos fatores como estado do mar, transparência da água, formação de bolhas próximo aos sensores ou falhas eletrônicas.

Dentre as formas automáticas temos a compreensão pretérita da circulação geral e local dos oceanos, ou seja, utilização de valores máximos do módulo das velocidades verticais ou horizontais de velocidade como critério de exclusão de dados espúrios. De acordo com o manual do CODAS, não é aconselhado utilizar como critério para a exclusão dos dados as medidas de velocidade verticais, pois estas caracterizam muito mais o balanceio do barco do que velocidades verticais na coluna d’água.

Outros critérios automáticos estão relacionados à correlação entres os transdutores do ADCP e intensidade do sinal de retorno. Perfis com intensidade de sinal muito baixa con-

siderada pelo fabricante são descartados e o mesmo é feito com os que apresentarem *percent good* menor que 30%, este parâmetro diz respeito a correlação entre os diferentes transdutores do ADCP.

Por fim, são necessárias formas manuais de retirada de dados espúrios através de uma interface gráfica do CODAS na qual o analista pode observar e julgar a qualidade dos dados a partir dos seus conhecimentos técnicos.

#### 4.2.2 Processamento Básico de Dados Hidrográficos

O processamento de dados de CTD consiste basicamente em 3 passos: remoção de dados espúrios (Spikes), binagem (ou promediação em caixa) e alisamento através da aplicação de uma janela móvel.

##### Remoção de Spikes

Dados espúrios podem ser originados por diversos motivos, mas as principais razões tem relação ora com "cocas" ou pontos de mal contato no cabo de comunicação do CTD com a unidade de bordo ora com movimentos turbulentos da água próximo ao sensor. Este primeiro passo do tratamento trata-se de uma remoção grosseira que utiliza como critério uma variação de um mínimo referente à média dos 11 valores mais próximos, incluindo este. Tendo este mínimo de 0,2 para a temperatura e 0,02 para a salinidade. Explicando de modo mais detalhado temos as duas equações abaixo:

$$T_i > \left( \frac{\sum_{j=i-5}^{i+5} T_j}{11} + 0.2 \right) \vee T_i < \left( \frac{\sum_{j=i-5}^{i+5} T_j}{11} - 0.02 \right) \Rightarrow T_i = \emptyset. \quad (1)$$

$$S_i > \left( \frac{\sum_{j=i-5}^{i+5} S_j}{11} + 0.02 \right) \vee S_i < \left( \frac{\sum_{j=i-5}^{i+5} S_j}{11} - 0.02 \right) \Rightarrow S_i = \emptyset. \quad (2)$$

A Equação 1 se refere a temperatura e a Equação 2 se refere a salinidade. Para os casos em que não se pôde utilizar valores de 5 posições para mais ou para menos utilizou-se 10 posições em um único sentido para o somatório.

##### Promediação em Caixa

Considerando um aparelho de CTD com frequência de 24 Hz e uma velocidade média de descida de  $1 \text{ ms}^{-1}$  temos uma média de 24 medidas de temperatura de condutividade para cada metro percorrido. A fim de organizar os dados, igualando posição do dado no perfil à pressão em dbar e diminuir a quantidade de dados por metro de profundidade realizamos a promediação em caixa com os dados de perfil de CTD. Esta técnica consiste em atribuir a cada

valor inteiro de pressão em dbar a média das propriedades obtidas para todos os valores entre o intervalo de 0,5 em torno deste valor inteiro.

$$Y_i = \bar{b}, \quad b = \int_{i-0,5}^{i+0,5} Y dp \quad \forall i \in \mathbb{Z}. \quad (3)$$

Desta forma temos que para a Equação 3,  $Y$  se refere a uma propriedade qualquer (condutividade ou temperatura) que seu valor depende da pressão  $p$  e  $i$  se refere aos valores inteiros de pressão em dbar começando em 1 e se estendendo até o maior valor inteiro do perfil medido.

### Aplicação da Janela Móvel

Após a promediação em caixa, o perfil de dados pode passar pelo último processamento e isto vai depender da qualidade dos perfis. Na maioria das vezes não é preciso aplicar janela móvel. Esta etapa consiste em aplicar uma média ponderada em cada valor do perfil considerando pontos próximos. Como resultado temos um alisamento nos dados finais. Os valores dos pesos da média ponderada pode ser estipulado por diversas técnicas estatísticas. A mais comum para dados de *CTD* é a janela "hann". A equação abaixo explica como são definidos os os valores das ponderações considerando uma curva cosseno e  $N$  igual ao número inteiro de pontos escolhidos subtraído de uma unidade.

$$w(n) = 0,5 \left( 1 - \cos \left( 2\pi \frac{n}{N} \right) \right), \quad 0 \leq n \leq N \quad \forall n \in \mathbb{Z} \quad (4)$$

A janela, quando aplicada nos dados utilizados neste trabalho, possui a largura de:

- 5 dbar, para perfis de profundidades menores que 100 dbar;
- 11 dbar, para perfis de profundidades entre 100 e 500 dbar;
- 21 dbar, para perfis de profundidades maiores que 500 dbar;

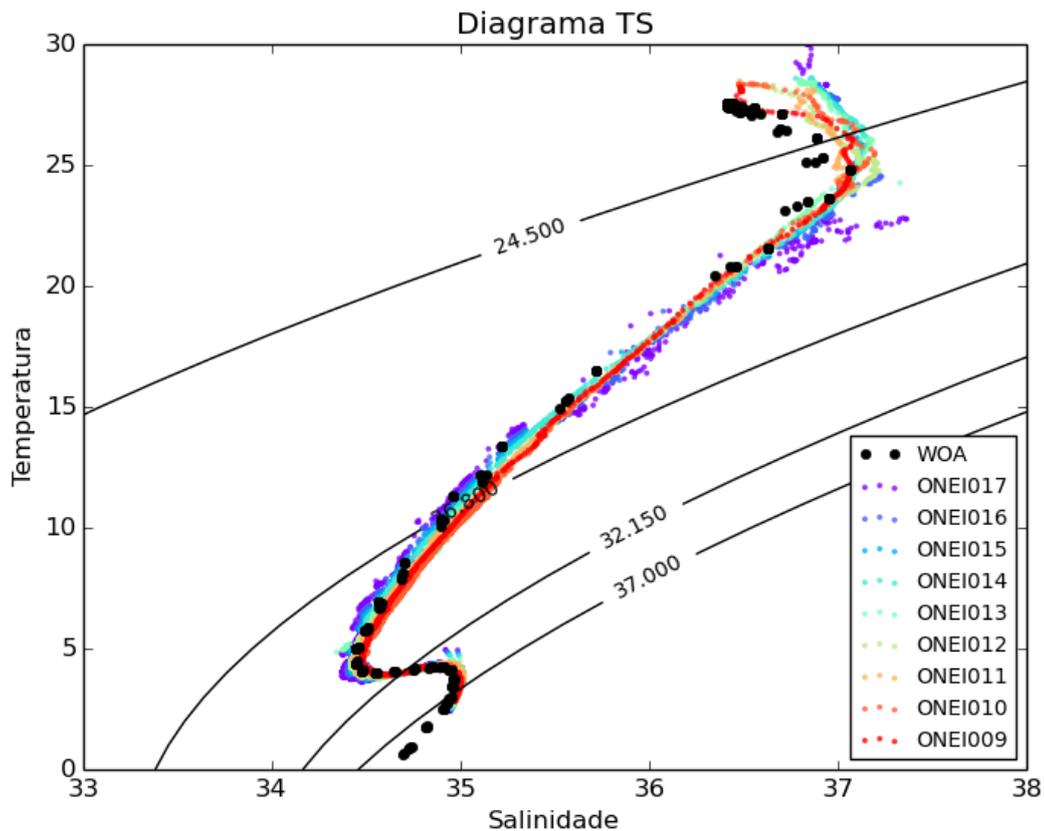
### Controle de Qualidade

Mesmo após a aplicação das três principais etapas do processamento de dados de temperatura e condutividade podemos nos deparar com outros erros atribuídos, geralmente, aos sensores de salinidade, devido a própria engenharia dos sensores deste tipo e também porque estes dependem das medições de temperatura que ocorrem ao mesmo tempo. Este erro pode ter um caráter *constante* ou *progressivo*.

Quando o erro possui um caráter constante geralmente está relacionado com uma descalibração abrupta do sensor durante a expedição. Isto gera um desalinhamento constante positivo ou negativo durante todo o perfil. Se o erro possui um caráter progressivo este tende a aumentar em módulo com o passar do tempo, sendo linear ou não-linear.

Apesar do processamento básico não conseguir detectar e corrigir estes tipos de erro, podemos fazê-lo a partir de uma comparação do perfil T-S (temperatura por salinidade) das estações medidas na expedição com os dados climatológicos dos pontos mais próximos, isto nos resulta um diagrama que pode ser analisado visualmente em busca, principalmente, de desvios constantes dos perfis de salinidade. Esta é a etapa final do processamento dos dados hidrográficos.

Figura 8: Diagrama TS das estações e perfis climatológicos próximos para a radial 9.5 sul da ONE1



A Figura 8 ilustra bem a situação das radiais trabalhadas. Todas as seções apresentaram valores próximos ao previstos na climatologia.

### 4.2.3 Método Dinâmico

#### Geostrofia e Vento Térmico

Entende-se por geostrofia o equilíbrio entre a força gradiente de pressão e a força de Coriolis. Desta forma temos um número de Rossby e Ekman muito menores do que 1, resultando em um movimento essencialmente distante das condições consideráveis de atrito e em escala grande o suficiente para sofrer significativamente o efeito da rotação (CUSHMAN-ROISIN, 2011). Consequentemente temos uma redução da equação do movimento para os

seguintes termos:

$$-fv = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x}. \quad (5)$$

$$fu = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial y}. \quad (6)$$

$$\rho g = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial z}. \quad (7)$$

A Equação 5 representa a componente  $x$ , a Equação 6 a componente  $y$ ,  $f$  o parâmetro de coriolis, calculado por  $2\Omega \sin\theta$  ( $\theta$  é a latitude),  $\rho$  a densidade,  $\rho_o$  a densidade média da coluna d'água,  $P$  a pressão,  $u$  a velocidade zonal e  $v$  a velocidade meridional. Na componente  $z$  (Equação 7) sobra apenas o balanço hidrostático, ou seja, o equilíbrio entre gradiente de pressão vertical e a gravidade ( $g$ ).

Derivando qualquer uma destas componentes horizontais na componente  $z$  temos uma relação direta entre os gradientes horizontais de densidade e o cisalhamento vertical de velocidade na componente horizontalmente perpendicular (CUSHMAN-ROISIN, 2011), ou seja, para as Equações 5 e 6, substituindo o gradiente de pressão vertical com a Equação 7, teremos, respectivamente:

$$-f \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{g}{\rho_o} \frac{\partial \rho}{\partial x}. \quad (8)$$

$$f \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{g}{\rho_o} \frac{\partial \rho}{\partial y}. \quad (9)$$

A esta relação damos o nome de Princípio do Vento Térmico. (TALLEY et al., 2011).

O nome "Vento Térmico" se origina da meteorologia, pois na atmosfera a densidade depende mais intensamente da temperatura. Estas equações são a base para o Método Dinâmico Clássico que consiste em determinar um campo de velocidade geostrófica relativa a um nível de referência  $z_0$  a partir dos gradientes observados de temperatura e salinidade ao longo de uma seção. A determinação do nível de referência, usado para calcular a velocidade normal a seção, é considerado um problema clássico na Oceanografia (OLBERS; WILLEBRAND; EDEN, 2012).

Na meteorologia mede-se diretamente a pressão atmosférica e assim a utiliza para fazer estimativas de velocidade geostrófica a partir da derivação das componentes do vento térmico, mas na oceanografia é diferente, pois poucas variações na profundidade, devido a maior densidade da água em relação ao ar, provocam grandes variações na pressão. Desta forma, as estimativas de velocidade geostrófica nos oceanos só são possíveis a partir de medidas indiretas da pressão, a partir dos campos de densidade.

### A Formulação Clássica

O cálculo destes gradientes de pressão nos oceanos devem ser feitos ao longo de superfícies de mesma intensidade do efeito da gravidade, ou seja, superfícies *equigeopotenciais*, assim como se faz na meteorologia em relação ao geoide. Isso se deve ao fato de que pressão é uma força exercida sobre uma determinada área e que esta força, no caso, depende de uma aceleração muito específica, a aceleração da gravidade, ou seja, não se pode comparar pressões entre pontos de aceleração da gravidade diferente.

O **geopotencial** ( $\Phi$ ) pode ser obtido a partir da integral da aceleração da gravidade ao longo do eixo vertical:

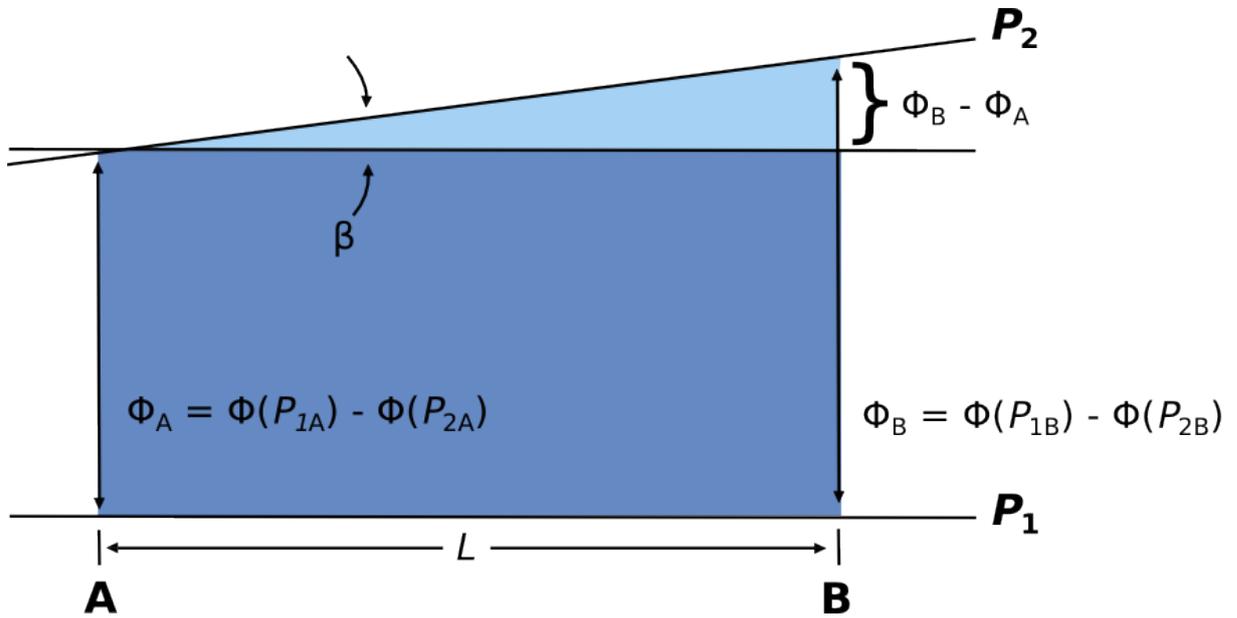
$$\Phi = \int_0^z g dz. \quad (10)$$

Como resultado temos que o geopotencial é o trabalho (em  $m^2s^{-2}$ ) realizado para deslocar 1 kg do nível do mar até o nível  $z$  qualquer ao longo do eixo vertical. Para obter  $\Phi$  é utilizada uma relação entre o gradiente de densidade ou do seu inverso, o volume específico com a gravidade aparente (TALLEY et al., 2011), pois a definição de *geopotencial* deriva do equilíbrio hidrostático:

$$d\Phi = g dz = -\alpha dp. \quad (11)$$

$\alpha$  na Equação 11 representa o volume específico, ou seja  $\rho^{-1}$ , calculado a partir da equação do estado  $\rho(S, T, P)$ , onde  $S$  é a salinidade,  $T$  a temperatura e  $P$  a pressão. Desta forma, temos como calcular a velocidade relativa entre dois perfis de densidade a partir da inclinação das linhas equigeopotenciais em relação às linhas isobáricas.

Figura 9: Desenho ilustrativo do cálculo da velocidade geostrófica a partir de dados hidrográficos. A e B são perfis hidrográficos



Adaptado de Stewart (2006).

Então o primeiro passo é calcular a diferença de geopotencial entre as duas estações hidrográficas para cada nível fixo de pressão, ou seja,  $\Phi_B - \Phi_A$ . Logo após, aplicamos essa diferença na equação resultante da combinação das Equações 8 e 11, onde encontramos a velocidade  $v$  em relação a um nível isobárico de referência  $p_{ref}$  entre duas estações dispostas zonalmente a partir de seus perfis de geopotencial.

$$V - V_{ref} = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Delta \Phi}{\partial x}. \quad (12)$$

Podemos reescrever a Equação 12 com os símbolos da Figura 9:

$$V_{P2} - V_{P1} = -\frac{1}{f} \frac{\Phi_B - \Phi_A}{L}. \quad (13)$$

A Equação 13 retorna então uma velocidade do ponto médio entre as estações em uma determinada profundidade relativa a outra profundidade, ou seja, para que este método seja válido, é necessário uma velocidade de referência. Esta velocidade normalmente é a do nível de não-movimento, ou seja, é tomada como nula. O Método Dinâmico Clássico estipula um nível de não-movimento fixo, através do qual será feito o cálculo geostrófico entre todas as estações. Como esta equação depende do inverso do parâmetro de coriolis para a região, quanto mais próximo do equador as velocidades estimadas tendem ao infinito, ou seja, o método não é aplicável para latitudes muito próximas à  $0^\circ$ .

#### 4.2.4 Método Dinâmico Referenciado

Pickart e Lindstrom (1994) compararam técnicas de referenciamento para o método dinâmico e encontraram bons resultados no referenciamento fixo de dados de ADCP. A nossa proposta é de utilizar e assim, validar uma variante deste método, considerando níveis variados de referência que tenham como base a menor raiz do erro médio quadrático para cada par de estações. Este método, descrito por Biló et al. (2014) exige que a busca pelo nível de referência obedeça a dois critérios:

1. Esteja fora da camada ageostrófica;
2. Dentro do alcance aceitável para o ADCP de casco;

Em razão da proximidade com o equador e conseqüente redução do efeito da rotação, foi utilizada uma profundidade fixa de camada ageostrófica de 100 m. O parâmetro de Coriolis médio para cada radial foi utilizado, considerando movimento não divergente e o Método Dinâmico Referenciado só foi aplicado para radiais que se encontram além de 2 graus de latitude. Já para a questão do alcance do ADCP, seguindo as especificações do equipamento presente nos relatórios das expedições nos leva a um nível de referência de, no máximo, 400 metros para o método. Desta forma, temos níveis de referência entre 100 e 400 metros.

Para evitar interferência ageostrófica no cálculo da raiz do erro quadrático médio,  $remqn$  (Equação 14), adaptamos a metodologia de Biló et al. (2014) calculando apenas para profundidades dentro do intervalo de 100 a 400 metros.

$$\frac{remqn}{100} = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n [G_i - A_i]^2}{n}}}{\bar{A}}. \quad (14)$$

Sendo  $G$  e  $A$ , respectivamente os dados de velocidade geostrófica referenciada pelos dados de ADCP e o perfil médio de ADCP para o par de estação. Desta forma, o método calcula o  $remqn$  para todos os níveis possíveis entre 100 e 400 metros e o nível escolhido será o que apresentar o menor  $remqn$ .

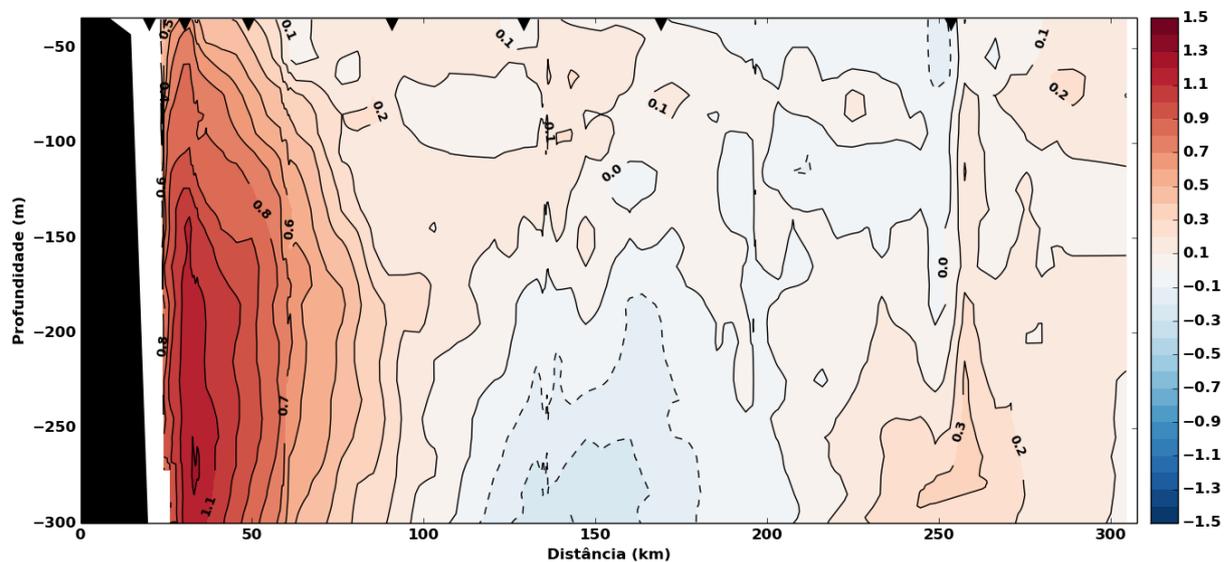
## 5 RESULTADOS

### 5.1 Verificação do Método

Com o objetivo de seguir o curso do sistema de correntes estudado, iniciaremos a apresentação a partir da seção mais ao sul até a seção mais ao norte. A verificação do método se organizará da seguinte forma: Primeiro serão apresentados os dados brutos de ADCP para as seções; depois serão apresentados os dados promediados e apresentadas as suas diferenças principais; ao fim serão comparadas as estimativas obtidas a partir do MDR com os dados brutos e promediados de ADCP para os primeiros 300 metros. Desta forma, começaremos com a seção de ADCP bruto de  $9,5^\circ$  S.

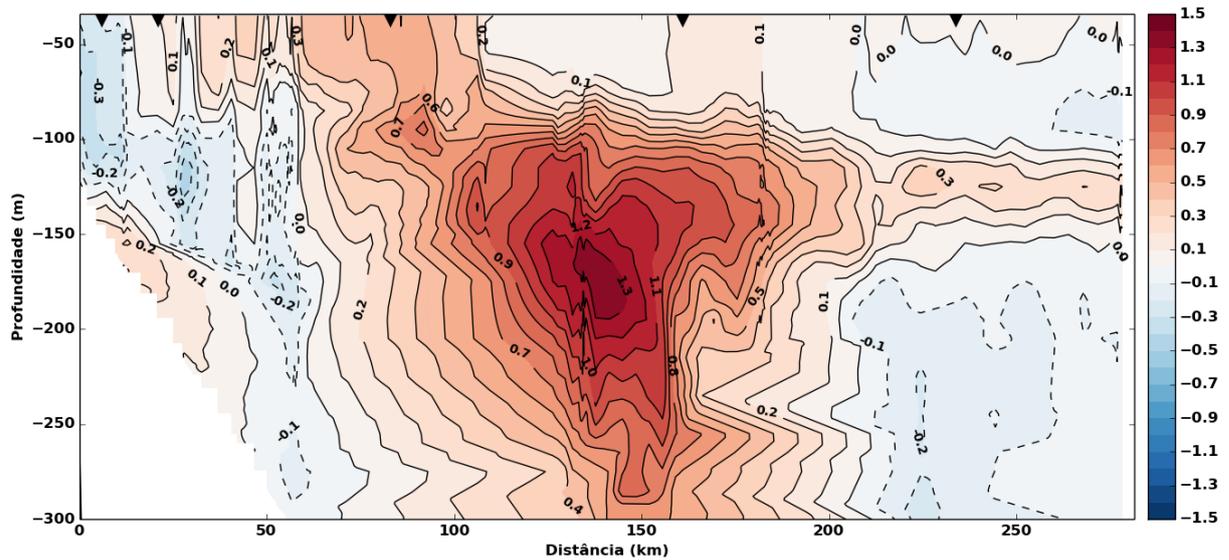
Com um núcleo de subsuperfície dominante a ainda chamada Subcorrente Norte do Brasil (SNB) apresenta um pico de velocidade de  $1,2 \text{ ms}^{-1}$  junto ao talude em uma profundidade de cerca de 260 metros, apresentando uma taxa de variação vertical de  $0,002 \text{ ms}^{-1}$  por cada metro percorrido em direção ao núcleo. Considerando a isotaca de  $0,2 \text{ ms}^{-1}$ , temos uma corrente com quase 70 km de largura na radial de  $9,5^\circ$  S (Figura 10).

Figura 10: Seção de dados de ADCP brutos para a radial  $9,5^\circ$  S. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD.



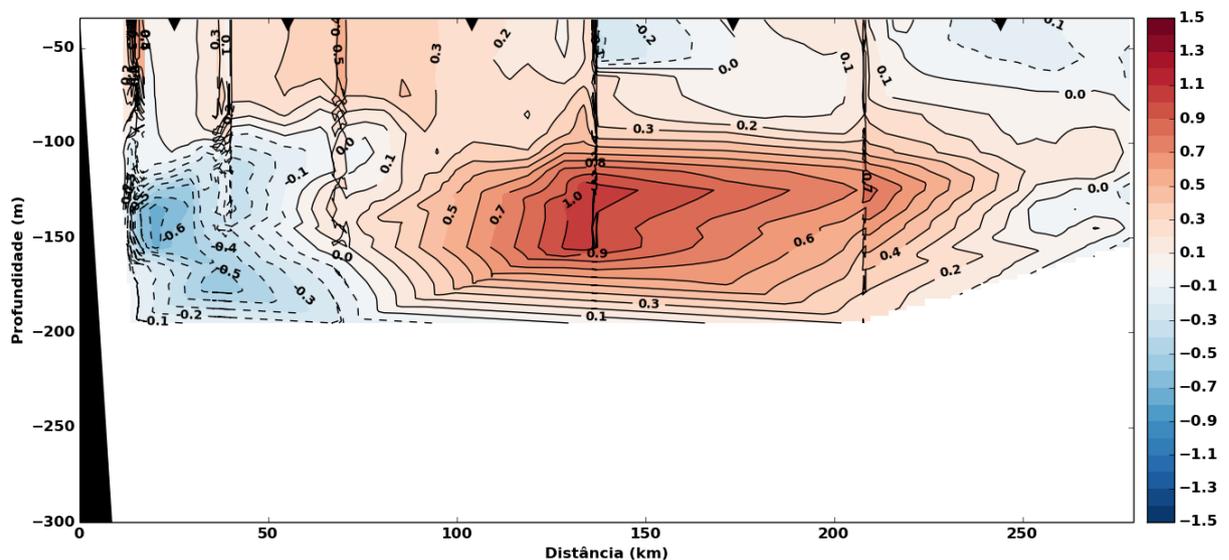
Já na radial  $37^\circ$  W, temos uma velocidade máxima no núcleo de  $1,3 \text{ ms}^{-1}$  em aproximadamente 160 metros de profundidade, apresentando, desta forma, um núcleo bem mais superficial do que o encontrado na radial  $9,5^\circ$  S. A taxa de variação vertical da velocidade é de  $0,007 \text{ ms}^{-1}$  por cada metro de profundidade e a largura da corrente, considerando a isotaca de  $0,2 \text{ ms}^{-1}$  é de aproximados 150 km. Em comparação com a radial mais ao sul, observa-se um afastamento da corrente em relação à costa e a presença de um escoamento no sentido inverso, gerando um giro anticiclônico (Figura 11).

Figura 11: Seção de dados de ADCP brutos para a radial 37° W. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD.



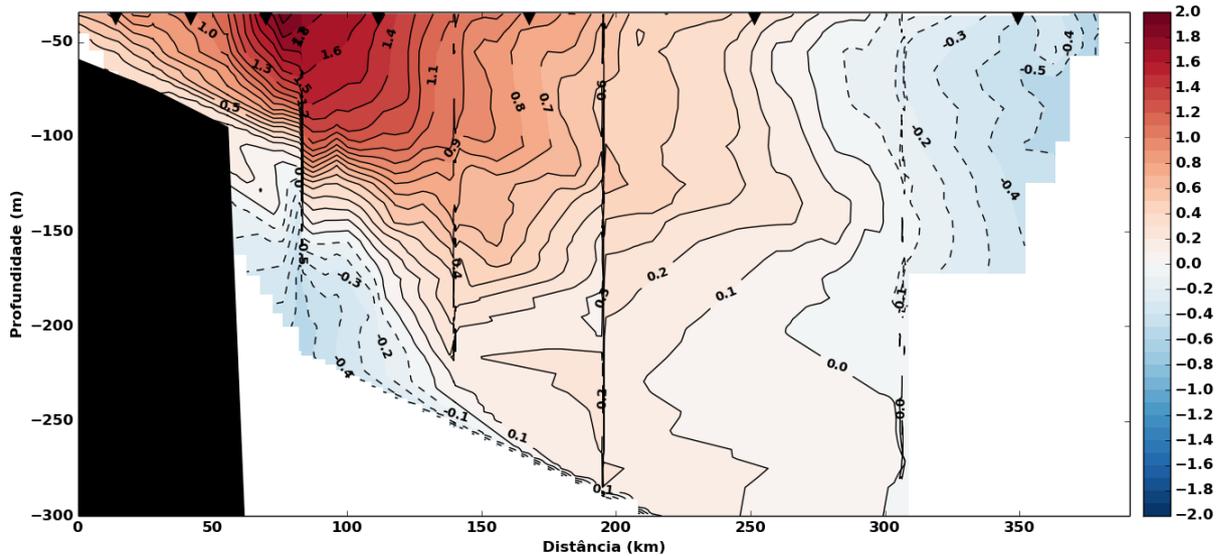
Duas radiais foram escolhidas da expedição ONEII, a 37° W, apresentada anteriormente que já é bem próxima do equador (Figura 6) e a 38° W que é ainda mais próxima do equador. Apesar da menor qualidade nos dados de ADCP, podemos observar dois núcleos bem definidos, um direcionado para o norte, com máximo de  $1 \text{ ms}^{-1}$  por volta de 140 metros de profundidade e outro direcionado para o sul, junto ao talude, referente a um anticiclone, o chamado vórtice potiguar, com máximo de  $0,6 \text{ ms}^{-1}$ . Nesta seção a SNB apresenta cerca de 175 km de largura e seu núcleo se encontra em uma posição um pouco mais superficial do que o da seção a juzante, a 37° W. A taxa vertical de aumento da velocidade no perfil que se encontra o núcleo é de cerca de  $0,008 \text{ ms}^{-1}$  por cada metro de profundidade percorrido.

Figura 12: Seção de dados de ADCP brutos para a radial 38° W. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD.



Para a única radial do hemisfério norte, a  $4^\circ$  N temos uma condição bastante diferente. A agora chamada Corrente Norte do Brasil (CNB) apresenta um núcleo de superfície com velocidade máxima de  $1,9 \text{ ms}^{-1}$  e mostra sinais claros de sua retroflexão, demonstrando um escoamento no sentido contrário offshore. Considerando a isotaca de  $0,2 \text{ ms}^{-1}$  a CNB apresenta quase 250 km de largura e 220 metros de profundidade.

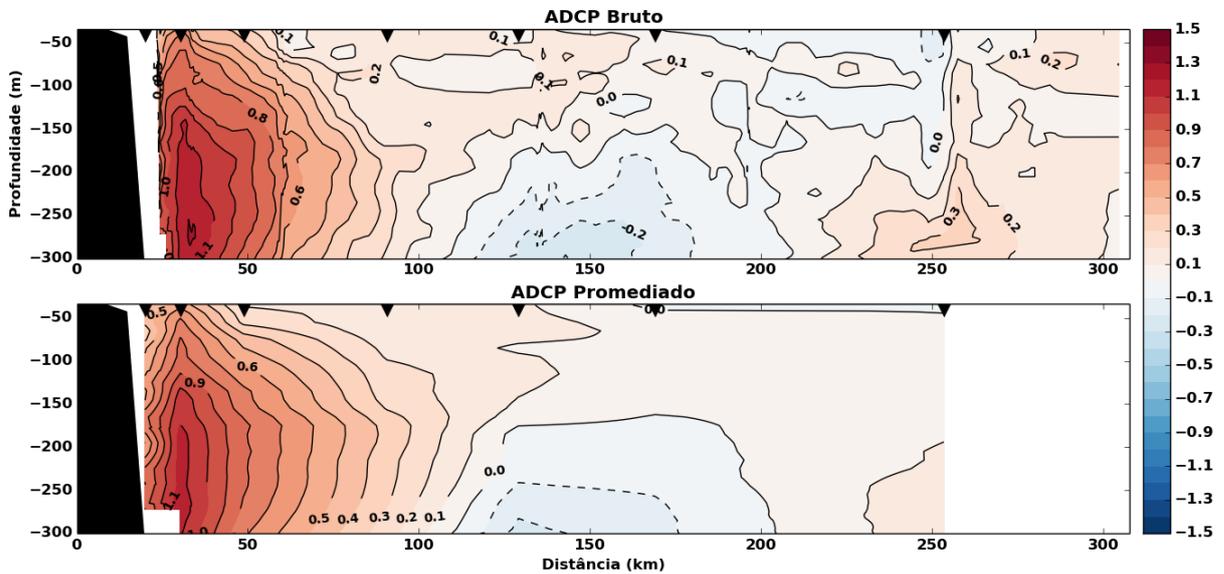
Figura 13: Seção de dados de ADCP brutos para a radial  $4^\circ$  N. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD.



Os dados de ADCP brutos são o mais próximo da realidade que temos para estas radiais, mas apesar do maior nível de confiabilidade, é impossível utilizá-los para o referenciamento no Método Dinâmico. Desta forma, partindo do pressuposto que o Método Dinâmico Clássico retorna estimativas médias de velocidade entre estações de CTD, fez-se necessário a promediação destes dados brutos de ADCP para os pontos médios, os mesmos apresentados nas figuras como triângulos pretos. Esta promediação, é claro, reduzirá a resolução espacial dos dados e deixará de considerar a variabilidade que pode ocorrer entre duas estações de CTD.

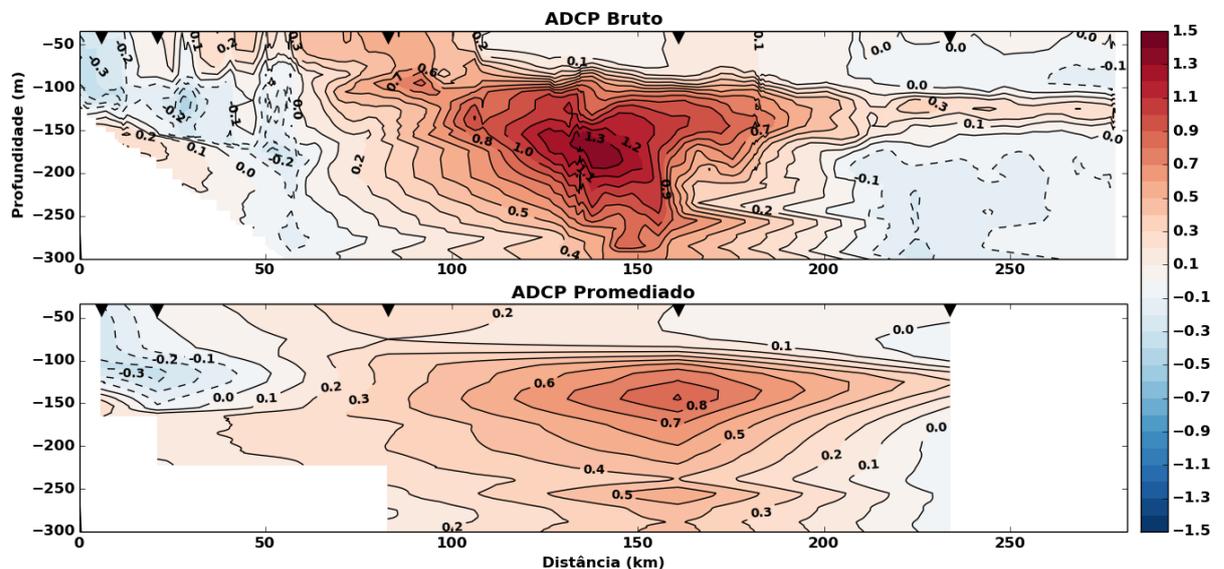
Na radial  $9,5^\circ$  S a promediação alterou muito pouco a largura e profundidade, mas principalmente a intensidade das velocidades de núcleo (Figura 14). A SNB apresenta uma velocidade máxima de  $1,1 \text{ ms}^{-1}$ ,  $0,1 \text{ ms}^{-1}$  menor do que a dos dados brutos.

Figura 14: Seção de dados de ADCP brutos comparados com a sua seção promediada. Radial 9,5° S. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD.



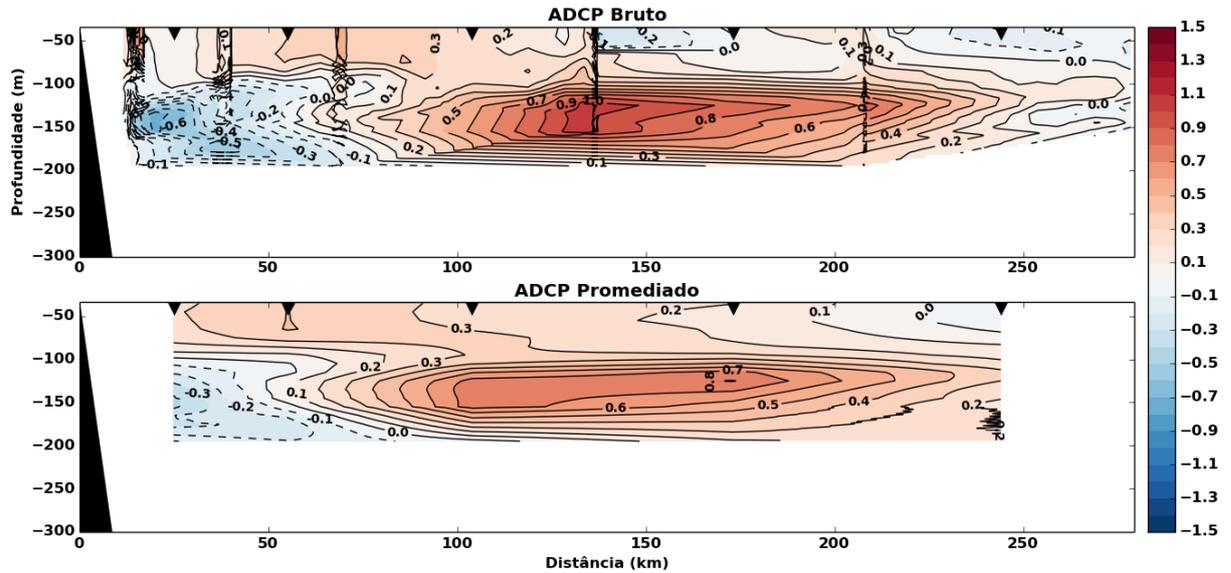
O principal problema encontrado nessa promediação ocorreu para as radiais em que a corrente se distanciou da costa, pois a escolha das estações de CTD priorizou o talude, aumentando o espaçamento a medida que se distanciava da costa que, infelizmente, coincidiu com as radiais mais próximas do equador. Isto fez com que tanto a posição, quanto a intensidade da corrente fosse alterada depois da promediação. No caso da Radial 37° W, o núcleo da corrente se deslocou quase 25 km em direção offshore e a sua velocidade máxima, antes de  $1,3 \text{ ms}^{-1}$ , foi subestimada, chegando a  $0,9 \text{ ms}^{-1}$ . A profundidade de núcleo, de cerca de 125 m é mais superficial do que a apresentada pelo dado bruto, de 160 m. Apesar disso, a largura foi mantida. (Figura 15).

Figura 15: Seção de dados de ADCP brutos comparados com a sua seção promediada. Radial 37° W. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD.



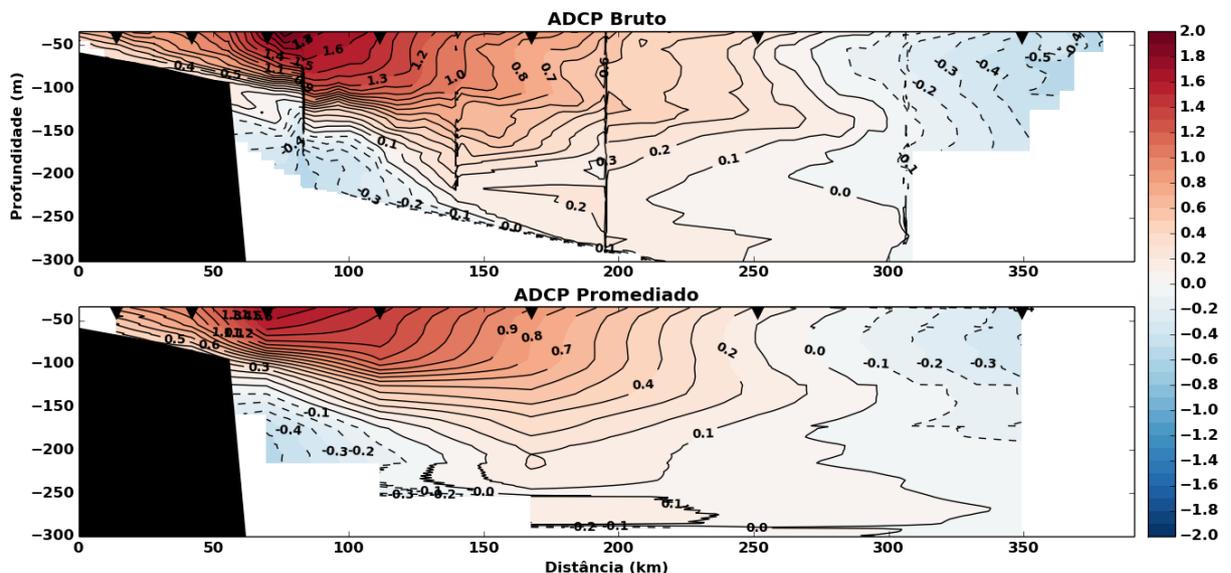
Já para a radial 38° W a forma e posição se mantiveram, mas as velocidades foram subestimadas, apresentando variação de até  $0,3 \text{ ms}^{-1}$  no núcleo da corrente. Apesar das diferenças, a profundidade do núcleo também foi mantida.

Figura 16: Seção de dados de ADCP brutos comparados com a sua seção promediada. Radial 38° W. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD.



Na seção mais ao norte, a 4° N, podemos perceber que, por a corrente voltar a se aproximar da costa, a melhor resolução espacial das estações de CTD gerou melhores resultados à promediação, que manteve a forma e posição, subestimando apenas as velocidades em  $0,2 \text{ ms}^{-1}$ .

Figura 17: Seção de dados de ADCP brutos comparados com a sua seção promediada. Radial 4° N. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD.

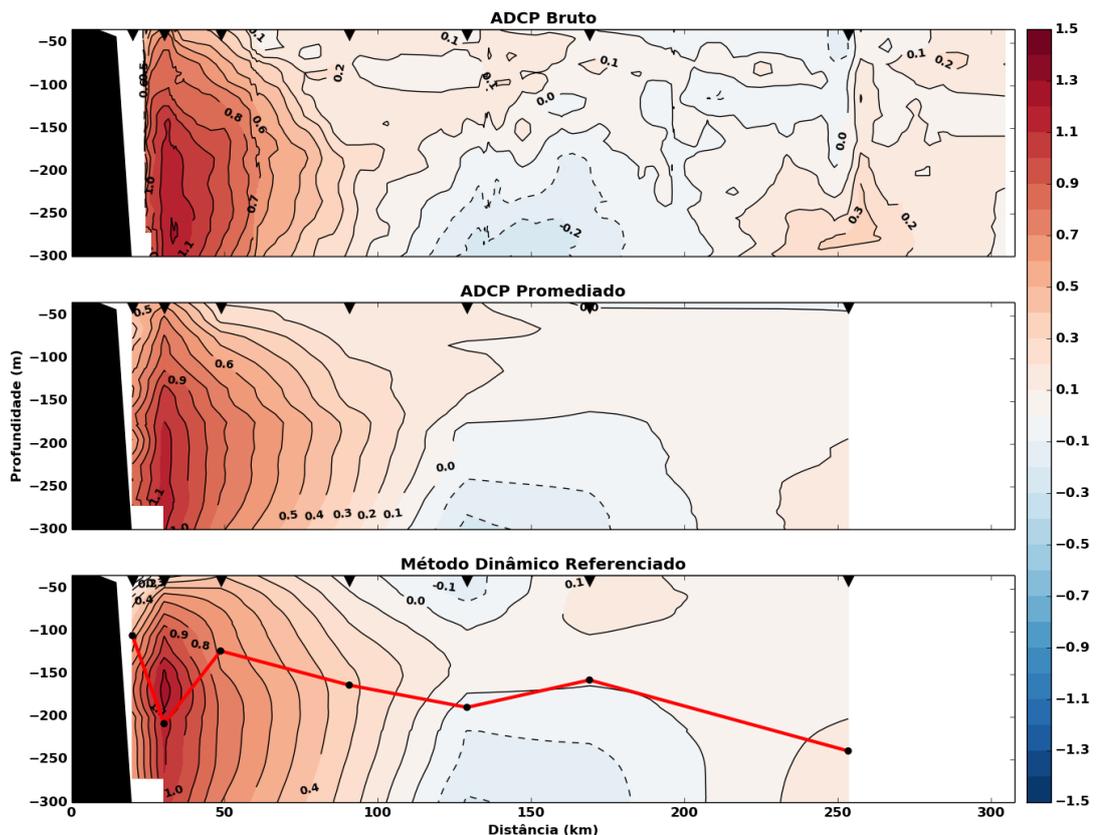


Após a promediação, os dados de ADCP podem ser utilizados para referenciar o

Método Dinâmico calculado a partir dos dados de CTD, pois estão na mesma resolução espacial.

Em comparação com os dados de ADCP, na estimativa de velocidade para a radial 9,5° S, apesar de ter sido referenciada pelos dados de ADCP promediados, a SNB apresentou velocidade máxima de  $1,2 \text{ ms}^{-1}$ , a mesma dos dados brutos. A profundidade da velocidade máxima foi de cerca de 175 m de profundidade, apresentando assim um núcleo mais raso do que o demonstrado pelos dados de ADCP, cerca de 260 m. Apesar desta diferença no pico de velocidade, a isotaca de  $1,1 \text{ ms}^{-1}$  apresenta-se com praticamente o mesmo comprimento vertical. Outra diferença quanto à estimativa por MDR ocorreu para largura da corrente, onde se verifica um aumento gradual, mesmo que muito pequeno, da sua largura se considerarmos a isotaca de  $0,2 \text{ ms}^{-1}$ . O transporte da ACAS, onde se situa o núcleo da SNB, foi de cerca de  $12,6 \text{ Sv}$  para a seção de MDR e  $14,3 \text{ Sv}$  para seção de ADCP promediado.

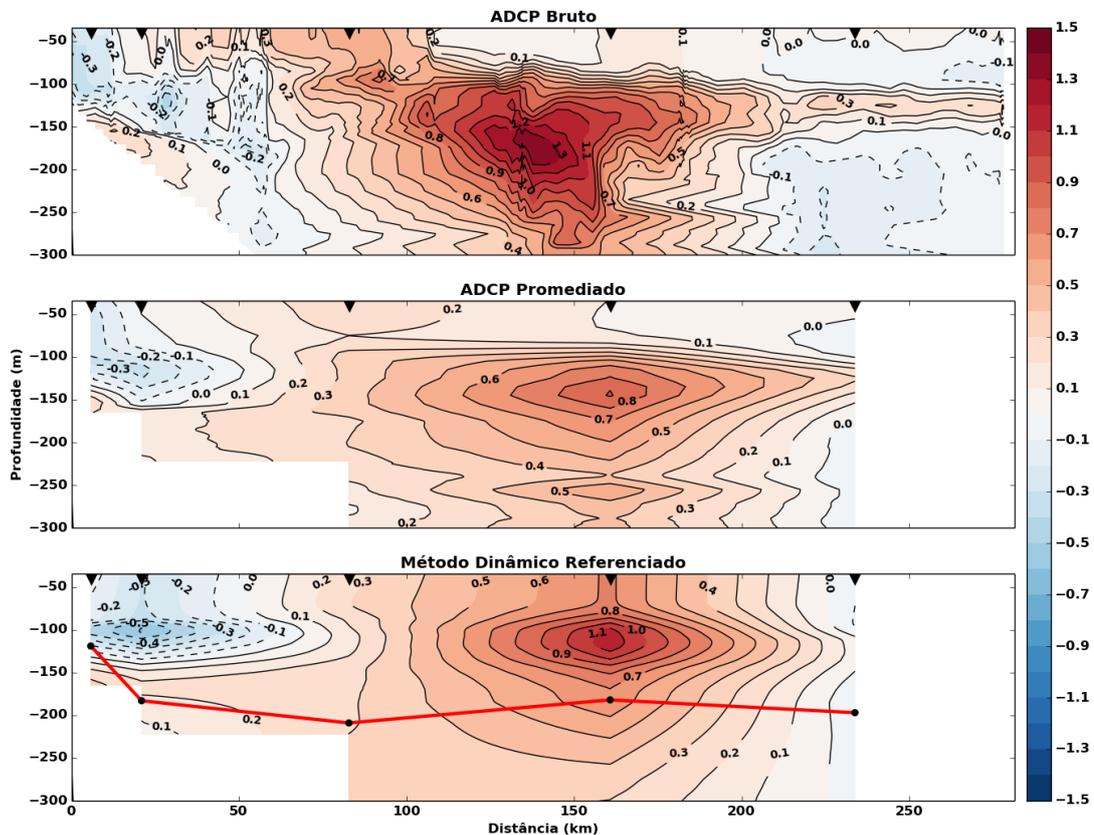
Figura 18: Seção de dados de ADCP brutos comparados com a sua seção promediada e à seção de MDR. Radial 9,5° S. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. Os pontos pretos sobre a linha vermelha representam as profundidades nas quais o MDR foi referenciado



Para a radial 37° W observamos o mesmo padrão de aumento da velocidade de núcleo pela seção do MDR,  $1,1 \text{ ms}^{-1}$ , cerca de  $0,2 \text{ ms}^{-1}$  a mais do que a seção de ADCP promediado e  $0,2 \text{ ms}^{-1}$  a menos do que a apresentada pelos dados brutos de ADCP. Isto ocorre

porque o Método Dinâmico Clássico retorna gradientes de velocidade muito próximos da realidade que, quando referenciados, mesmo com dados de ADCP promediados, retornam valores mais próximos dos dados brutos do que dos dados utilizados para o referenciamento. A profundidade do núcleo de cerca de 125 m foi mantida dos dados de ADCP promediados e a largura da SNB na seção de MDR foi ligeiramente menor do que a dos dados de ADCP promediados. O transporte da ACAS pela SNB foi de 14,3 Sv na seção de MDR e 13,7 Sv na seção de ADCP promediado.

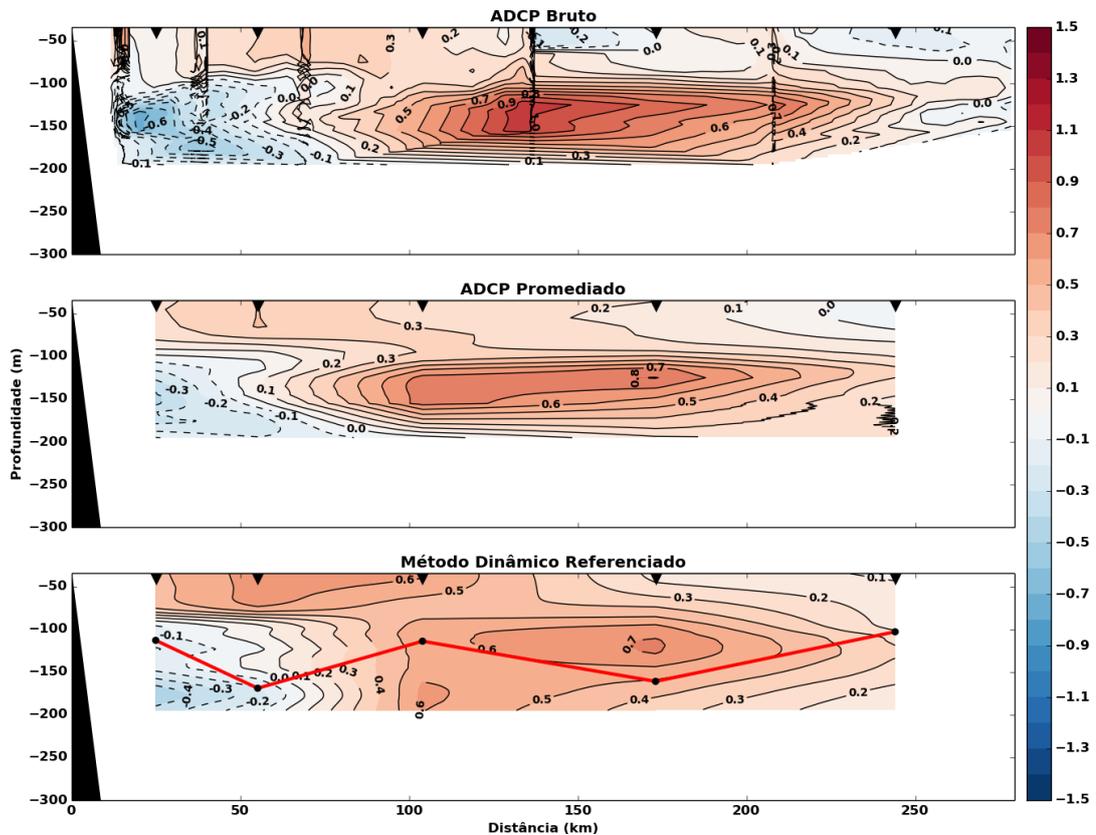
Figura 19: Seção de dados de ADCP brutos comparados com a sua seção promediada e à seção de MDR. Radial 37° W. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. Os pontos pretos sobre a linha vermelha representam as profundidades nas quais o MDR foi referenciado



Para a radial 38° W a seção de MDR apresentou algumas distorções. A velocidade máxima do núcleo da SNB é de  $0,7 \text{ ms}^{-1}$ , a mesma dos dados de ADCP promediados. A seção de MDR apresentou um núcleo de superfície de velocidade máxima de  $0,6 \text{ ms}^{-1}$  que não aparece em nenhuma das seções de ADCP com a mesma intensidade. Esta radial apresentou a menor qualidade de dados de ADCP e resolução espacial das estações de CTD. Mesmo alcançando apenas 200 metros, o transporte calculado para a ACAS foi de 9,1 Sv para a seção de MDR, muito próximo dos 8,7 Sv da seção de ADCP. Este transporte não representa todo

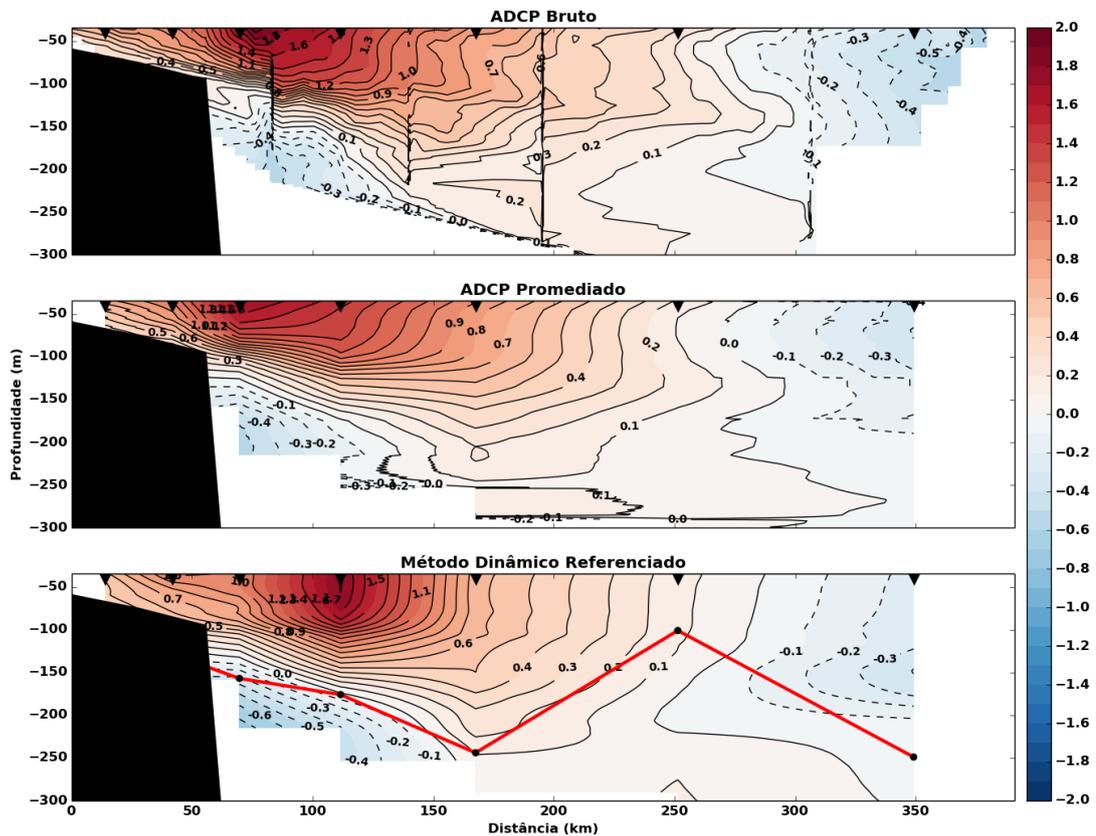
o transporte sob domínio da ACAS, pois os dados de ADCP não chegaram ao seu limite inferior, por volta de 350 m na região. Apesar das distorções nos valores e posição do núcleo, a profundidade e largura da SNB foi mantida.

Figura 20: Seção de dados de ADCP brutos comparados com a sua seção promediada e à seção de MDR. Radial 38° W. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. Os pontos pretos sobre a linha vermelha representam as profundidades nas quais o MDR foi referenciado



Para a radial mais ao norte, a 4° N, mesmo bastante próxima do equador, esta apresentou bons resultados. A distorção próximo a costa se deve ao fato de que os dados de CTD precisaram ser extrapolados a partir do gradiente horizontal para que houvesse valor no nível de referência. A velocidade de núcleo de  $1,7 \text{ ms}^{-1}$  é muito próxima da apresentada pelas seções de ADCP bruto ( $1,9 \text{ ms}^{-1}$ ) e ADCP promediado ( $1,8 \text{ ms}^{-1}$ ). A profundidade e forma da CNB foi mantida com apenas um deslocamento do seu núcleo em direção offshore. Apesar das semelhanças, sua retroflexão apresentou diferença na profundidade e forma, com um núcleo mais de subsuperfície. A seção de ADCP promediado apresentou cerca de 12,3 Sv de transporte de águas superficiais e 6,9 Sv sob domínio da ACAS, já a seção de MDR 12,9 Sv para águas superficiais e 7,4 Sv sob domínio da ACAS.

Figura 21: Seção de dados de ADCP brutos comparados com a sua seção promediada e à seção de MDR. Radial 4° N. Os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. Os pontos pretos sobre a linha vermelha representam as profundidades nas quais o MDR foi referenciado



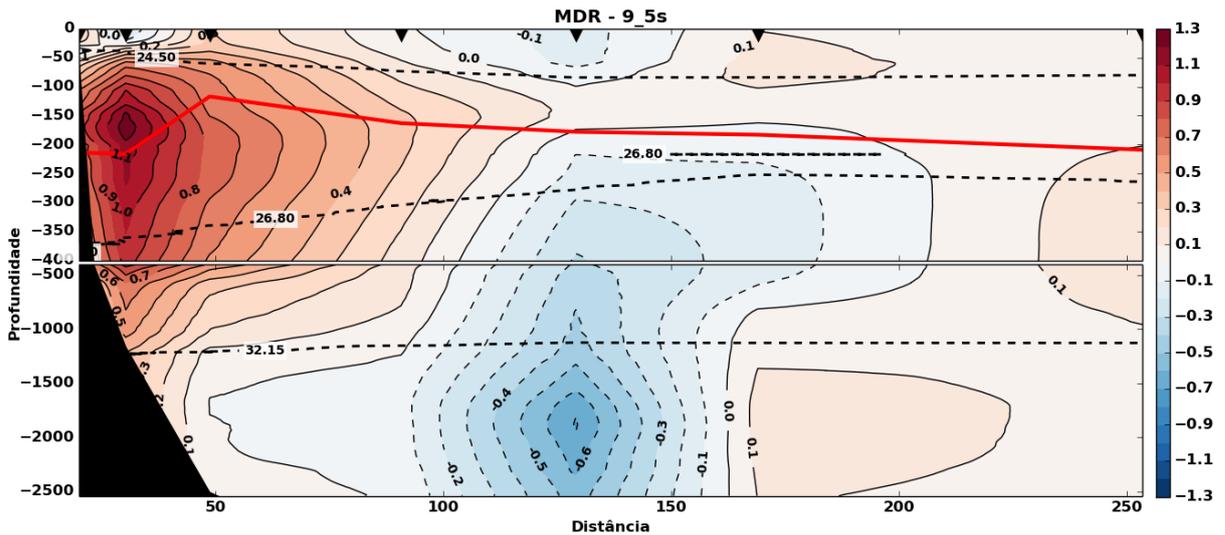
## 5.2 Seções completas de Velocidade Geostrófica Referenciada

Visto que a robustez do sistema de correntes da região pôde ser representado pelo MDR, tanto quanto ao transporte, como também quanto aos valores máximos de velocidade, não é preciso mais se restringir aos primeiros 300 m. Desta forma, esta subseção dos resultados consiste em apresentar as seções completas de velocidades estimadas a partir do MDR. Como foi convencionado anteriormente, iniciará a apresentação a partir da radial mais ao sul, a 9,5° S.

Na radial 9,5° S temos como destaque a SNB com núcleo de subsuperfície (aproximadamente 175 metros) com velocidade máxima de 1,2 m por segundo (Figura 18) e transporte total de 31,9 Sv para o norte (Tabela 2). A extensão da SNB alcança uma profundidade máxima entre 1000 e 1500 metros e esta apresenta uma possível retroflexão sob domínio da AIA com transporte de 9,6 Sv também citada por Schott et al. (2005). Esta retroflexão reduz seu transporte líquido para 22,3 Sv. Da superfície até o núcleo temos uma taxa de aumento de velocidade de cerca de  $0,8 \text{ cm s}^{-1}$ .

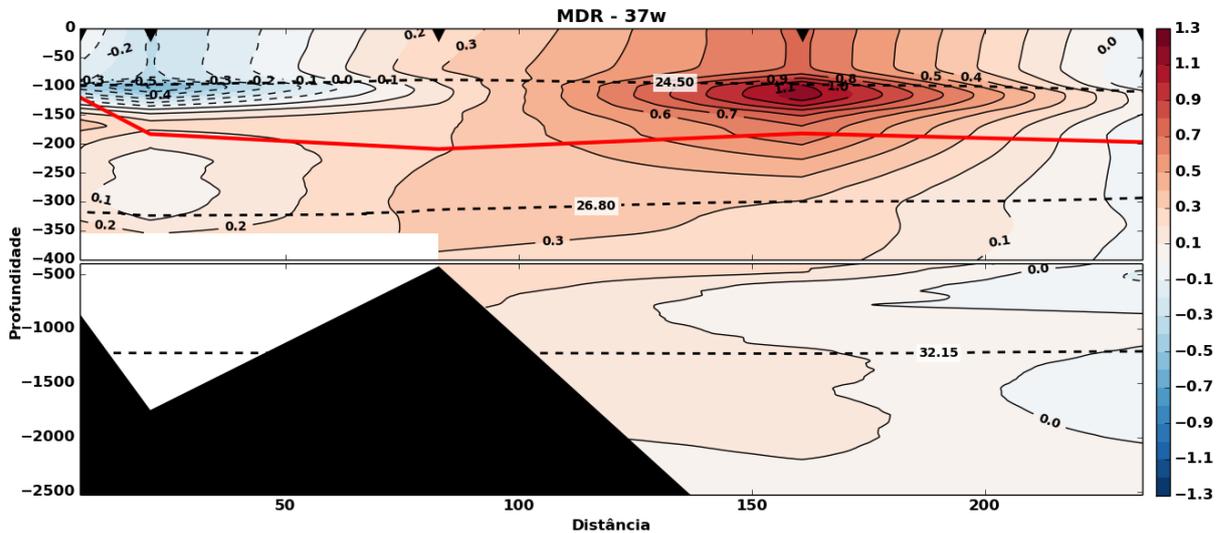
Nesta seção também é possível observar um escoamento significativo para o sul sob domínio da APAN. Esta corrente, também denominada de Corrente Profunda de Contorno Oeste (CCP) possui um transporte de até 19 Sv na direção sul.

Figura 22: Velocidade geostrófica estimada a partir do MDR para a radial 9,5° S da ONEI. A linha vermelha representa os níveis de referência utilizados e os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. Colorbar de -1.3 a 1.3.



De acordo com Schott et al. (1998), entre 35°W e 40°W a SNB tende a perder força em subsuperfície, em grande parte devido à retroflexão que alimenta a Subcorrente Sul Equatorial e passa a ter um núcleo de superfície devido ao input originado pelos ramos central e equatorial da CSE. Isto é observado como uma redução no transporte sob domínio da ACAS da radial 37°W para a 38°W, mas isto também se deve em parte pela promediação entre estações muito espaçadas. O transporte da SNB chega ao total de quase 27,9 Sv em 37°W, mas para o transporte líquido é preciso descontar o escoamento inverso referente ao Vórtice Potiguar. Desta forma temos um transporte líquido de 25,3 Sv em 37°W.

Figura 23: Velocidade geostrófica estimada a partir do MDR para a radial 37° W da ONEII. A linha vermelha representa os níveis de referência utilizados e os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. Colorbar de -1.3 a 1.3.



Em 38°W vemos uma distinção de dois núcleos, um de superfície e um de subsuperfície. Esta distinção está bem menos evidente nos dados de adcp (Figura 20), apesar de também apresentar valores próximos aos  $0,4 \text{ ms}^{-1}$ . O transporte líquido da SNB nesta seção chega aos 21 Sv (23 Sv menos cerca de 2 Sv do escoamento inverso referente ao vórtice). Nesta seção mais uma vez é possível observar o núcleo da CCP, transportando a APAN com valores de até 21 Sv na direção sul.

Nesta seção é possível verificar velocidades positivas consideráveis (até 0.2 m/s) em até 1500 metros, esta tendência não pôde ser verificada nos dados observados devido ao alcance do ADCP podendo estar também relacionada a uma distorção das isopicnais quando se aproximam de montes submarinos, muito frequentes nessa região (Figura 1). Por este motivo o transporte positivo desta camada foi ignorado.

Figura 24: Velocidade geostrófica estimada a partir do MDR para a radial 38° W da ONEII. A linha vermelha representa os níveis de referência utilizados e os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. Colorbar de -1.3 a 1.3.

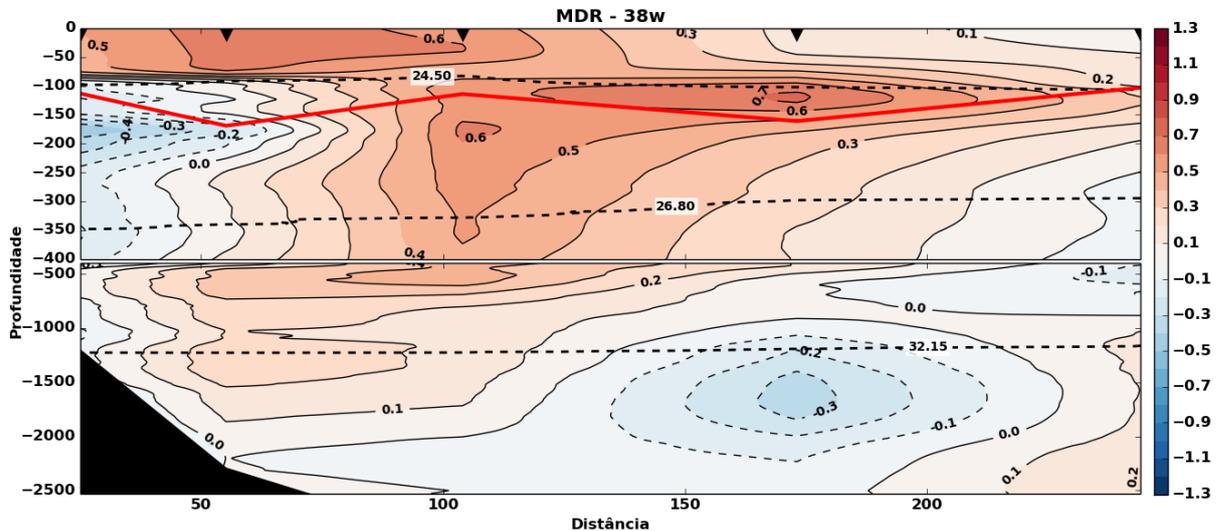


Tabela 2: Transporte da SNB normal às radiais de MDR em sverdrup. O positivo se direciona para o norte.

| Densidade    | Massa d'água | 9,5° S | 37° W | 38° W |
|--------------|--------------|--------|-------|-------|
| <24,5        | Superficiais | 1,1    | 4,2   | 6,0   |
| 24,5–26,8    | ACAS         | 12,6   | 14,3  | 17,0  |
| 26,8–32,15   | AIA          | 18,2   | 9,4   | //    |
| <b>Total</b> |              | 31,9   | 27,9  | 23    |

O transporte calculado através dos dados de ADCP só poderam ser realizados nas duas camadas mais superficiais e apenas nas radiais que apresentaram uma maior homogeneidade de dados, sem muitas lacunas. A Tabela 3 apresenta estes valores.

Tabela 3: Transporte da SNB/CNB normal às radiais de ADCP em sverdrup. O positivo se direciona para o norte.

| Densidade    | Massa d'água | 9,5° S | 37° W | 4° N (CNB) |
|--------------|--------------|--------|-------|------------|
| <24,5        | Superficiais | 1      | 2     | 12,3       |
| 24,5–26,8    | ACAS         | 14,3   | 13,7  | 6,9        |
| <b>Total</b> |              | 15,3   | 15,7  | 19,2       |

Ao norte pode-se observar claramente um núcleo de superfície com extensão máxima de 250 metros de profundidade e velocidade de núcleo de  $1,7 \text{ ms}^{-1}$  (Figura 25), a CNB toma destaque com um transporte de 20,3 Sv (Tabela 4). Abaixo dela se encontra a corrente equivalente à SNB do hemisfério norte, a Subcorrente das Guianas (SG), com um transporte de 22 Sv em direção ao sul sob domínio da AIA. Nesta radial também é possível observar parte da retroflexão da CNB com transporte de quase 4,5 Sv para o sul e também um escoamento sob domínio da APAN junto ao sopé continental.

Figura 25: Velocidade geostrófica estimada a partir do MDR para a radial 4° N da ONII. A linha vermelha representa os níveis de referência utilizados e os triângulos pretos representam os pontos médios entre as estações de CTD. Colorbar de -2 a 2.

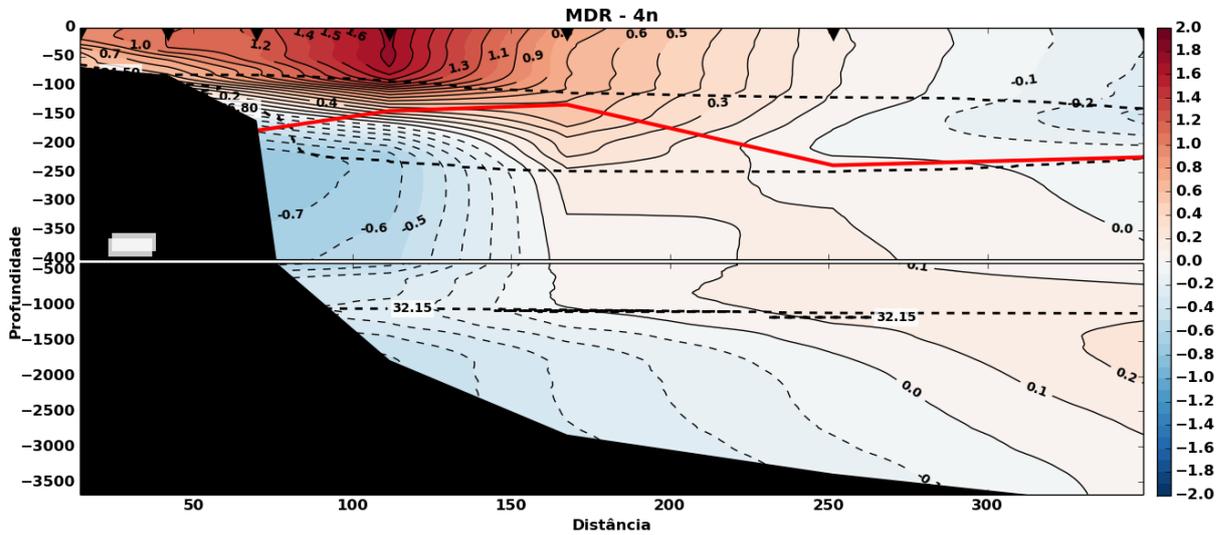


Tabela 4: Transporte da CNB e SG normal à radial 4°N em sverdrup. O positivo se direciona para o norte.

| Densidade    | Massa d'água | CNB  | SG  |
|--------------|--------------|------|-----|
| <24,5        | Superficiais | 12,9 | //  |
| 24,5–26,8    | ACAS         | 7,3  | -3  |
| 26,8–32,15   | AIA          | //   | -19 |
| <b>Total</b> |              | 20,3 | -22 |

## 6 SÍNTESE E CONCLUSÕES

Bourles, Gouriou e Chuchla (1999) e Bourles et al. (1999) calcularam o transporte nas duas primeiras camadas somando um total que varia entre 17,1 e 26,7 Sv em 44° W. Estes valores foram muito próximos dos calculados por Schott et al. (1998) assim como apresentado por este trabalho em 4° N, 20,3 Sv. O transporte observado foi de 19,2 Sv, bem próximo do estimado a partir de MDR.

Em geral, o transporte calculado a partir das seções de MDR apresentaram uma tendência de superestimação dos valores, com exceção da radial 9,5° S. Nesta radial, com domínio principal da SNB, o transporte total estimado pelo MDR foi de 31,9 Sv, este valor, calculado pelo somatório das 3 primeiras camadas se encontra dentro do intervalo calculado por Schott et al. (2005) de 18 à 32,8 Sv a partir de seções temporais de LADCP em 11° S.

A 38° W apresentou um transporte de 23 Sv, também similar ao da literatura. Schott et al. (1998) calculou valores de transporte em uma radial relativamente próxima (35° W) e chegou a um intervalo entre 21,3 e 34,3 Sv para as duas primeiras camadas. A única radial que apresentou valores diferentes dos trabalhos pretéritos foi a 37° W, com 18,5 Sv totais para as duas primeiras camadas. Apesar desta subestimação em relação à literatura, o transporte calculado a partir dos dados observados apresentou um valor ainda menor, de 15,7 Sv. Todos os trabalhos com séries temporais de dados coletados na região chegaram a valores de quase uma dezena de desvio padrão para o transporte do sistema SNB/CNB, mostrando uma variação considerável, principalmente sazonal.

Em relação à magnitude, pôde-se observar que a velocidade máxima de núcleo do sistema SNB/CNB foi muito bem representada pelo MDR, apresentando poucas diferenças que na maioria dos casos não passou de 10  $\text{cms}^{-1}$ , com exceção da radial 37° W que apresentou diferença de 20  $\text{cms}^{-1}$ . Para a CCP, a velocidade de núcleo de 0,6  $\text{ms}^{-1}$  na radial 9,5° S apresenta uma diferença de 20  $\text{cms}^{-1}$  do maior valor encontrado por Schott et al. (2005) que foi de 0,4  $\text{cms}^{-1}$ .

Tabela 5: Síntese das comparações entre os resultados de transporte e a bibliografia.

| Expedição      | Referência  | Este Trabalho |
|----------------|---|---------------|
| ONE I (9,5° S) | Schott (2005), 18 - 32,8 Sv em 11° S              | 31,9 Sv       |
| ONE II (37° W) | Schott (1998), 21,3 - 34,3 Sv em 35° W            | 18,5* Sv      |
| ONE II (38° W) | Schott (1998), 21,3 - 34,3 Sv em 35° W            | 23 Sv         |
| ON II (4° N)   | Bourles et al. (1999), 17,1 - 26,7 Sv em 44° W ** | 20,3 Sv       |

\*: Velocidade observada apresentou transporte de 15,7 Sv.

\*\*: Para as duas primeiras camadas (AT e ACAS).

Os maiores problemas encontrados quanto à utilização do método consiste na qualidade dos dados de ADCP e alcance máximo e, principalmente, o espaçamento das estações de CTD, pois para que o Método Dinâmico possa ser referenciado é preciso realizar a promediação dos dados de ADCP para os pontos médios entre as estações. Este problema foi muito evidente nas radiais 37° W e 38° W, pois a malha da expedição priorizou as áreas mais próximas à costa

e nessa região a corrente se distancia do talude.

De posse destes resultados e comparações pode-se concluir que o uso do MDR para se estimar a velocidade geostrófica em regiões trópico-equatoriais com latitude maior que  $2^\circ$  conseguiu demonstrar a robustez do sistema de correntes da região e sua representação indireta da dinâmica de mesoescala. Isto abre espaço para trabalhos futuros, como a descrição das possíveis inúmeras retroflexões da SNB, indagado por Schott et al. (2005), assim como a investigação de possíveis vórtices gerados por conservação de vorticidade em áreas à montante de mudanças abruptas do delineamento da costa. É importante reiterar que o uso desta metodologia torna mais confiável as estimativas de velocidade geostrófica para a região, contribuindo para o uso mais eficiente da grande cobertura de dados hidrográficos disponíveis.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BILO, T. C. et al. Methods for estimating the velocities of the Brazil current in the pre-salt reservoir area off southeast Brazil (23 s–26 s). *Ocean Dynamics*, Springer Berlin Heidelberg, p. 1–16, 2014. ISSN 1616-7341. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s10236-014-0761-2>>.
- BOURLES, B.; GOURIOU, Y.; CHUCHLA, R. On the circulation in the upper layer of the western equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 104, n. C9, p. 21151–21170, 1999. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/1999JC900058>>.
- BOURLES, B. et al. Upper layer currents in the western tropical North Atlantic (1989–1991). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 104, n. C1, p. 1361–1375, 1999. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/1998JC900025>>.
- BUB, F. L.; BROWN, W. S. Intermediate layer water masses in the western tropical Atlantic ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 101, n. C5, p. 11903–11922, 1996. ISSN 2156-2202.
- CUSHMAN-ROISIN, B. *Introduction to geophysical fluid dynamics physical and numerical aspects*. Waltham: Academic Press, 2011. ISBN 9780120887590.
- FERRARI, R.; FERREIRA, D. What processes drive the ocean heat transport? *Ocean Modelling*, v. 38, n. 3–4, p. 171 – 186, 2011. ISSN 1463-5003. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1463500311000485>>.
- HOURY, S. et al. Brunt-Vaisala frequency and Rossby radii in the South Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, v. 17, p. 1619–1626, 1987.
- IBGE. *Atlas Nacional do Brasil*. 2010. Disponível em: <[ftp://geofp.ibge.gov.br/atlas/atlas\\_nacional\\_do\\_brasil\\_2010/2\\_territorio\\_e\\_meio\\_ambiente/atlas\\_nacional\\_do\\_brasil\\_2010\\_pagina\\_32\\_brasil\\_maritimo.pdf](ftp://geofp.ibge.gov.br/atlas/atlas_nacional_do_brasil_2010/2_territorio_e_meio_ambiente/atlas_nacional_do_brasil_2010_pagina_32_brasil_maritimo.pdf)>. Acesso em: 17 de dezembro de 2014.
- JOHNS, W. et al. Annual cycle and variability of the North Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, v. 28, n. 1, p. 103–128, JAN 1998. ISSN 0022-3670.
- MUNK, W. Achievements in physical oceanography. In: \_\_\_\_\_. *50 Years of Ocean Discovery: National Science Foundation 1950-2000*. [S.l.]: National Academies Press, 2000. ISBN 9780309063982.
- OLBERS, D.; WILLEBRAND, J.; EDEN, C. *Ocean dynamics*. New York: Springer, 2012. ISBN 978-3-642-23449-1.
- PICKART, R. S.; LINDSTROM, S. S. A comparison of techniques for referencing geostrophic velocities. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 11, n. 3, p. 814–824, 1994.
- SCHOTT, F. et al. The shallow and deep western boundary circulation of the South Atlantic at 5 degrees–11 degrees S. *JOURNAL OF PHYSICAL OCEANOGRAPHY*, 35, n. 11, p. 2031–2053, NOV 2005. ISSN 0022-3670.

SCHOTT, F.; FISCHER, J.; STRAMMA, L. Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. *JOURNAL OF PHYSICAL OCEANOGRAPHY*, 28, n. 10, p. 1904–1928, OCT 1998. ISSN 0022-3670.

SCHOTT, F.; MCCREARY, J.; JOHNSON, G. Shallow overturning circulations of the tropical-subtropical oceans. In: Wang, C and Xie, SP and Carton, JA (Ed.). *EARTH'S CLIMATE: THE OCEAN-ATMOSPHERE INTERACTION*. [S.l.], 2004. (Geophysical Monograph Series, 147), p. 261–304. ISBN 0-87590-412-2. ISSN 0065-8448. Conference on Ocean-Atmosphere Interaction and Climate Variability, San Francisco, Califórnia, Dezembro, 2002.

SIEDLER, G. *Ocean circulation and climate a 21st century perspective*. Amsterdam: Academic Press, 2013. ISBN 978-0-12-391851-2.

SILVEIRA, I. C. A.; CALADO, L.; FRANCISCO, C. P. F. Instabilidade linear de cisalhamento vertical em jatos geofísicos meridionais. *Revista Brasileira de Geofísica*, scielo, v. 21, p. 133 – 144, 06 2003. ISSN 0102-261X.

SILVEIRA, I. C. A.; MIRANDA, L. B.; BROWN, W. S. On the origins of the north brazil current. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 99, n. C11, p. 22501–22512, 1994. ISSN 2156-2202.

STEWART, R. H. *Introduction to Physical Oceanography - Geostrophic Currents*. 2006. Disponível em: <[oceanworld.tamu.edu/resources/ocng\\_textbook/chapter10/chapter10\\_04.htm](http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/chapter10/chapter10_04.htm)>. Acesso em: 17 de dezembro de 2014.

STOMMEL, H. The westward intensification of wind-driven ocean currents. *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 29, n. 2, p. 202–206, 1948.

STRAMMA, L. Geostrophic transport of the south equatorial current in the atlantic. *Journal of Marine Research*, v. 49, n. 2, p. 281–294, 1991.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the south atlantic ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 104, n. C9, p. 20863–20883, 1999. ISSN 2156-2202.

STRAMMA, L.; FISCHER, J.; REPPIN, J. The north brazil undercurrent. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, v. 42, n. 5, p. 773 – 795, 1995. ISSN 0967-0637.

TALLEY, L. et al. *Descriptive physical oceanography : an introduction*. Boston: Academic Press, 2011. ISBN 978-0-7506-4552-2.

VITAL, H. et al. Characterization of the Brazilian continental shelf adjacent to Rio Grande do Norte state, NE Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, scielo, v. 58, p. 43 – 54, 2010. ISSN 1679-8759.

WILLIAMS, R. *Ocean dynamics and the carbon cycle : principles and mechanisms*. Cambridge: Cambridge University Press, 2011. ISBN 9780521843690.

YOUNG, W. R. The future of physical oceanography. In: \_\_\_\_\_. *50 Years of Ocean Discovery: National Science Foundation 1950-2000*. [S.l.]: National Academies Press, 2000. ISBN 9780309063982.