



**Universidade Federal do Rio Grande – FURG**

**Instituto de Oceanografia**

Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e  
Geológica



**IMPACTOS NOS CÁLCULOS DE MISTURA DE MASSAS  
D'ÁGUA, VELOCIDADES BAROCLÍNICAS E  
TRANSPORTES NO OCEANO ATLÂNTICO COM A  
UTILIZAÇÃO DA NOVA EQUAÇÃO DO ESTADO DA  
ÁGUA DO MAR**

**LUCAS RODRIGUES DE ALMEIDA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Mestre.

Orientador: *Prof. Dr. JOSÉ LUIZ LIMA DE AZEVEDO*  
Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

FURG, Brasil.

Rio Grande, RS, Brasil

Maio 2016

**IMPACTOS NOS CÁLCULOS DE MISTURA DE MASSAS  
D'ÁGUA, VELOCIDADES BAROCLÍNICAS E  
TRANSPORTES NO OCEANO ATLÂNTICO COM A  
UTILIZAÇÃO DA NOVA EQUAÇÃO DO ESTADO DA  
ÁGUA DO MAR**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Mestre

por

**LUCAS RODRIGUES DE ALMEIDA**

Rio Grande, RS, Brasil

Maio 2016

© A cópia parcial e a citação de trechos desta dissertação são permitidas sobre a condição de que qualquer pessoa que a consulte reconheça os direitos autorais do autor. Nenhuma informação derivada direta ou indiretamente desta obra deve ser publicada sem o consentimento prévio e por escrito do autor.

RODRIGUES DE ALMEIDA, LUCAS

Impactos nos cálculos de mistura de massas d'água, velocidades baroclínica e transportes no oceano Atlântico com a utilização da nova equação do estado da água do mar. Lucas Rodrigues de Almeida. – Rio Grande: FURG, 2016.

90 p.

Dissertação – Universidade Federal do Rio Grande. Mestrado em Oceanografia Física, Química e Geológica. Área de Concentração: Oceanografia Física/Química ou Geológica.

1. Equação do estado da água do mar. 2. Oceano Atlântico. 3. Circulação. I. Impactos nos cálculos de mistura de massas d'água, velocidades baroclínica e transportes no oceano Atlântico com a utilização da nova equação do estado da água do mar.



## ATA ESPECIAL DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO – 08/2016


Às nove horas e trinta minutos do dia 10 de maio do ano de dois mil e dezesseis, na Sala 1 – Lab. De Estudos dos Oceanos e Clima - LEOC - IO- FURG/Cameiros, reuniu-se a Comissão Examinadora da Dissertação de **MESTRADO** intitulada " **Impactos dos Cálculos de Mistura de Massas D'Água, Velocidades Baroclinicas e Transportes no Oceano Atlântico com Utilização da Nova Equação do Estado da Água do Mar** ", do **Acad. Lucas Rodrigues de Almeida**. A Comissão Examinadora foi composta pelos seguintes membros: Prof. Dr. José Luiz L. de Azevedo - Orientador/ Presidente (IO-FURG), Prof. Dr. Osmar Orlino Möller Jr. (IO-FURG) e Prof. Dr. Moacyr Cunha de Araújo Filho (UFPE). Dando início à reunião, a Coordenadora do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Profª. Drª. Elisa Helena L. Fernandes, agradeceu a presença de todos, e fez a apresentação da Comissão Examinadora. Logo após, esclareceu que o Candidato teria de 45 a 60 min para explanação do tema, e cada membro da Comissão Examinadora, um tempo máximo de 30 min para perguntas. A seguir, passou à palavra ao Candidato, que apresentou o tema e respondeu às perguntas formuladas. Após ampla explanação, a Comissão Examinadora reuniu-se em reservado para discussão do conceito a ser atribuído ao Candidato. Foi estabelecido que as sugestões de todos os membros da Comissão Examinadora, que seguem em pareceres em anexo, foram aceitas pelo Orientador/Candidato para incorporação na versão final da Dissertação. Finalmente, a Comissão Examinadora considerou o candidato **APROVADO**, por unanimidade. Nada mais havendo a tratar, foi lavrada a presente ATA, que após lida e aprovada, será assinada pela Comissão Examinadora, pelo Candidato e pela Coordenadora do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica.

  
Prof. Dr. José Luiz L. de Azevedo  
Presidente

  
Prof. Dr. Osmar Orlino Möller Jr.

  
Prof. Dr. Moacyr Cunha de Araújo Filho

  
Acad. Lucas Rodrigues de Almeida

  
Profª. Drª. Elisa Helena L. Fernandes  
Coordenadora do PPGOFQG

# Agradecimentos

Finalizar esta dissertação significa para mim a finalização de um objetivo e a realização de mais uma importante etapa da minha vida. Ao longo dos últimos dois anos tive apoio e ajuda de uma série de pessoas fundamentais, que não posso deixar de agradecer aqui.

Ao orientador, Prof. Dr. José Luiz de Azevedo, que me acompanha desde a graduação, e agora no mestrado, uma parceria que já dura quase seis anos, mais uma vez ajudou ao longo de todo esse processo. Agradeço por todas as conversas e contribuições, que ajudaram a buscar o melhor do meu trabalho.

Aos meus pais, Ricardo e Rozana, que sempre me apoiaram nas minhas decisões e me deram todo o suporte para que eu pudesse ir atrás dos meus objetivos, não há folha de papel que eu posso expressar todos os meus agradecimentos.

Aos meus dois irmãos, Igor e Thales, que além de irmãos são dois grandes amigos. Longe ou perto são as pessoas que estão comigo, com quem eu sei que sempre posso contar independente das dificuldades.

Agradeço também à Natalia, namorada, amiga e colega de trabalho. Nestes dois anos foi provavelmente a pessoa que mais conviveu comigo, estando junto nas horas boas e ruins. Agradeço principalmente por me ajudar a olhar sempre para frente e ir atrás de novos desafios.

Agradeço aos professores membros da banca por aceitarem dar a contribuição final neste trabalho. Também aos membros do IO, LEOC e PPGOFQG, direta ou indiretamente auxiliaram para que seja possível fazer esta dissertação.

Por fim, agradeço também o CNPQ pelo aporte financeiro.

# Índice

<b>Agradecimentos</b> .....	<b>v</b>
<b>Lista de Figuras</b> .....	<b>vii</b>
<b>Lista de Tabelas</b> .....	<b>x</b>
<b>Lista de Acrônimos, Abreviações e Símbolos</b> .....	<b>xi</b>
<b>Resumo</b> .....	<b>xiii</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>xiv</b>
<b>Capítulo I: Introdução</b> .....	<b>01</b>
1.1 Equação do Estado .....	<b>01</b>
1.2 Oceano Atlântico .....	<b>11</b>
1.3 AMOC .....	<b>13</b>
<b>Capítulo II: Objetivos</b> .....	<b>19</b>
2.1 Objetivo Geral .....	<b>19</b>
2.2 Objetivos Específicos .....	<b>19</b>
<b>Capítulo III: Material e Métodos</b> .....	<b>21</b>
3.1 Massas D'Água .....	<b>22</b>
3.2 Velocidades Baroclínicas .....	<b>25</b>
3.3 Transporte .....	<b>26</b>
<b>Capítulo IV: Artigo</b> .....	<b>29</b>
<b>Capítulo V: Conclusões</b> .....	<b>69</b>
<b>Referências Bibliográficas</b> .....	<b>71</b>
<b>Anexos</b> .....	<b>75</b>

# Lista de Figuras

- Figura 1.** Localização de todos os pontos onde foi medido a densidade e a composição química da água que basearam os novos algoritmos da TEOS-10 [Retirada de [Woosley et al. 2014](#)] ..... 6
- Figura 2.** (a) Concentração global de silicato ( $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ) nos oceanos [Retirado de [McDougall et al., 2009](#)] e (b) Concentração da anomalia da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) nos oceanos, ambas a uma profundidade de 2000 dbar [Retirada de [McDougall & Barker, 2011](#)] ..... 8
- Figura 3.** Diferença ( $^{\circ}\text{C}$ ) entre a temperatura potencial e a temperatura conservativa em relação à salinidade absoluta, mostrando a amplitude de variação com a nova equação termodinâmica TEOS-10 [Retirada de [McDougall & Barker, 2011](#)] ..... 9
- Figura 4.** Variação da densidade pela profundidade em cada região especificada na legenda [Retirada de [Woosley et al. 2014](#)] ..... 10
- Figura 5.** Circulação superficial do Oceano Atlântico [Retirada de [Tomczak & Godfrey, 2002](#)] ..... 12
- Figura 6.** Esquema do sistema global de Circulação a partir do Oceano Austral [Retirada de [Talley et al., 2011](#)] ..... 14
- Figura 7.** Salinidade do Oceano Atlântico, ao longo do transecto mostrado no canto direito inferior da figura. As linhas amarelas cercam as águas de oxigênio mínimo,  $180 \mu\text{mol kg}^{-1}$ , originadas nos oceanos Índico e Pacífico (Água Profunda do Índico e Água Profunda do Pacífico). A linha vermelha cerca a região de máxima salinidade, originada no oceano Atlântico Norte. A marcação em roxo é a latitude da passagem de Drake [Retirada de [Talley, 2013](#)] ..... 16
- Figura 8.** Linhas em vermelho representam os quatro transectos onde foram realizados os comparativos entre as equações EOS-80 e TEOS-10 ..... 23

## Figuras do Artigo Científico:

- Figure 1.** Red lines represent the four transects used by this study to compare the application of EOS-80 and TEOS-10 ..... 42
- Figure 2.** TS Diagram in Atlantic Ocean, where the red line is the curve with EOS-80 equations and in black the TEOS-10 equations ..... 47
- Figure 3.** Difference between the water masses contributions in  $10^{\circ}$  S. Upper panel represents the AAIW (1000m to 1500m depth), the mid-panel represents the NADW (1500m to 3500m depth) and the lower panel the AABW (over 3500m) ..... 49
- Figure 4.** Difference between the water masses contributions in  $30^{\circ}$  S. Upper panel represents the AAIW (1000m to 1500m depth), the mid-panel represents the NADW (1500m to 3500m depth) and the lower panel the AABW (over 3500m) ..... 50

<b>Figure 5.</b> Difference between the water masses contributions in 10°N. Upper panel represents the ASIW (1000m to 1700m depth) and the lower panel the NADW (over 1700m) .....	<b>51</b>
<b>Figure 6.</b> Difference between the water masses contributions in 30° N. Upper panel represents the ASIW (1000m to 1700m depth) and the lower panel the NADW (over 1700m) .....	<b>52</b>
<b>Figure 7.</b> Baroclinic velocity differences. Left panel presents these differences for 10° S transect (a) and right panel for 30° S (b).....	<b>54</b>
<b>Figure 8.</b> Baroclinic velocity differences. Left panel presents these differences for 10°N transect (a) and right panel for 30°N (b) .....	<b>55</b>
<b>Figure 9.</b> Average baroclinic velocities along depth for 10° S. Upper panels display results for EOS-80, mid-panels for TEOS-10 and lower panels shows the differences. Left to right, plots represent western coast, central/open ocean and eastern coast. These three regions are defined spatially in the upper map. The black line is the baroclinic mean velocity, the area shaded is the standard deviations and the red line marks zero .....	<b>57</b>
<b>Figure 10.</b> Average baroclinic velocities along depth for 30° S. Upper panels display results for EOS-80, mid-panels for TEOS-10 and lower panels shows the differences. Left to right, plots represent western coast, central/open ocean and eastern coast. These three regions are defined spatially in the upper map. The black line is the baroclinic mean velocity, the area shaded is the standard deviations and the red line marks zero .....	<b>58</b>
<b>Figure 11.</b> Average baroclinic velocities along depth for 10°N. Upper panels display results for EOS-80, mid-panels for TEOS-10 and lower panels shows the differences. Left to right, plots represent western coast, central/open ocean and eastern coast. These three regions are defined spatially in the upper map. The black line is the baroclinic mean velocity, the area shaded is the standard deviations and the red line marks zero .....	<b>60</b>
<b>Figure 12.</b> Average baroclinic velocities along depth for 30° N. Upper panels display results for EOS-80, mid-panels for TEOS-10 and lower panels shows the differences. Left to right, plots represent western coast, central/open ocean and eastern coast. These three regions are defined spatially in the upper map. The black line is the baroclinic mean velocity, the area shaded is the standard deviations and the red line marks zero .....	<b>61</b>
<b>Figure 13.</b> Differences between the average RMS calculated velocities using TEOS-10 and the EOS-80. Upper (lower) panel represents transect 10°S (30°S) .....	<b>62</b>
<b>Figure 14.</b> Differences between the averages RMS calculated velocities using TEOS-10 and the EOS-80. Upper (lower) panel represents transect 10°N (30°N) .....	<b>63</b>
<b>Figure 15.</b> The total transport for each layer in both South Atlantic Ocean transects. TEOS-10 (EOS-80) transport values are shown in red (black) .....	<b>66</b>



**Figure 16.** The total transport for each layer in both North Atlantic Ocean transects. TEOS-10 (EOS-80) transport values are shown in red (black) ..... **67**

# Lista de Tabelas

**Tabela 1.** Índices termohalinos para cada massa d'água, com a EOS-80 (em azul) e com a TEOS-10 (em vermelho)..... **25**

## **Tabelas do Artigo Científico:**

**Table 1.** Thermohaline indexes for each body of water, with EOS-80 (2nd and 3rd columns) and TEOS-10 (4th and 5th columns) ..... **47**

**Table 2.** Differences between thermohaline indexes for each water masses analyzed, where the first number of each range indicates the minimum value of the thermohaline indexes, and the second is the maximum value ..... **48**

# Lista de Acrônimos e Abreviações

## A

**AABW** – Água de Fundo Antártica  
(*Antarctic Bottom Water*)

**AAIW** – Água Intermediária Antártica  
(*Antarctic Intermediate Water*)

**ACC** – Corrente Circumpolar Antártica  
(*Antarctic Circumpolar Current*)

**ASIW** – Água Intermediária Subártica  
(*Subarctic Intermediate Water*)

**AMOC** – Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico  
(*Atlantic Meridional Ocean Cell*)

## C

**CCO** – Corrente de Contorno Oeste.

## E

**EOS-80** – Equação do Estado da Água do Mar de 1980  
(*Equation Ocean Seawater Station - 1980*)

## G

**GOC** – Circulação Oceânica Global  
(*Global Ocean Circulation*)

## I

**IAPSO** – Associação Internacional de Cientistas Físicos dos Oceanos  
(*International Association of Scientists Physicists Oceans*)

**IUPAC** – União Internacional de Química Pura e Aplicada  
(*International Union of Pure and Applied Chemistry*)

## N

**NADW** – Água Profunda do Atlântico Norte  
(*North Atlantic Deep Water*)

**NODC** – Centro Nacional de Banco de Dados Oceanográficos  
(*National Oceanographic Data Center*)

## O

**OMP** – Análise Otimizada Multiparamétrica  
(*Optimal Multiparameter Analysis*)

**OSCAR** – Análises em Tempo Real de Correntes Oceânicas de Superfície  
(*Ocean Surface Current Analyses – Real Time*)

## **P**

**PSS - 78** – Escala Prática de Salinidade (*Practical Salinity Scale*)

## **R**

**RMS** – Valor Quadrático Médio (*Root Mean Square*)

## **S**

**SAMW** – Água Modal Subantártica (*Subantarctic Modal Water*)

**S<sub>A</sub>** – Salinidade Absoluta (*Absolut Salinity*)

**SCOR** – Comitê Científico de Pesquisa Oceânica (*Scientific Committee on Oceanic Research*)

**SI** – Sistema Internacional (*International System*)

**S<sub>P</sub>** – Salinidade Prática (*Practical Salinity*)

**S<sub>R</sub>** – Salinidade Referencial (*Referencial Salinity*)

## **T**

**TEOS-10** – Equação Termodinâmica do Estado da Água do Mar (*Thermodynamic Equation of State of Seawater*)

## **W**

**WG127** – Grupo de Trabalho 127 (*Working Group 127*)

**WOD13**- Dados dos Oceanos Globais 2013 (*World Ocean Database 2013*)

# Resumo

Esta dissertação visa quantificar as diferenças decorrentes na mudança da equação do estado da água do mar, ocorrida em 2010, nos resultados dos cálculos da distribuição de massas d'água, velocidades baroclínica e transporte total. A antiga equação do estado, chamada de EOS-80 foi substituída pela TEOS-10, que apresenta uma aproximação termodinâmica. As duas principais mudanças com esta nova equação são sobre a salinidade, troca-se a prática pela absoluta, e sobre a temperatura, se usa conservativa no lugar da potencial. Estas mudanças ocasionam pequenas diferenças nos valores destas variáveis e conseqüentemente no valor da densidade, o que afetará diretamente os cálculos físicos que são estudados neste trabalho. Para as massas d'água as variações mais significativas foram encontradas na contribuição da Água de Fundo Antártica (AABW), chegando a diferenças de quase 10% em sua contribuição em alguns pontos do oceano Atlântico. As velocidades baroclínica também apresentaram diferenças consideráveis em todas as regiões de estudo, com destaque para as correntes de contorno, que em geral tenderam a aumentar seu valor em módulo ao se utilizar a TEOS-10. Em relação ao transporte na escala da bacia, foi encontrado uma diferença total de cerca de 4% para o transporte total da AMOC, diferença que não pode ser negligenciada nos estudos que visam estudar a variabilidade deste fenômeno.

**Palavras-Chave:** Equação do Estado da Água do Mar, Massas D'água, Velocidade Baroclínica, Transporte e Oceano Atlântico.

# Abstract

This work intends to quantify the differences in water masses contribution, baroclinic velocities and total transport calculations, resulting from the changes in the state equation of seawater, replaced in 2010. The former equation of state, called EOS-80 was replaced by TEOS-10, which has a thermodynamic approach. The two major changes in the new equation are in salinity, practice changed by the absolute, and in temperature, using the conservative replacing the potential. These changes cause small differences in the values of these parameters and, consequently, in the density value, which directly affects the physical calculations studied in this work. For the water masses, the most significant difference was found in the Antarctic Bottom Water (AABW), reaching differences of almost 10% on its contribution in some parts of the Atlantic Ocean. The baroclinic velocities showed considerable differences in all studied areas, being more significant over boundary currents, which tended to increase in module when using TEOS-10. Regarding transportation, the total difference of about 4% was found for the AMOC transport, a difference that cannot be neglected in studies that aim to account for the variability of this phenomenon.

**Keywords:** State Equation of Seawater, Baroclinic Velocities, Water Masses, Transport and Atlantic Ocean.

# Capítulo I: Introdução

**A** nova equação de estado da água do mar TEOS-10 é aqui apresentada, com ênfase na sua importância para a oceanografia e nas principais diferenças entre a antiga equação EOS-80 e esta nova. A seguir, é feita uma breve caracterização da região de estudo deste trabalho, o oceano Atlântico e, por último, aspectos associados com a Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC) são apresentados, focando nas massas d'água que compõem este sistema e nos seus processos de circulação.

## 1.1 Equação do Estado

Como uma substância pura em condições ambientais, a água ocorre em três fases termodinâmicas, como vapor de água gasosa, como água líquida e no estado sólido, apresentando-se como gelo. Na atmosfera, o vapor da água mistura-se com diversos gases dando origem ao chamado “ar seco”. Nos oceanos, diversos sais são dissolvidos na água, e esta mistura forma a “água do mar”. A água também está presente como umidade no solo e rochas, e é

retomada, armazenada e liberada por plantas e animais. No complexo sistema climático global, o calor latente transferido pela água entre os oceanos e a atmosfera, lançado em nuvens ou consumidos pelo derretimento das geleiras, é um dos principais fatores de controle da dinâmica climática, atrás apenas da energia de radiação [Feistel, 2015].

Diversos equipamentos têm sido utilizados para obtenção de dados oceanográficos, tais como pressão, temperatura e salinidade. Estes instrumentos de medição são calibrados de acordo com os padrões oceanográficos internacionais para assegurar a comparabilidade temporal e espacial dos vários resultados de medições. Estes padrões estão melhorando gradualmente em relação a sua incerteza, consistência e estabilidade [Woosley et al., 2014]. Apenas com estes padrões é possível utilizar dados relacionados com as propriedades termodinâmicas do oceano, como temperatura e salinidade. Para isso, é desenvolvida uma Equação de Estado a partir de dados laboratoriais e que, posteriormente, passa a ser revalidada frequentemente com dados de campo tomados como parâmetro de entrada. É claro que essas propriedades calculadas são compatíveis para diferentes escalas temporais (ao longo dos séculos) e espaciais (escala global) apenas se as equações e os padrões de medição empregados forem consistentes [Feistel, 2008].

Por muitos anos, uma coleção de algoritmos denotados Equação Internacional do Estado da Água do Mar de 1980 (tratada como EOS-80 a partir deste ponto) foi o padrão aceito internacionalmente para o cálculo das propriedades físicas da água do mar, tais como temperatura medida e salinidade, esta última medida através da condutividade elétrica, assumida como um "proxy" para a concentração de material dissolvido na água do mar [Pawlowicz et al., 2012]. A



EOS-80 serviu à comunidade oceanográfica por mais de 30 anos. Porém, nos últimos anos, a comunidade científica tem apontado alguns motivos para o desenvolvimento de uma nova Equação de Estado, como por exemplo os principais apontados em [Millero \[2010\]](#):

- 1) As equações da EOS-80 não são termodinamicamente consistentes entre elas;
- 2) Em 1995 foi desenvolvida uma descrição termodinâmica mais acurada da água pura, conseqüentemente acurando também o cálculo da (i) capacidade de calor, (ii) velocidade do som e (iii) temperatura de máxima densidade;
- 3) Oceanógrafos já tem um melhor conhecimento de como variações na composição do oceano podem afetar a sua densidade;
- 4) A necessidade de integrar o oceano como parte do motor térmico global demanda por expressões da maior acurácia possível para o cálculo da entropia, entalpia e energia interna da água do mar, para que se possa então determinar, com maior precisão, os fluxos de calor através das interfaces oceano e atmosfera, e atmosfera e gelo (destaca-se aqui que a entropia, entalpia e energia interna não eram disponíveis com a EOS-80);
- 5) A escala de temperatura de 1968 foi revisada em 1990 pela União Internacional de Química Pura e Aplicada (IUPAC), havendo então a necessidade de incorporar esta última revisão das equações de estado da água do mar.

Até aqui, a EOS-80 provia quatro equações correlatas, através de algoritmos separados para o cálculo da densidade, capacidade de calor, velocidade do som

e temperatura de congelamento da água [Fofonoff & Millard, 1983]. A salinidade da água do mar é medida de forma indireta, através da condutividade do material nela dissolvido. Até então considerava-se que todas as águas que possuíssem a mesma condutividade teriam a mesma salinidade. A escala de salinidade utilizada pelas equações da EOS-80 era a chamada Escala Prática de Salinidade (PSS-78).

Com todas estas questões, a Comunidade Científica de Pesquisa Oceanográfica (SCOR) e a Associação internacional dos Cientistas Físicos dos Oceanos (IAPSO) estabeleceram o *Working Group 127 (WG127)*, responsável pela elaboração de uma nova Equação Termodinâmica do Estado da Água do Mar [IOC et al., 2010]. Então, a partir de 2010, as propriedades termodinâmicas da água do mar passaram a ser calculadas utilizando-se uma nova Equação de Estado chamada de Equação Termodinâmica da Água do Mar (tratada como TEOS-10 a partir deste ponto). Esta nova descrição termodinâmica da água do mar é baseada na formulação de Gibbs, resultante dos estudos desenvolvidos por Josiah Willard Gibbs, quando as propriedades termodinâmicas como entropia, entalpia e entalpia potencial são calculadas diretamente. Quando determinadas pela função de Gibbs, estas quantificações são consistentes entre si. Entropia e entalpia são grandezas necessárias para uma descrição acurada de processos advectivos e de difusão de calor no interior dos oceanos, assim como para a quantificação do papel dos oceanos nas trocas de calor com a atmosfera e gelo [IOC et al., 2010]. A Função de Gibbs (ou Gibbs Potencial) é uma função da salinidade, temperatura e pressão, e com a nova equação termodinâmica trouxe algumas alterações nas variáveis de estado salinidade e temperatura. Com a EOS-80, utilizava-se a salinidade prática e a temperatura

potencial nas análises físicas; já com a TEOS-10 são utilizadas a salinidade absoluta e a temperatura conservativa. Estas diferenças serão explicadas a seguir, assim como estes novos conceitos de temperatura e salinidade introduzidos com a nova TEOS-10.

De acordo com [McDougall \[2011\]](#), a partir da TEOS-10 define-se três tipos de salinidade: a prática ( $S_P$ ), que é a antiga salinidade utilizada com a EOS-80, a referencial ( $S_R$ ) e a salinidade absoluta ( $S_A$ ), que deve ser utilizada nas análises físicas. A salinidade absoluta é preferível à salinidade prática, porque as propriedades termodinâmicas da água do mar são diretamente influenciadas pela massa dos constituintes dissolvidos, enquanto a salinidade prática depende apenas da condutividade. O uso da salinidade absoluta para as funções termodinâmicas (com a densidade) é a principal mudança da nova para a antiga equação de estado, que então utilizava a denominada salinidade prática.

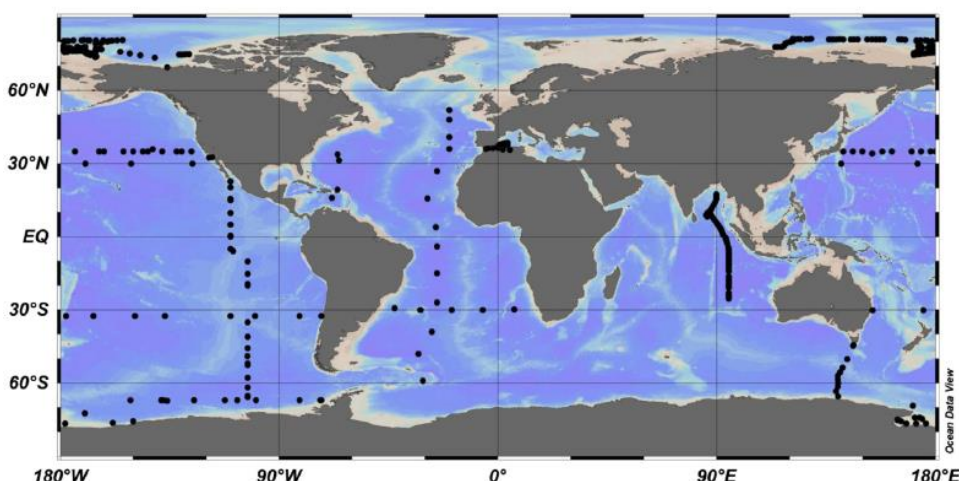
A salinidade é utilizada na determinação de propriedades físicas da água, como por exemplo a densidade. Entretanto, muitos íons de materiais dissolvidos não-eletrólitos não são bons condutores, mas ainda assim influenciam na densidade da água. Os principais são os resultantes da dissolução dos carbonatos de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ), do ácido sílico ( $\text{Si(OH)}_4$ ), o  $\text{CO}_2$  e nutrientes como  $\text{NO}_3$  e  $\text{PO}_4$  oriundos da oxidação do material orgânico.

A TEOS-10 trouxe uma série de mudanças na definição de salinidade visando o cálculo de uma densidade mais precisa. O grande problema encontrado era que o valor da densidade medida a partir de densímetros de alta precisão apresentava pequenas diferenças com relação ao valor da densidade calculada a partir dos parâmetros salinidade, temperatura e pressão. A comunidade científica apontava que essas diferenças eram devidas aos íons de baixa

condutividade que estavam sendo desprezados no antigo modo de se calcular a densidade. Para corrigir este problema, a TEOS-10 redefiniu o cálculo deste parâmetro [Milero, 2010].

Para tal, amostras de água do mar foram coletadas em diversos pontos dos oceanos e comparada a densidade com a sua composição química, para então chegar a um algoritmo que corrigisse a salinidade de acordo com a composição de cada região dos oceanos. Para atualizar a equação, são coletados novos pontos que servem para que sejam feitas atualizações periódicas da TEOS-10. A Figura 1 apresenta o último mapa atualizado da localização destes pontos.

Feistel [2008] estima que a nova salinidade, a absoluta, chega a ser 80 vezes mais acurada que a anteriormente utilizada, a salinidade prática.



**Figura 1.** Localização de todos os pontos onde foi medido a densidade e a composição química da água que basearam os novos algoritmos da TEOS-10 [Retirada de Woosley et al. 2014].

A  $S_P$ , que é calculada diretamente da condutividade, dará origem as outras duas salinidades provenientes da TEOS-10. A  $S_R$ , calculada pela Equação 1, é mais precisa que a  $S_P$  pois a multiplica por uma constante de correção, porém, ela também não considera as variações espaciais da composição do material dissolvido. Os principais íons levados em consideração no cálculo desta

constante são os compostos de sódio e cloro, o carbonato também está entre os íons que influenciam este valor, porém possui peso menor relevância do que os anteriormente citados [IOC et al., 2010].

$$S_R = \left( \frac{35,16504}{35} \right) S_P \quad (1)$$

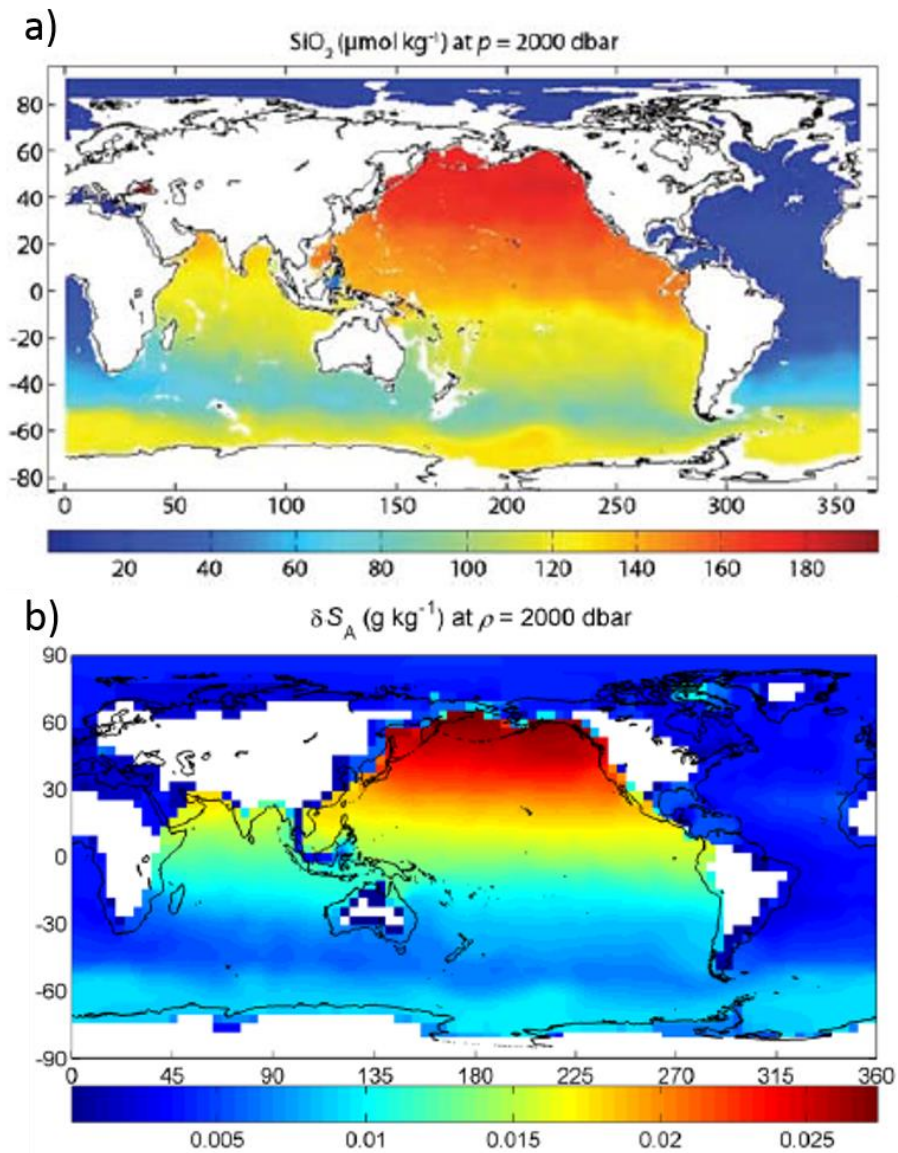
A  $S_A$  é calculada a partir da  $S_P$ , com formulação demonstrada na Equação 2, e leva em consideração a variação espacial dos íons dissolvidos na água do mar. A nova salinidade absoluta é medida em unidades do Sistema Internacional (SI), portanto  $\text{g.kg}^{-1}$ .

$$S_A = S_R + \delta S_A \quad (2)$$

McDougall [2011] afirma ainda que a variação espacial dos íons não-eletrólitos é representada na Equação 2 pelo termo ' $\delta S_A$ ', chamado de anomalia da salinidade absoluta, o qual varia de acordo com latitude, longitude e profundidade. Millero [2010] afirma que o silicato é o principal íon que influencia no cálculo da anomalia da salinidade absoluta. A Figura 2 demonstra a comparação entre a distribuição de silicatos no oceano global e a anomalia da salinidade absoluta a uma profundidade de 2000 m.

Em relação à temperatura, com a nova equação termodinâmica TEOS-10 deixa-se de utilizar a temperatura potencial ( $\theta$ ), a qual é substituída pela temperatura conservativa ( $\Theta$ ). De acordo com McDougall [2011], a temperatura conservativa é bastante similar à potencial. Em ambos os casos se considera uma amostra de água do mar sob uma pressão arbitrária no oceano e imagina-se a diminuição da pressão sobre esta parcela de água, de forma adiabática e isohalina, até que a pressão seja igual a zero. A temperatura resultante no final deste processo é definida como sendo a temperatura potencial da amostra. Portanto, a temperatura potencial remove os efeitos da pressão sobre a temperatura, mas

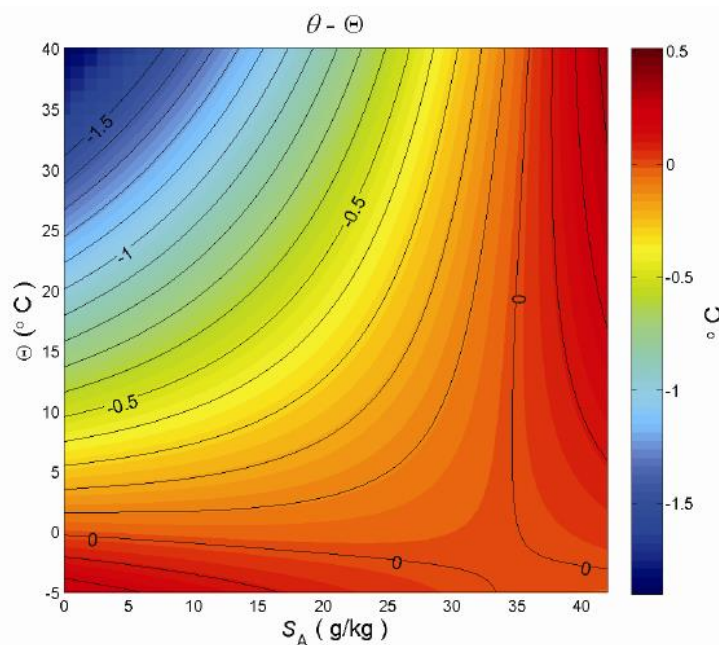
além disso está também relacionada com a entropia e a densidade de um fluido ideal. A entropia é a medida de desordem das partículas em um sistema físico e, portanto, é de fundamental importância para a compreensão dos processos energéticos. Esta relação simples significa que os processos nos fluidos que mantêm a temperatura potencial são também isentrópicos.



**Figura 2.** (a) Concentração global de silicato ( $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ) nos oceanos [Retirado de [McDougall et al., 2009](#)] e (b) Concentração da anomalia da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) nos oceanos, ambas a uma profundidade de 2000 dbar [Retirada de [McDougall & Barker, 2011](#)].

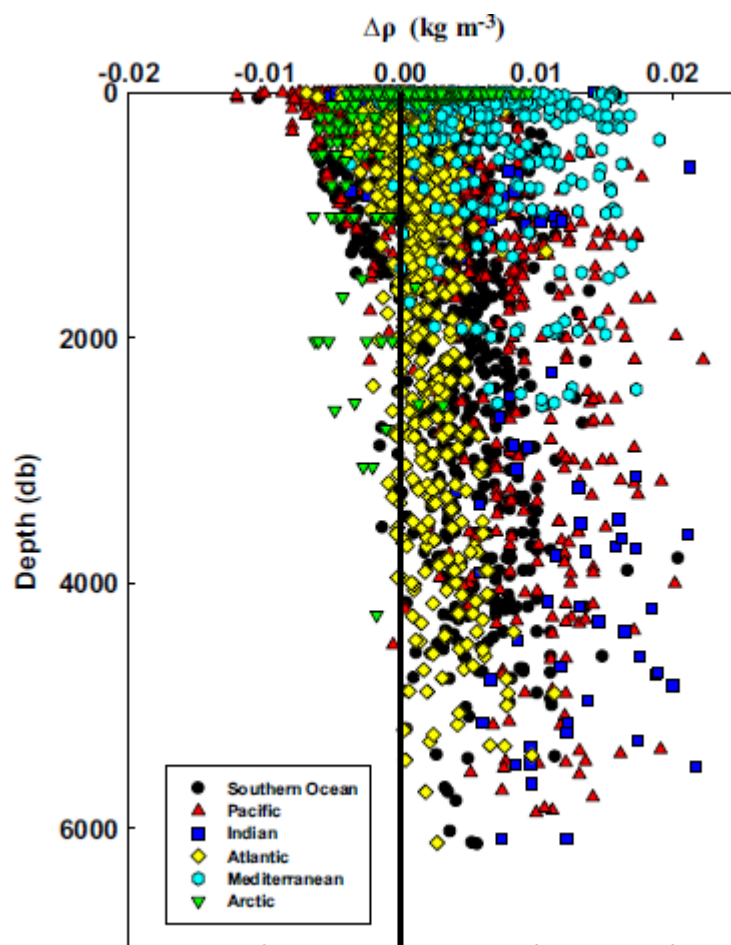
Da mesma forma, a entalpia passa a ser definida como entalpia potencial. A temperatura conservativa será então o resultado da entalpia potencial dividida pela constante “capacidade de calor” ( $C_p^0=3991,86795711963 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ). O uso da entalpia no início do processo é pela mesma representar melhor a quantidade de calor em um sistema físico [McDougall, 2011].

A diferença entre as duas temperaturas, a potencial e a conservativa, pode alcançar valores de até  $1,4^\circ\text{C}$ , porém, em média, fica em torno de  $0,1^\circ\text{C}$ . A Figura 3 mostra a diferença entre a temperatura potencial ( $\theta$ ) e a conservativa ( $\Theta$ ) relacionada com a escala de temperatura e com a salinidade. Percebe-se que as diferenças negativas se concentram nas regiões de altas temperaturas combinadas com baixa salinidade, e as diferenças positivas, alcançando cerca de  $0,5^\circ\text{C}$ , ficam concentradas nos pontos de alta temperatura e alta salinidade e também nos locais com baixos valores tanto de temperatura como de salinidade.



**Figura 3.** Diferença ( $^\circ\text{C}$ ) entre a temperatura potencial e a temperatura conservativa em relação à salinidade absoluta, mostrando a amplitude de variação com a nova equação termodinâmica TEOS-10 [Retirada de McDougall & Barker, 2011].

A Figura 4 apresenta a diferença da densidade calculada com os parâmetros na TEOS-10 para a calculada com a EOS-80 nos vários oceanos que constituem o oceano global. De acordo com [Woosley et al. \[2014\]](#) foram amostrados 2857 pontos, onde foram medidas a densidade e a condutividade, ao longo de 14 cruzeiros, cobrindo os oceanos globais e o mar Mediterrâneo. Então foram feitas correções na salinidade e na temperatura que ocasionaram em pequenas diferenças na densidade também.



**Figura 4.** Variação da densidade pela profundidade em cada região especificada na legenda [Retirada de [Woosley et al. 2014](#)].

Diversas análises em oceanografia física são baseadas em cálculos que levam em consideração a densidade na coluna d'água dos oceanos. A circulação dos

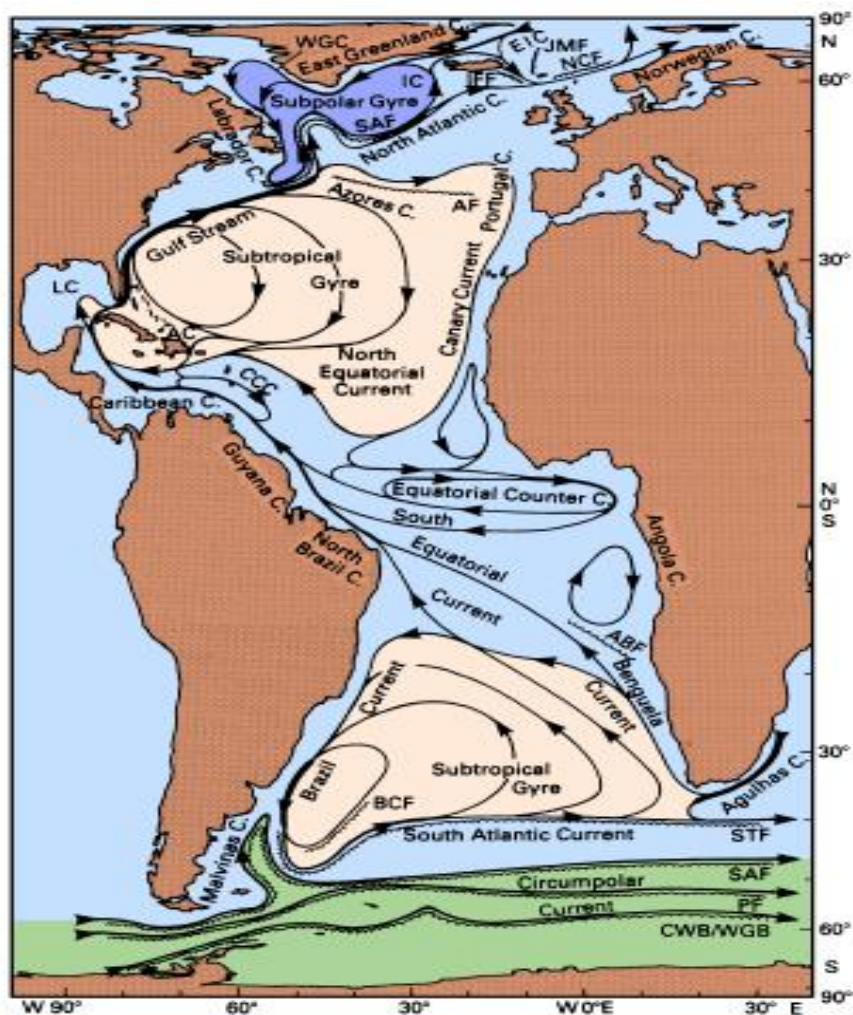


oceanos tem como uma de suas forças motrizes os gradientes de densidade. O movimento oceânico e os processos de mistura de massas d'água são influenciados pela densidade. Portanto, o cálculo mais acurado desta variável, proporcionará análises físicas destes processos também mais acuradas. McCarthy et al. [2015] afirmam que a nova equação causa impactos não negligenciáveis no cálculo da circulação dos oceanos globais e que, dessa forma, se faz necessária uma revisão destes processos com a nova Equação de Estado, levando ainda em consideração que algumas regiões oceânicas são mais afetadas do que outras. Portanto, neste trabalho são feitas análises quantificando os impactos decorrentes do uso da nova Equação de Estado, TEOS-10 com relação ao cálculo da mistura de massas d'água, ao cálculo das velocidades baroclínicas e ao transporte ao longo de quatro transectos zonais no oceano Atlântico, dando-se ênfase à Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC), tendo-se como elemento de comparação os valores calculados com a antiga EOS-80.

## **1.2 O Oceano Atlântico**

O oceano Atlântico apresenta algumas características únicas. Ele é o oceano com maior número de mares adjacentes. Sua extensão meridional abrange do oceano Ártico até o Antártico, somando um total de cerca de 21.000 km. Em proporção zonal, se considerarmos sua maior porção entre o Golfo do México e a costa oeste da África, ele tem uma extensão de cerca de 8.300 km. Este oceano é dividido pela Cordilheira Meso-Oceânica, sendo a sua profundidade média de aproximadamente 3.300 m

A circulação superficial do oceano Atlântico é caracterizada por um forte giro subtropical em cada um dos hemisférios, e um fraco giro subpolar no hemisfério Norte. O giro subtropical norte é composto pela Corrente Norte Equatorial, centrada em cerca de 15°N, a Corrente Antilhas, Corrente do Caribe, a Corrente Florida, a Corrente do Golfo, a Corrente Açores, a Corrente Portugal e a Corrente Canárias. O giro do hemisfério Sul é composto pela Corrente Sul Equatorial, a Corrente do Brasil, a Corrente do Atlântico Sul e a Corrente de Benguela. O giro subpolar do hemisfério norte é modificado pela interação com a circulação do Ártico. A Figura 5 apresenta um esquema das principais correntes que compõem a circulação superficial do oceano Atlântico.



**Figura 5.** Circulação superficial do Oceano Atlântico [Retirada de Tomczak & Godfrey, 2002].

### 1.3 AMOC

A circulação profunda do oceano Atlântico é dominada principalmente pela Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC), que é um importante componente do sistema Global de Circulação Meridional (GOC), este esquematizado na Figura 6. A GOC relaciona-se diretamente com a dinâmica climática global. Este sistema de circulação oceânica transporta grandes quantidades de calor dos trópicos para o oceano Atlântico Norte, onde parte deste calor é transferido então para a atmosfera. Possíveis mudanças nesta circulação podem ocasionar grandes impactos no sistema climático global [e.g. [Carton, 2011](#)] e alguns estudos divergem quanto aos possíveis cenários [[Rahmstorf 2002](#); [Hirschi et al. 2007](#); [Rayner et al. 2011](#); [Mahajan et al. 2011](#); [Longworth et al. 2011](#); [Smeed et al. 2014](#)].

[Talley \[2013\]](#) aponta que a principal diferença do oceano Atlântico para os outros, é que a massa d'água da camada profunda, a Água Profunda do Atlântico Norte (NADW) tem como sua principal fonte de origem águas superficiais e, portanto, é marcada por traçadores que indicam idade mais nova (alta concentração de oxigênio, e baixa de nutrientes), de recente formação. Já nos oceanos Pacífico e Índico, esta camada profunda é basicamente formada a partir de águas da camada de fundo e onde os traçadores demonstram idades mais avançadas (baixa concentração de oxigênio e alta de nutrientes).

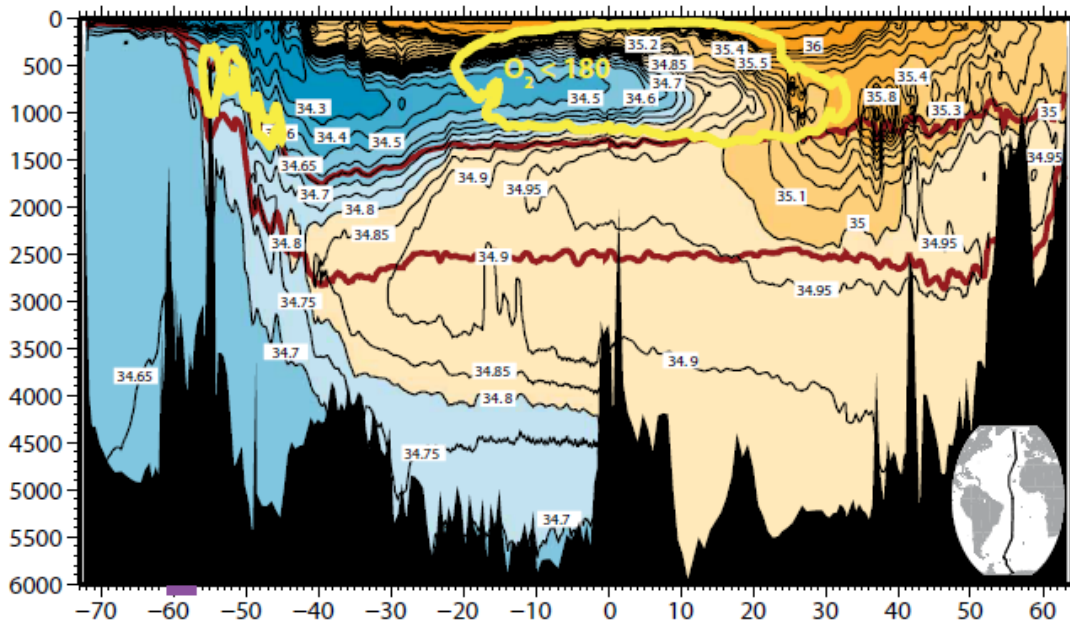


águas intermediárias. No oceano Atlântico, a NADW se locomove em direção sul, onde a sua parte mais salina, destacada pela linha marrom na Figura 7, ressurgem ao passar a Corrente Circumpolar Antártica (ACC), dando origem à Água Intermediária Antártica (AAIW), onde águas de cerca de 3000 m de profundidade ressurgem até 200 m, e já como AAIW, passa a se deslocar para o norte [Warren 1990; Reid 1994; Talley 2013].

Como dito anteriormente, a célula da NADW possui fontes em camadas mais superficiais do oceano, com fluxos do oceano Pacífico para o Atlântico através da Passagem de Drake, e do oceano Índico para o Atlântico através do vazamento da Corrente das Agulhas [Talley, 2013]. As águas superiores da região da Passagem de Drake incluem a AAIW, e águas superficiais logo ao norte da ACC, sendo compostas principalmente pela Água Modal Subantártica (SAMW). As águas derivadas da Corrente das Agulhas são compostas principalmente por porções d'água ressurgidas no oceano Índico. No oceano Atlântico as porções da Agulhas e da Passagem de Drake movem-se em direção norte através do complexo sistema de giros superficiais, até finalmente perderem calor e então afundarem, como águas mais densas, nos conhecidos locais de formação da NADW: os mares Nórdico, Labrador e Mediterrâneo [Pardo et al., 2012].

Já a célula da AABW tem o seu início com o ressurgimento da NADW no oceano Austral, onde essa massa d'água mistura-se com águas mais frias provenientes do derretimento do gelo marinho e da precipitação, que então se resfria. Parte dessa água superficial torna-se muito densa e começa a afundar. As porções menos densas ficam na coluna d'água do oceano Austral, no Mar de Weddell como Água Profunda de Weddell, e no Mar Ross como Água Profunda de Ross

[Carmack, 1973]. A origem da AABW está associada com a porção mais densa desta água submergida onde uma parte acaba confinada no oceano Antártico, enquanto a outra porção flui para o norte através das feições topográficas do fundo oceânico [Talley, 2013].



**Figura 7.** Salinidade do Oceano Atlântico, ao longo do transecto mostrado no canto direito inferior da figura. As linhas amarelas cercam as águas de oxigênio mínimo ( $180 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ), originadas nos oceanos Índico e Pacífico (Água Profunda do Índico e Água Profunda do Pacífico). A linha vermelha cerca a região de máxima salinidade, originada no oceano Atlântico Norte. A marcação em roxo é a latitude da passagem de Drake [Retirada de Talley, 2013].

Rahmstorf [2002] sugeriu, através de paleoevidências, que o calor transportado pela AMOC tem variado ao longo do tempo de acordo com as mudanças temporais do clima do planeta. Alguns autores [Dansgaard et al. 1993; Huber et al. 2006] afirmam que a maioria das rápidas mudanças na temperatura das águas da Groelândia ocorreram devido a fortes mudanças na circulação da AMOC. O IPCC [2013], através de simulações de modelos numéricos, fez previsões afirmando que o transporte da AMOC decresceria no século 21 por

causa dos gases de efeito estufa, e que a mesma possui uma variabilidade interanual do transporte de 5 Sv. Para quantificar a variabilidade da AMOC foi estabelecido um sistema contínuo de medições na área dos 26°N de latitude [Hermanson et al. 2014].

Hirschi et al. [2007] demonstram através de modelos numéricos que há uma grande frequência de variação no transporte total da AMOC, o que poderia produzir falsas tendências em análises de pequenas escalas. Rayner et al. [2011] também apresentaram em seus resultados a presença de um forte ciclo sazonal no transporte da AMOC, mas reconheceram que a relevância climática ainda precisa ser melhor entendida nos processos de variação da AMOC.

Mahajan et al. [2011] afirmam, através de um modelo estatístico de regressão, que a força da AMOC vai diminuir em um futuro próximo, o que reduziria o seu transporte de calor para norte diminuindo então a temperatura média do oceano Atlântico Norte. Porém, este trabalho é baseado em dados observacionais das últimas cinco décadas, o que, apontado pelos autores, seria um período curto para estimar variações de escalas decenais. Longworth et al. [2011] apresentam a existência de uma tendência de redução de 2 a 4 Sv do transporte da AMOC para o período de 26 anos compreendido entre 1980 e 2005.

Smeed et al. [2014] apresentaram uma média de diminuição da intensidade do transporte da AMOC de -0,54 Sv por ano, de 2004 a 2012. O que é ainda maior do que os previstos pelos modelos relacionados aos cenários de mudanças climáticas, porém, afirmam que estas variações estariam mais associadas a variabilidades decenais do que às mudanças climáticas.

Com todas as possíveis variações no transporte da AMOC é muito importante a acurácia dos dados utilizados para a realização dos cálculos associados com os

seus transportes. [McCarthy et al. \[2015\]](#) apontaram uma diminuição de 0,4 Sv no transporte da AMOC, cerca de 2% do total, ao utilizar dados oriundos da nova TEOS-10, substituindo aqueles da antiga EOS-80. Considerando que a variabilidade da AMOC tem sido alvo de diversos estudos, é importante avaliar como esta nova equação irá afetar os resultados das análises físicas, ressaltando que as variações não são espacialmente homogêneas. Este é um dos focos deste trabalho, o qual visa quantificar as mudanças nos resultados das contribuições das massas d'água, nas velocidades baroclínicas e no transporte da AMOC decorrentes da utilização da nova equação termodinâmica e ainda se essas variações são ou não relevantes em relação às escalas dos fenômenos/mecanismos geofísicos analisados.



## Capítulo II: Objetivos

### 2.1 Objetivo geral

O objetivo geral deste trabalho é avaliar, no oceano Atlântico, as mudanças nos resultados dos cálculos da distribuição dos percentuais de contribuição de massas d'água, das velocidades baroclínicas e do transporte total, decorrentes das mudanças da salinidade e da temperatura, com a utilização da nova TEOS-10.

### 2.2 Objetivos específicos

- Quantificar as diferenças nos índices termohalinos das massas d'água;
- Estimar quais massas d'água apresentam maiores variações no percentual de contribuição relacionados aos processos de mistura;

- Estimar as regiões onde os cálculos das velocidades baroclínicas são mais afetados;

- Calcular o transporte da AMOC ao longo de transectos zonais ( $30^{\circ}\text{S}$ ,  $10^{\circ}\text{S}$ ,  $10^{\circ}\text{N}$  e  $30^{\circ}\text{N}$ ) no oceano Atlântico. E então estimar as diferenças nestes transportes com as duas equações do estado

- Apontar as possíveis causas que impactam todas estas mudanças.

## Capítulo III: Material e Métodos

**E**ste capítulo está dividido em três seções. Primeiramente é explicado o método para quantificar a mistura entre as massas d'água. A seguir, é apresentado como foram calculadas velocidades baroclínicas, e em seguida a metodologia para o cálculo do transporte total em transectos nas regiões de estudo.

Todo o trabalho é desenvolvido a partir de um conjunto de dados, em quatro transectos zonais no oceano Atlântico, dois no hemisfério sul (10° e 30° sul) e dois no hemisfério norte (10° e 30° norte), representados na Figura 8, com cobertura temporal de 2005 a 2012. Este conjunto foi obtido no banco de dados da National Oceanographic Data Center (NODC), conhecido como World Ocean Database 2013 [Boyer et al., 2005]. O período dos dados foi escolhido para ter compatibilidade com os dados de altimetria do banco OSCAR, posteriormente

utilizados nos cálculos dos transportes. Os parâmetros utilizados foram temperatura, salinidade e pressão. Foram usados apenas os dados de alta qualidade, de onde ainda foram excluídos os espúrios restantes. Toda a grade de dados foi interpolada para uma resolução final de 1° de longitude por 1 m de profundidade.

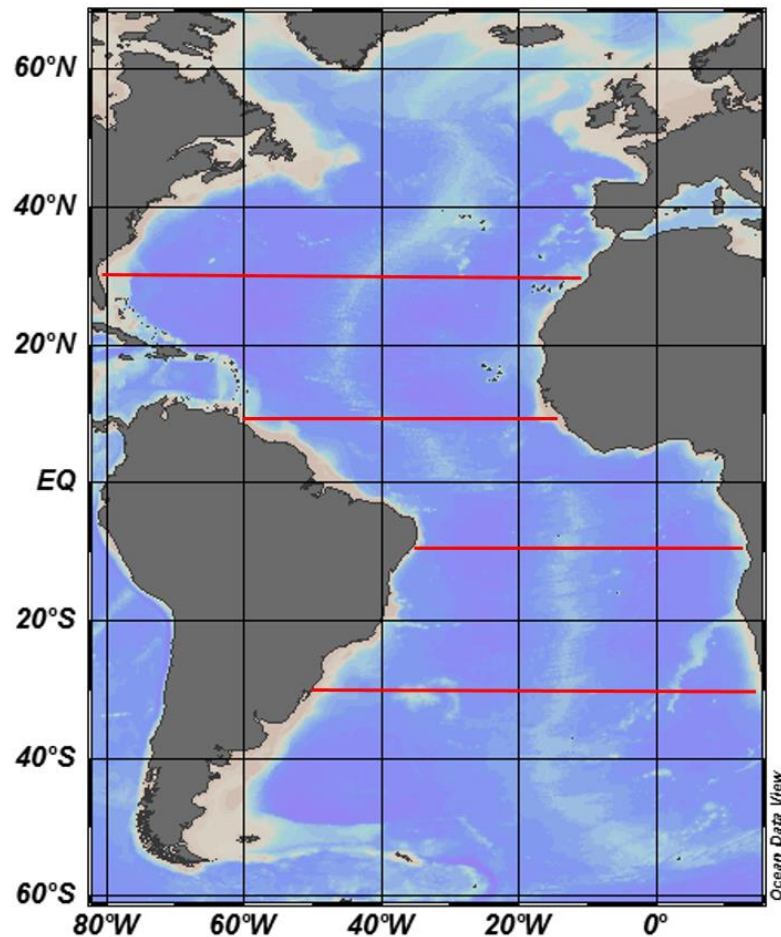
A antiga equação do estado EOS-80 foi aplicada sobre os dados através de um pacote de algoritmos chamado de SeaWater [Morgan, 1994], e a nova TEOS-10, pelo pacote de algoritmos Gibbs SeaWater [IOC et al., 2010]. Todas as análises descritas a seguir foram feitas com a antiga e com a nova equação do estado, quantificando assim a diferença entre os seus resultados.

### **3.1 Mistura de Massas D'água:**

Massa d'água é um corpo de água onde todos os elementos têm a história de formação em comum. Uma parte do oceano pode ser dividida entre diversos corpos d'água, com um misturando-se com o outro. As massas d'água são entidades físicas de volume finito, podendo ser descritas matematicamente em função da relação de suas propriedades características (como temperatura e salinidade). A água-tipo é um ponto no espaço paramétrico e quando pertencente à função inicial das propriedades características de uma massa d'água é chamado de água-tipo fonte [Tomczak & Large, 1989].

O método utilizado para quantificar as misturas entre as massas d'água foi a análise Otimizada Multiparamétrica (OMP), descrito em Tomczak & Large [1989]. O OMP assume que todas massas d'água podem ser representadas pela mistura de águas-tipo. O método resolve um sistema linear de equações de

mistura e, portanto, todas as propriedades características que definem uma massa d'água precisam ser lineares.



**Figura 8.** Linhas em vermelho representam os quatro transectos onde foram realizados os comparativos entre as equações EOS-80 e TEOS-10.

A análise clássica do OMP assume que todos os parâmetros hidrográficos utilizados são conservados e não sofrem influência de processos biogeoquímicos, sendo a sua utilização possível em casos em que a análise é confinada em uma limitada região do oceano e quando os parâmetros usados na quantificação da mistura são conservativos [Leffanue & Tomczak, 2004].

Já a versão estendida do OMP apresenta a possibilidade de utilizar parâmetros semi-conservativos na resolução das equações de mistura das massas d'água [Karsten & Tomczak, 1998], como carbono orgânico dissolvido, nitrogênio e fósforo, através da aplicação das Razões de Redfield [Redfield et al., 1963]. Porém, como neste trabalho são resolvidas apenas três massas d'água por estrato, foi utilizada a versão simplificada do OMP, necessitando apenas dos parâmetros conservativos temperatura e salinidade, i.e., os dois parâmetros focados na TEOS-10.

A Equação 3 resolve o processo de mistura nos oceanos no método OMP, representando a mistura entre um finito número de águas-tipo.

$$G\vec{x} - \vec{d} = \vec{R} \quad (3)$$

Onde G é o valor dos parâmetros definidos pela água-tipo, d é o vetor de dados observados, x é o vetor com a relação das contribuições e R é o vetor residual. A Equação 3 é resolvida a partir da minimização do R, através da aproximação estatística dos “mínimos quadrados”. Um maior detalhamento do método OMP é apresentado em Tomczak & Large [1989].

Uma análise de sensibilidade foi realizada para se obter um resultado mais robusto do método OMP, onde foi usada uma adaptação do método de Monte Carlo para tal. Foram feitas no total 50 rodadas do OMP, onde variou-se sensivelmente, de forma uniforme, os valores de água tipo fonte, dentro do intervalo característico para cada massa d'água. Este intervalo é mostrado na Tabela 1. Os resultados apresentados para as misturas das massas d'água são todos derivados da média destas aplicações.

Nos transectos do hemisfério Sul foram estudadas as três principais massas d'água (descritas no Capítulo 1 desta dissertação) que compõem o sistema da AMOC, ou seja, a AAIW, a NADW e a AABW. No hemisfério Norte a principal massa d'água que compõe a AMOC é a NADW, e para quantificar a contribuição desta massa d'água foi também analisada a Água Intermediária Subártica (ASIW).

**Tabela 1.** Índices termohalinos para cada massa d'água, com a EOS-80 (em azul) e com a TEOS-10 (em vermelho).

	Temperatura Potencial (°C)	Salinidade Pratica (g kg <sup>-1</sup> )	Temperatura Conservativa (°C)	Salinidade Absoluta (g kg <sup>-1</sup> )
AAIW	2,00 - 6,00	33,80 – 34,80	2,04 – 5,98	33,97 – 34,98
ASIW	3,00 – 9,00	34,00 – 35,10	3,05 – 8,90	34,16 – 35,27
NADW	1,50 – 4,00	34,80 – 35,00	1,49 – 3,98	34,95 – 35,16
AABW	-0,90 – 1,70	34,64 – 34,72	-0,89 – 1,68	34,81 – 34,89

### 3.2 Velocidade Baroclínica:

Para o cálculo das velocidades baroclínicas ao longo dos perfis longitudinais foi utilizado o chamado Método Dinâmico, descrito em [Fomin \[1964\]](#). Este método desenvolvido por [Sandström & Helland-Hansen \[1903\]](#) consiste em estimar o fluxo de velocidade a partir das variações horizontais de densidade, estando portanto, associado à inclinação das isopicnais. Para isto o método consiste em integrar verticalmente as Equações do Vento Térmico, comumente utilizadas em estudos meteorológicos [e.g., [Lamb & Woodroffe 1970](#); [Conrath et al. 1981](#); [Allen](#)

& Sherwood 2008]. A expressão final do Método Dinâmico, no caso da velocidade meridional (de interesse em virtude da orientação dos transectos aqui utilizados) é mostrada na Equação 4.

$$v_2 = v_1 + \frac{g\rho_0}{f} \frac{\partial}{\partial x} \int_{z_1}^{z_2} \alpha dz \quad (4)$$

Onde  $v_2$  é a velocidade meridional a ser calculada (m/s),  $v_1$  é a velocidade já conhecida, no nível imediatamente inferior (m/s),  $z_{1,2}$  são as profundidades destes níveis (m),  $g$  é a aceleração da gravidade ( $m/s^2$ ),  $\rho_0$  é a densidade de referência ( $kg/m^3$ ), adotada pela aproximação de Boussinesq,  $f$  é o valor do parâmetro de Coriolis na latitude específica ( $s^{-1}$ ) e  $\alpha$  é o volume específico da água do mar ( $m^3/kg$ ).

As velocidades baroclinicas são calculadas a partir de um nível de não-movimento e então, conhecendo-se a distribuição espacial do campo de densidade, procede-se o cálculo das velocidades nas camadas superiores a este nível. Neste estudo o objetivo é analisar o impacto da nova equação TEOS-10 sobre os cálculos associados com a circulação profunda, portanto, o nível de não movimento adotado foi o fundo do oceano. McCarthy et al. [2015] mostrou que os transportes da AMOC apresentam baixa dependência do nível de não-movimento, variando pouco quando se adota diferentes níveis, em  $26,5^\circ N$  ele utilizou a profundidade 4820 dbar como referência. Mais detalhes do Método Dinâmico são encontrados em Fomin [1964].

### 3.3 Transporte:



Os cálculos dos transportes totais nos transectos deste estudo foram feitos a partir das velocidades totais, e não apenas da baroclínica, descrita no item anterior deste capítulo. Para calcular a velocidade total é necessário a componente barotrópica do fluxo, para se levar em consideração esta componente foi utilizado o dado de velocidade superficial do banco Ocean Surface Current Analyses – Real time (OSCAR) da National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). O dado foi utilizado com uma resolução de  $1^\circ \times 1^\circ$  (latitude por longitude) com cobertura temporal de 2005 a 2012 (a mesma dos dados do WOD 2013). Ajustou-se o perfil de velocidade baroclínica já calculado para que este se adequasse ao valor de superfície obtido com o OSCAR, então foi extrapolada a diferença para toda a velocidade ao longo da profundidade, chegando-se a um perfil de velocidade total que leva em consideração as componentes barotrópica e baroclínica do fluxo.

Os transportes neste trabalho foram calculados ao longo de quatro transectos zonais, cada um com uma latitude fixa, na forma mostrada na Equação 5:

$$T = \iint_A \vec{v} dx dz \quad (5)$$

Onde T é o transporte (convertido em Sv), v é a velocidade perpendicular ao transecto (i.e., a componente meridional da velocidade, em m/s), A é a área total para o qual é calculado o transporte, dx é o comprimento latitudinal e dz a profundidade.

Para calcular o transporte da AMOC, que possui porções de água fluindo em ambos os sentidos (para norte e para sul), a coluna d'água foi subdividida em três áreas: intermediária, profunda e de fundo, seguindo-se a metodologia de

divisão já empregada em [Ganachaud & Wunsh \[2000\]](#). Será feita uma comparação dos resultados aqui obtidos com aqueles deste estudo. O transporte em cada um destes três estratos de profundidade foi calculado, assim como o transporte total.

## Capítulo IV: Artigo Científico

**P**ara a obtenção do título de Mestre pelo Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, é requerido que o discente realize a submissão de pelo menos um artigo científico como primeiro autor em periódico com corpo indexado. Desse modo, os resultados da pesquisa desenvolvida durante o período de mestrado e a discussão dos resultados serão apresentados em forma de artigo neste Capítulo. O primeiro manuscrito é intitulado “**Impactos nos cálculos de mistura de massas d’água, velocidades baroclínica e transportes no oceano Atlântico com a utilização da nova equação do estado da água do mar**” e será submetido para publicação.

## **Introduction:**

The new equation of state of the seawater TEOS-10 is briefly presented here emphasizing its importance to oceanography and the differences between the old equation EOS-80 and the new. Following, a brief characterization of the study area, the Atlantic Ocean. Ultimately, we make an account of the Meridional Overturning Cell Atlantic (AMOC), focusing on the water masses that comprise the system and their circulation processes.

### **The new equation of state of the seawater**

As a pure substance under ambient conditions, the thermodynamic water occurs in three phases: gaseous, as water vapor, liquid, as liquid water and in the solid state, as ice. In the atmosphere, the water vapor it mixes with various gases giving name to the so-called "dry air". In oceans, various salts had dissolved in water, and this mixture forms the "sea water". Water is also present as moisture in the soil and rocks and is taken, stored and released by plants and animals. In the complex global climate system, the latent heat transferred by water between the oceans and the atmosphere, released in clouds or consumed by the melting of glaciers, is one of the controls of climate dynamics, behind radiation energy [[Feistel, 2015](#)].

Several devices had be used to obtain oceanographic data such as pressure, temperature and salinity in the oceans, in time and space points. These measuring instruments are calibrated according to international oceanographic standards to ensure the temporal and spatial comparability of the various measurement results. These standards are gradually improving in relation to its uncertainty, consistency and stability. With these standards, it is possible to use the data relating to the thermodynamic properties of the ocean, such as

temperature and salinity. For this, an equation of state is developed from laboratory work and is often revalidated with field data taken as an input parameter. Of course, these properties are compatible to different time scales (over the centuries), local (global) only if the equations, and employee's measurement standards are consistent [Feistel, 2008].

For many years, a collection of denoted algorithms called International Equation of Seawater Equation 1980 (hereafter, EOS-80) was the internationally accepted standard for the calculation of thermophysical properties of seawater such as measured temperature and salinity, the later sampled by electrical conductivity , as a proxy for the concentration of material dissolved in seawater [Pawlowicz et al., 2012]. The EOS-80 served the oceanographic community for over 30 years, but in recent years, the scientific community has pointed out some reasons for the development of a new equation of state, which are indicated in Millero [2010] and reproduced below:

- 1) Lack of consistency in various aspects of EOS-80, a thermodynamic approach would eliminate this problem;
- 2) In 1995 a more accurate description of Thermodynamic pure water, thus also the calculation of accurate: i) heat capacity, ii) the speed of sound and iii) Temperature of maximum density;
- 3) Oceanographers already have better knowledge of how variations in ocean composition may affect its density;
- 4) The need to integrate the ocean as part of the global heat engine, requiring more accurate expressions for the calculus of entropy, enthalpy and internal energy of seawater, so you can more accurately determine the heat flows through

the ocean interfaces and atmosphere, and atmosphere and ice (entropy, enthalpy and internal energy were not available with the EOS-80);

5) The 1968 temperature range have been revised in 1990, and there was the need to incorporate this latest revision of the International Union of Pure and Applied Chemistry (IUPAC).

Until now, EOS-80 offered four equations related through separate algorithms for the calculus of density, heat capacity, sound speed and freezing temperature of the water [Fofonoff & Millard, 1983]. The salinity of seawater have been measured indirectly by the conductivity of the dissolved material. Until then it was considered that all the waters that possessed the same conductivity would have the same salinity. Salinity scale used by the equations of the EOS-80 are called Practical Scale Salinity (PSS-78).

With all these issues, the Community Scientific Oceanographic Research (SCOR) and the International Association of Scientists Physicists Oceans (IAPSO) established the Working Group 127 (WG127), responsible for developing a new Thermodynamic Equation of State of Seawater [IOC et al., 2010]. Then, from 2010 on, the thermodynamic properties of seawater should have been calculated by using a new thermodynamic equation called the Thermodynamic Equation of Seawater (hereafter, TEOS-10). This new thermodynamic description of seawater it is based on the Gibbs function in which the thermodynamic properties such as entropy, enthalpy and enthalpy potential are calculated directly. When determined by the Gibbs function, these measurements are consistent with each other. Entropy and enthalpy are variables necessary for an accurate description of advective and diffusive heat processes in the oceans, not to mention, to quantify the role of the oceans in heat

exchange with the atmosphere and ice [IOC et al., 2010]. The Gibbs function (or Gibbs potential) is a function of salinity, temperature and pressure. Moreover, brought some changes in salinity and temperature parameters. With the EOS-80, the physical analyzes uses the practice salinity and potential temperature; at the same time, with the TEOS-10 the absolute salinity and conservative temperature is used – their differences are explained below.as the new concepts about the temperature and salinity introduced with the new TEOS-10.

According to McDougall [2011], TEOS-10 defines three types of salinity: practical salinity ( $S_P$ ), which is the old salinity used by the EOS-80, and the new reference salinity ( $S_R$ ) and absolute salinity ( $S_A$ ). The absolute salinity is preferable than practice salinity, because the thermodynamic properties of seawater are directly influenced by the mass of the dissolved constituents, while practical salinity depends only on the conductivity. The use of absolute salinity for all thermodynamic functions, such as density, is the main change from the old equation that used practice salinity only.

Salinity is necessary when determining some physical properties of seawater, such as density. Although many ions of dissolved material are non-electrolytes and, thus, not good drivers, they are still capable of influencing the density of water. The main ones are those resulting from the dissolution of calcium carbonate ( $\text{CaCO}_3$ ) of sand acid ( $\text{Si(OH)}_4$ ),  $\text{CO}_2$  and nutrients such as  $\text{NO}_3^-$  and  $\text{PO}_4$  from the oxidation of organic material.

The TEOS-10 brought many changes in salinity allowing, e.g., the scientific community to calculate a more accurate density. The major problem encountered, however, was that the density values measured from precision densimeters had small differences in the value of the density calculated from the

salinity, temperature and pressure parameters. The scientific community indicated that these differences were due to the low conductivity of ions that had been neglected in the old way of calculating density. To correct this problem, TEOS-10 redefined the calculation also of this parameter [Millero, 2010]. To this end, the seawater samples were collected in various parts of the oceans and the density compared to their chemical composition, providing, ultimately, an algorithm to correct the salinity according to the composition of each region of the oceans. In order to update the equation, new points are collected and, from time-to-time, the new TEOS-10 would be adjusted. Feistel [2008] estimates that the new absolute salinity becomes 80 times more accurate than the previously used practical salinity.

The  $S_P$ , which it calculated directly from the conductivity, will lead the other two. The  $S_R$ , calculated by Equation 1, is more accurate than the  $S_P$ , because is multiplied by a correction constant, but it also does not consider the spatial variations in the composition of the dissolved material.

$$S_R = \left( \frac{35,16504}{35} \right) S_P \quad (1)$$

The  $S_A$  is calculated from the  $S_P$ , with the formulation shown in Equation 2 below, and takes into account the spatial variation of the ions dissolved in seawater. The new absolute salinity is measured in units of the International System (SI), so  $\text{g.kg}^{-1}$ .

$$S_A = S_R + \delta S_A \quad (2)$$

McDougall [2011] also states that the spatial variation of non-electrolyte ions, shown in Equation 2 by  $\delta S_A$  term and called the absolute salinity anomaly, varies according to latitude, longitude, and depth. Millero [2010] states that the ion that



has more influence in the calculation of the absolute salinity anomaly is the silicate.

Regarding temperature, the new TEOS-10 thermodynamic equation ceases to use the potential temperature ( $\theta$ ), replacing this variable by the conservative temperature ( $\Theta$ ). According to [McDougall \[2011\]](#), the conservative temperature is quite similar to the potential. In both cases, we are taking a water sample from the sea under an arbitrary pressure in the ocean. Therefore, to realize reduction of pressure on this portion of water, isohaline and adiabatic movement are hypothetically conducted until the pressure of the sea is zero. The resulting temperature at the end of this process is defined as the temperature of the potential sample. Therefore, the potential temperature removes the effects of pressure on temperature, but in addition, it also relates to the entropy and the density of an ideal fluid. Entropy is a measure of disorder of the particles in a physical system and therefore is of fundamental importance for the understanding of energy processes. This simple relationship means that the processes in the fluid that keeps the potential temperature are also isentropic.

Just as happens with the potential temperature, this process happens to be defined as a potential enthalpy. The conservative temperature will then be the result of potential enthalpy divided by the "heat capacity" constant ( $C_p^0=3991.86795711963 \text{ J K g}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ). The use of the enthalpy at the beginning of the process is recommended because it is the best representation of the amount of heat in a physical system [[McDougall, 2011](#)]. The differences between the both temperatures, may reach values up to 1.4°C, but, most often, are around 0.1°C. Several analyzes in physical oceanography are based on calculations that take into account the density of the water column of the ocean. The circulation of the

oceans has as one of its driving forces density gradients. The moving and mixing process of water masses is based on their density, therefore, the more accurate is the calculation of this parameter, better will be the physical analysis of these processes. [McCarthy et al. \[2015\]](#) stated that the new equation causes non-negligible impact on the circulation of the global oceans and therefore, it is necessary to review these processes with the new equation of state, taking also into account that some regions are more affected than others are. Therefore in this work, we are proposing an analysis for quantifying the impacts resulting from the use of the new Equation of State, TEOS-10, in spite of the former, EOS-80. This study will take into account the perception of the mixture of water masses, the calculus of baroclinic velocities and transports along four longitudinal transects in the Atlantic Ocean, giving emphasis to the cell Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC), always comparing the results with those from EOS-80.

### **The Atlantic Ocean**

The Atlantic Ocean has some unique features. It is the ocean with larger adjacent seas. Its meridional extension covers from the Arctic to the Antarctic, for a total of about 21000 km. In proportion, the zonal extension, considering its greater portion, between the Gulf of Mexico and the west coast of Africa, has a length of about 8300 km. The Atlantic is divided by the Mid-Ocean Ridge in two almost equal portions, and its average depth is 3300 m.

The surface circulation of the Atlantic Ocean is characterized by a strong subtropical gyre in each hemisphere, and a weak subpolar gyre in the northern hemisphere. The northern subtropical gyre is composed of the North Equatorial Current, centered on 15°N, the Antilles Current, the Caribbean Current, the

Florida Current, the Gulf Stream, the Azores Current, Portugal Current and the Canary Current. The Southern Hemisphere gyre consists of the South Equatorial Current, the Brazil Current, the South Atlantic Current and the Benguela Current. The subpolar gyre in the northern hemisphere is modified by its interaction with the Arctic circulation [[Tomczak & Godfrey, 2002](#)].

### **The Atlantic Meridional Overturning Cell (AMOC)**

Mainly the Atlantic Meridional Overturning Cell (AMOC) dominates the deep Atlantic Ocean circulation, which is an important component of the Global Ocean Circulation (GOC). This ocean circulation system transports large amounts of heat from the tropics to the North Atlantic Ocean, where part of the heat is then transferred to the atmosphere. Potential changes in circulation can cause great impact on the global climate system [e.g. [Carton, 2011](#)] and some studies differ as to possible scenarios of these changes [[Rahmstorf 2002](#); [Hirschi et al. 2007](#); [Rayner et al. 2011](#); [Mahajan et al. 2011](#); [Longworth et al. 2011](#); [Smeed et al. 2014](#)].

[Talley \[2013\]](#) points out that the main Atlantic Ocean difference to other ocean regions is that the water mass from the deep layer, the North Atlantic Deep Water (NADW) has as its main source surface water and, therefore, is marked by tracers indicating that younger age (high concentration of oxygen, and low nutrient) of recently formed. On the other hand, in the Pacific and Indian oceans, this deep layer is basically comprised by older tracers that indicate older ages (low oxygen concentration and high nutrient).

The AMOC consists of three circulation cells, the first cell of the North Atlantic Deep Water, with the formation of dense water in regions in the northern part of the North Atlantic, and the second cell of Antarctica Bottom Water (AABW),

formed by dense waters around the Antarctic continent. The formation of the latter is through NADW flowing south till, reaching the Southern Ocean, it submerges and becomes a source of AABW. These two cells interconnect, mainly in the Antarctic Ocean in a complex circulation system. The third movement of the AMOC cell is also the weakest, and it is represented by the resurgence of NADW, becoming an intermediate water. In the Atlantic Ocean, the NADW moves around to the south, and its most saline part resurge to pass the Antarctic Circumpolar Current (ACC), creating Antarctic Intermediate Water (AAIW). This newly formed water mass formed around 1000m depth and flows northwards [[Warren 1990](#); [Reid 1994](#); [Talley 2013](#)].

As previously mentioned, the NADW cell relies on more on surface layers of the ocean as sources. Flows come from the Pacific to the Atlantic through the Drake Passage, and from the Indian to the Atlantic by the leakage of the Agulhas Current [[Talley, 2013](#)]. The upper waters of Drake Passage in the region include the AAIW, intermediate water just north of the ACC, and it is mainly composed by Subantarctic Mode Water (SAMW). The waters derived from the Agulhas Current are mainly composed of portions of upwelled water in the Indian Ocean. Atlantic portions of intermediate water, finally, move northward through the complex system of surface layers until it finally loses heat and then sink as a denser water in places of known formation of NADW: the Nordic seas and Labrador [[Pardo et al., 2012](#)].

The AABW cell got its start with the resurgence of NADW in the Southern Ocean, where this water mixes with colder waters from the melting sea ice and precipitation, which then cools. Part of the surface water becomes too dense and begins to sink. The less dense portions are in the water column of the Southern

Ocean, Weddell Sea as Weddell Deep Water and Ross Sea as Ross Deep Water [Carmack, 1973]. What will lead to AABW is the densest portion of this submerged water where a portion is confined in the Southern Ocean, while the other portion flows north through the topographical features of the ocean floor [Talley, 2013].

Rahmstorf [2002] suggests using paleo evidence that heat transported by AMOC has varied over time according to the temporal changes of the climate. Some authors [Dansgaard et al. 1993, Huber et al. 2006] state that most of the rapid changes in temperature in Greenland waters occurred due to strong changes in the circulation of the AMOC. The IPCC [2013], through numeric models, made predictions stating that the transport of AMOC would decrease in the 21st century because of greenhouse gases, and the AMOC transport variability is about 5 Sv. To quantify the variability of AMOC a continuous measurement system was established in the area of latitude 26°N [Hermanson et al. 2014].

Hirsch et al. [2007] demonstrate through models that there is a high frequency of change in AMOC variability, which could produce false trends in analysis of small scales. Rayner et al. [2011] also presented in their results the presence of a strong seasonal pattern in the transport of AMOC, but acknowledged that climate relevance still needs to be better understood in the AMOC variability process.

Mahajan et al. [2011] stated using a statistical regression model that the strength of the AMOC will decrease in the near future, which would reduce its northward transport of heat and then reduce the North Atlantic Ocean average temperature. However, this work is based on observational data from the past five decades, it is considered to be a short period to estimate variations of decadal scales – which was pointed out by the authors. Longworth et al. [2011] shown that there is a

reducing trend from 2 to 4 Sv transport of the AMOC transport for the period of 26 years from 1980 to 2005.

[Smeed et al. \[2014\]](#) showed an average decrease of transport intensity of the AMOC of -0.54 Sv per year from 2004 to 2012. What is even greater than those provided by the models, related to climate change scenarios, however, they claim that these variations would be more associated with decadal variability than to climate change.

With all the possible variations in the AMOC transport, the accuracy is very important to the data we use for the analysis of these calculations. [McCarthy et al. \[2015\]](#) showed a decrease of 0.4 Sv in the transport of the AMOC, about 2% of the total, using the new TEOS-10 equation. Considering the variability of the AMOC has been the subject of many studies, it is important to emphasize how the new equation will affect the results of the physical analysis, pointing out that the variations are not spatially constant. This is one of the focus of this work, which will quantify the changes in the results of the contributions of water masses analysis, the baroclinic velocities and the AMOC transport with the new thermodynamic equation, determining if these variations are indeed relevant.

### **Methodology:**

This study was developed from a dataset spanning from 2005 to 2012 and comprising four zonal transects in the Atlantic Ocean, being two in the Southern Hemisphere (10° and 30° south) and two in the northern hemisphere (10° and 30° north) (Fig. 1). They were obtained from the National Oceanographic Data Center (NODC), known as World Ocean Database 2013 [[Boyer et al., 2005](#)]. The parameters used were temperature, salinity and pressure. Only high quality data

was considered, and the remaining spurious profiles were excluded from the analysis. The entire data grid was interpolated to a 1° of longitude resolution by 1 m deep.

The former equation of state, EOS-80, was applied to the data through an algorithm package called SeaWater [Morgan, 1994], and the new TEOS-10, by the algorithm package Gibbs SeaWater [IOC et al., 2010]. All analysis described below were made applying the old and the new equation of state and then, by obtaining the difference between their results.

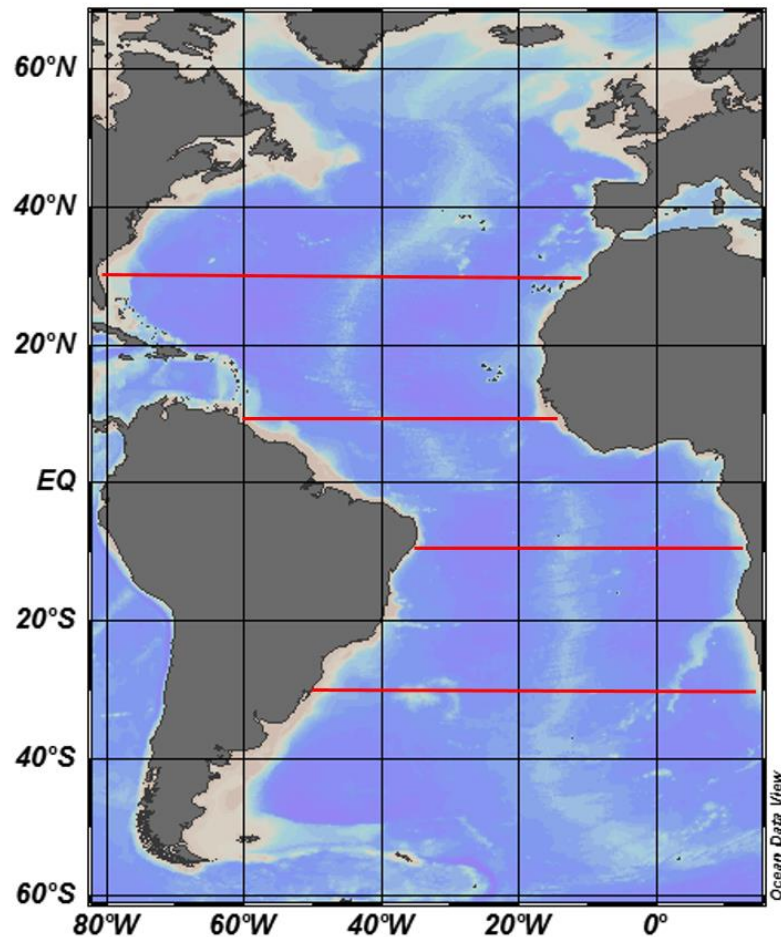
### **Water Masses Mixes:**

Water mass is a body of water where all the elements have the history of formation in common. A part of the ocean can be divided among several bodies of water that are constantly mixing with one another. The water masses are physical entities of finite volume, and can be described mathematically by using the ratio of their characteristic properties (such as temperature and salinity). Water-type is a point in the parameter space; when addressing the initial function of the characteristics of mass properties of water, it has called a water-type source [Tomczak & Large, 1989].

The method used to quantify the mixtures between the water masses was the Optimum Multiparameter (OMP) analyses, described in Tomczak & Large [1989]. The OMP assumes that all water masses can be represented by a mixing water-type. The method solves a linear system of equations as mixture, and therefore, all characteristic properties that define a body of water need to be linear.

The classic OMP analysis assumes that all hydrographic parameters used are conserves and are not influenced by biogeochemical processes. So it is possible in cases where the analysis is confined to a limited region of the ocean and the

parameters used in the quantification of the mixture are all conservative [Leffanue & Tomczak, 2004].



**Figure 1.** Red lines represent the four transects used by this study to compare the application of EOS-80 and TEOS-10.

Currently, an extended version of OMP presents the possibility of using semi-conservative parameters in the resolution of the mixing equations of water mass [Karsten & Tomczak, 1998], as dissolved organic carbon, nitrogen and phosphorus, by applying the ratios Redfield [Redfield et al., 1963]. However, as this paper are only addressing three water masses by layer, we used the simplified version of the OMP, requiring only conservative parameters –



temperature and salinity, i.e., the two parameters important when considered the changes introduced by TEOS-10.

The linear equation that solves the mixing process in the oceans OMP method are shown in equation 3, representing the mixing between finite numbers of standard water.

$$G\vec{x} - \vec{d} = \vec{R} \quad (3)$$

Where G is the value of the parameters defined by water-type, d is the observed data vector, x is the vector with the ratio of contributions and R is the residual vector. Equation 3 is solved from the minimization of R, using the statistical approach of the "least squares". Further details about this methodology is presented in [Tomczak & Large \[1989\]](#).

A sensitivity analysis was performed using a Monte Carlo method to obtain a more robust result for the OMP method. They were made in all 50 rounds of the OMP, which varied substantially the water source type values within the characteristic range for each body of water. This range it has shown in Table 1. All results for the mixtures of water masses has derived from the average of these rounds.

In the southern hemisphere transects studies the three main water masses that make up the AMOC system, i.e., the AAIW, the NADW and AABW. In the northern hemisphere, the main body of water that makes up the AMOC is NADW, and to quantify the contribution of this body of water to the system, the Subarctic Intermediary Water (ASIW) was also included in this analysis.

**Table 1.** Thermohaline indexes for each body of water, with EOS-80 (2nd and 3rd columns) and TEOS-10 (4th and 5th columns).

	Potencial Temperature (°C)	Practical Salinity (g kg <sup>-1</sup> )	Conservative Temperature (°C)	Absolut Salinity (g kg <sup>-1</sup> )
AAIW	2.00 - 6.00	33.80 – 34.80	2.04 – 5.98	33.97 – 34.98
ASIW	3.00 – 9.00	34.00 – 35.10	3.05 – 8.90	34.16 – 35.27
NADW	1.50 – 4.00	34.80 – 35.00	1.49 – 3.98	34.95 – 35.16
AABW	-0.90 – 1.70	34.64 – 34.72	-0.89 – 1.68	34.81 – 34.89

### Baroclinic Velocity:

For the calculation of baroclinic velocity along the longitudinal profiles the, so-called, dynamic method, described in [Fomin \[1964\]](#), was used. This method developed by [Sandström & Helland-Hansen \[1903\]](#) estimate the flow's velocity from the horizontal density variations being, therefore associated with the slope of isopycnals. For this purpose, the method vertically integrates the Thermal Wind Equation commonly used for weather studies [e.g., [Woodroffe & Lamb 1970](#); [Conrath et al 1981](#); [Allen & Sherwood 2008](#)]. Equation 4 shows the result for the meridional velocity:

$$v_2 - v_1 = \frac{g\rho_0}{f} \frac{\partial}{\partial x} \int_{z_1}^{z_2} \alpha dz \quad (4)$$

where  $v_2$  is the meridional velocity to be calculated ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ),  $v_1$  is the known meridional velocity (level immediately below),  $z_{1,2}$  are the depths (m) of these levels,  $g$  is the gravity ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$ ),  $\rho_0$  is the reference density ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) from Boussinesq approximation,  $f$  is the Coriolis parameter ( $\text{s}^{-1}$ ) and  $\alpha$  is the specific volume of seawater ( $\text{m}^3/\text{kg}$ ).

The baroclinic velocities are calculated from a level of non-movement, and then knowing the spatial distribution of the density field, velocities are estimated in the layers above this level. This study aims to analyze the impact of the new TEOS-10 equation on the deep circulation, so the adopted no motion level was the ocean floor. [McCarthy et al. \[2015\]](#) showed that the transport of the AMOC have low dependence on the level of non-movement, varying little when it adopts different levels in  $26.5^\circ\text{N}$  he used the 4820 dbar depth reference. More details of the method can be found in [Fomin \[1964\]](#).

### **Transport:**

Calculations of total transport transects in this study were made from the total velocities, and not just Baroclinic velocities described in the preceding session of this chapter. To calculate the total transport the barotropic component of the flow is required. As to take into consideration this component, we used the surface velocity of the Ocean Surface Current Analyses - Real time (OSCAR) database of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). We used the data with a resolution of  $1^\circ\times 1^\circ$  (latitude for longitude) with temporal coverage from 2005 to 2012, to be comparable with the preterit velocities calculated. The profile of baroclinic velocities already calculated were adjusted to the surface velocity

from OSCAR, coming to a full-speed profile that takes into account the barotropic and baroclinic components of the flow.

After obtaining the speeds in a known area, it is possible to calculate the volume of water passing perpendicularly through this area, that is, transport in this region. The transport of this study is calculated along four longitudinal transects, as follow in Equation 5:

$$T = \iint_A \vec{v} dx dz \quad (5)$$

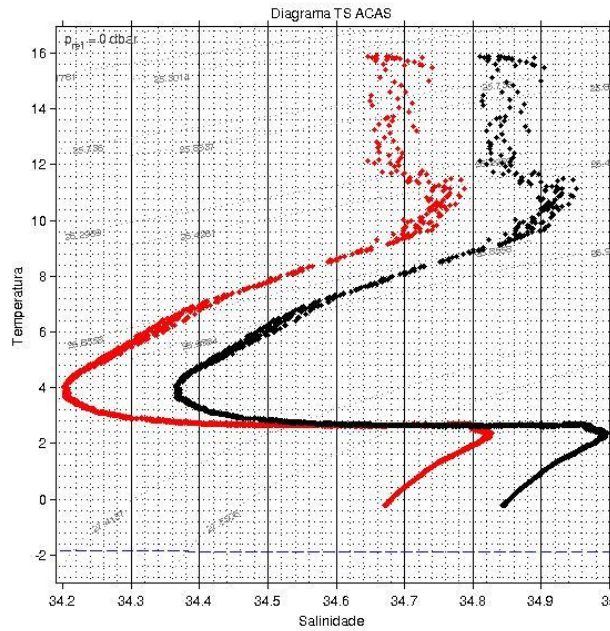
Where T is the total transport, v is the meridional velocity, A is the total area, dx is the longitudinal variation and dz is the depth.

Finally, to calculate the total transport of AMOC, which has portions flowing in both horizontal directions (north and south), the water column was divided into three areas: intermediate, deep and bottom, following the same methodology of [Ganachaud & Wunsch \[2000\]](#). A comparison between the results of these authors with those obtained here will be presented. As a final product, the transport for each of these layers and the total transport were calculated.

### **Results:**

Here, the differences in the results of the percentual of distribution of water masses, baroclinic velocities and transports, along the four transects, using TS data calculated from TEOS-10 and EOS-80, are presented.

First, it is shown in Figure 2 a TS diagram in the Atlantic Ocean, where red is using the equations of EOS-80 and Black TEOS-10. There is a clear shift of the curve caused by differences in temperature and salinity. This change reflected in all outcomes studied here.



**Figure 2.** TS Diagram in Atlantic Ocean, where the red line is the curve with EOS-80 equations and in black the TEOS-10 equations.

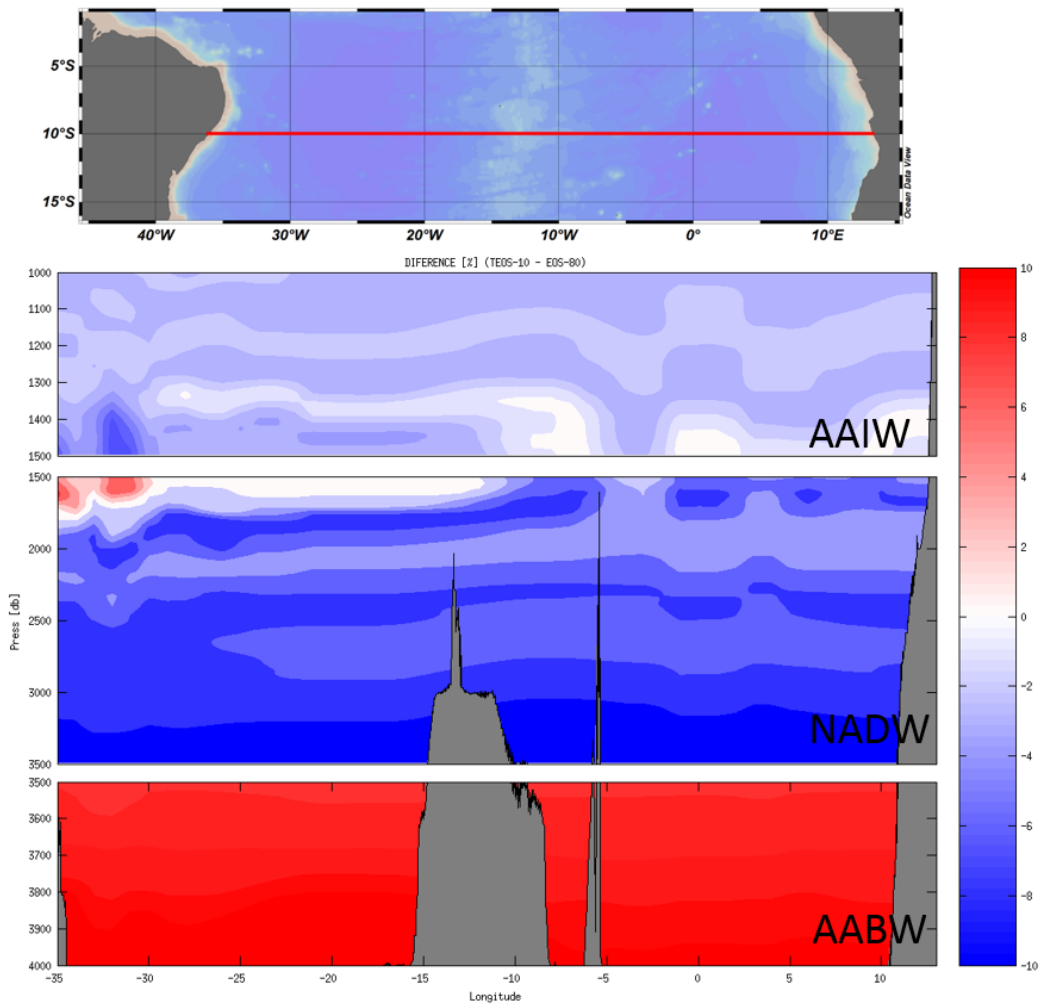
### **Distribution of water masses**

The thermohaline indexes of all water masses considered here showed very similar differences, which are displayed in Table 2. Salinity variations range from 0.15 to 0.18, the lower extreme representing NADW and the latter AAIW. Regarding temperature, AABW and NADW had differences in their very lower portions, while ASIW showed the highest variation, with a maximum of 0.1°C. Therefore, variations in the water masses contributions are mostly caused by changes in salinity and possible differences in water type. Hereafter, the cited difference between some property X will refer to the difference between this property calculated from TEOS-10 and from EOS-80, i.e.,  $Dif. = X(TEOS-10) - X(EOS-80)$ .

**Table 2.** Differences between thermohaline indexes for each water masses analyzed, where the first number of each range indicates the minimum value of the termohaline indexes, and the second is the maximum value.

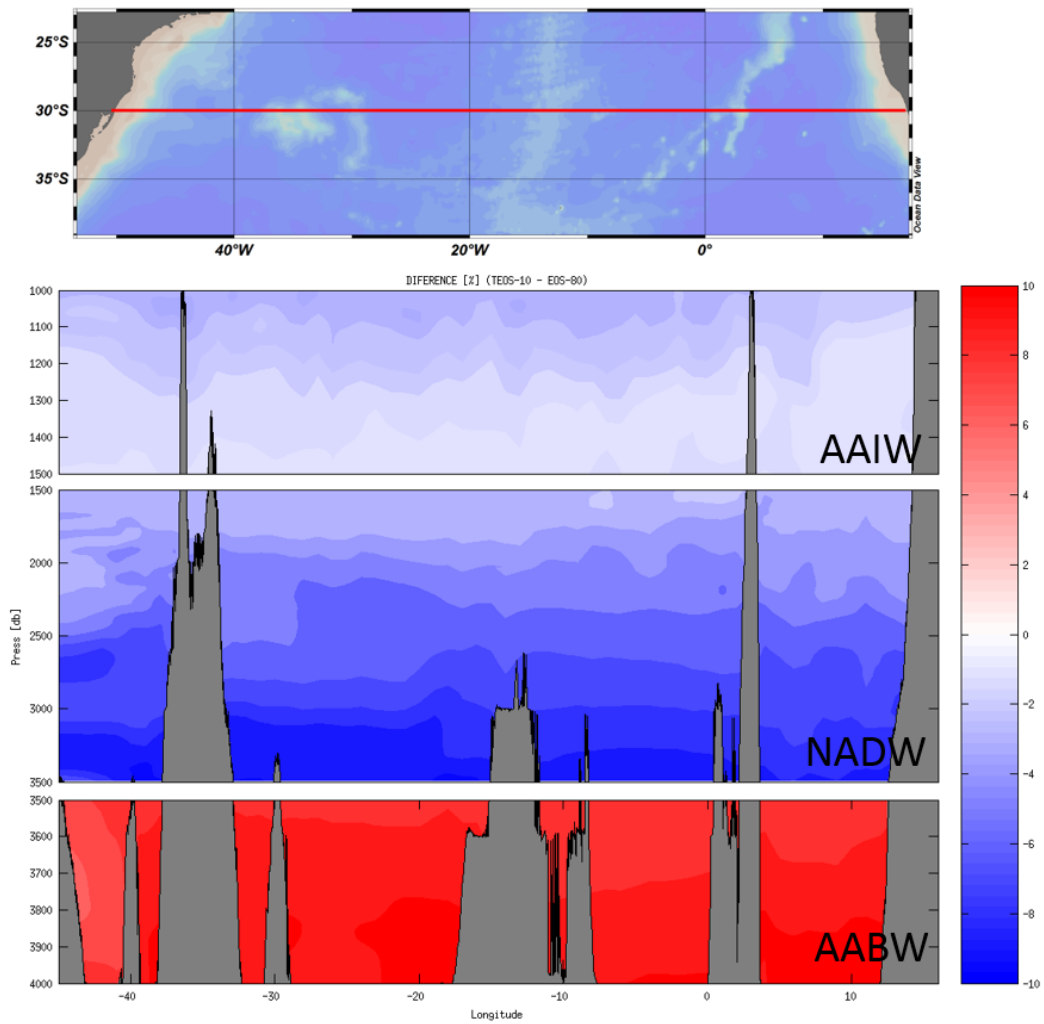
	$\Theta - \theta$ (°C)	$S_A - S_P$ (g kg <sup>-1</sup> )
AAIW	0.04 - 0.02	0.17 – 0.18
ASIW	0.05 – 0.10	0.16 – 0.17
NADW	0.01 – 0.02	0.15 – 0.16
AABW	0.01 – 0.02	0.17 – 0.17

Figure 3 shows the differences between the contribution of the three water masses studied along the transect 10°S. From the results, we can highlight that AABW was the water mass that had the biggest change in its contribution, and the only one that showed a positive difference with the use of TEOS-10, around 10%. A decrease trend for NADW contribution of about 5% is indicated, while the AAIW has the lowest difference in this region, with an average decrease of 2%.



**Figure 3.** Difference between the water masses contributions in 10° S. Upper panel represents the AAIW (1000m to 1500m depth), the mid-panel represents the NADW (1500m to 3500m depth) and the lower panel the AABW (over 3500m).

The difference of water masses contributions in the 30° S transect (Fig 4) are quite similar to the ones found in 10° S. AABW once more presents the only positive, and highest in module, variation, with an average increase of about 9% when using of TEOS-10. The NADW decrease is shown to be around 5%, and the AAIW decrease trend is about 1.5%.



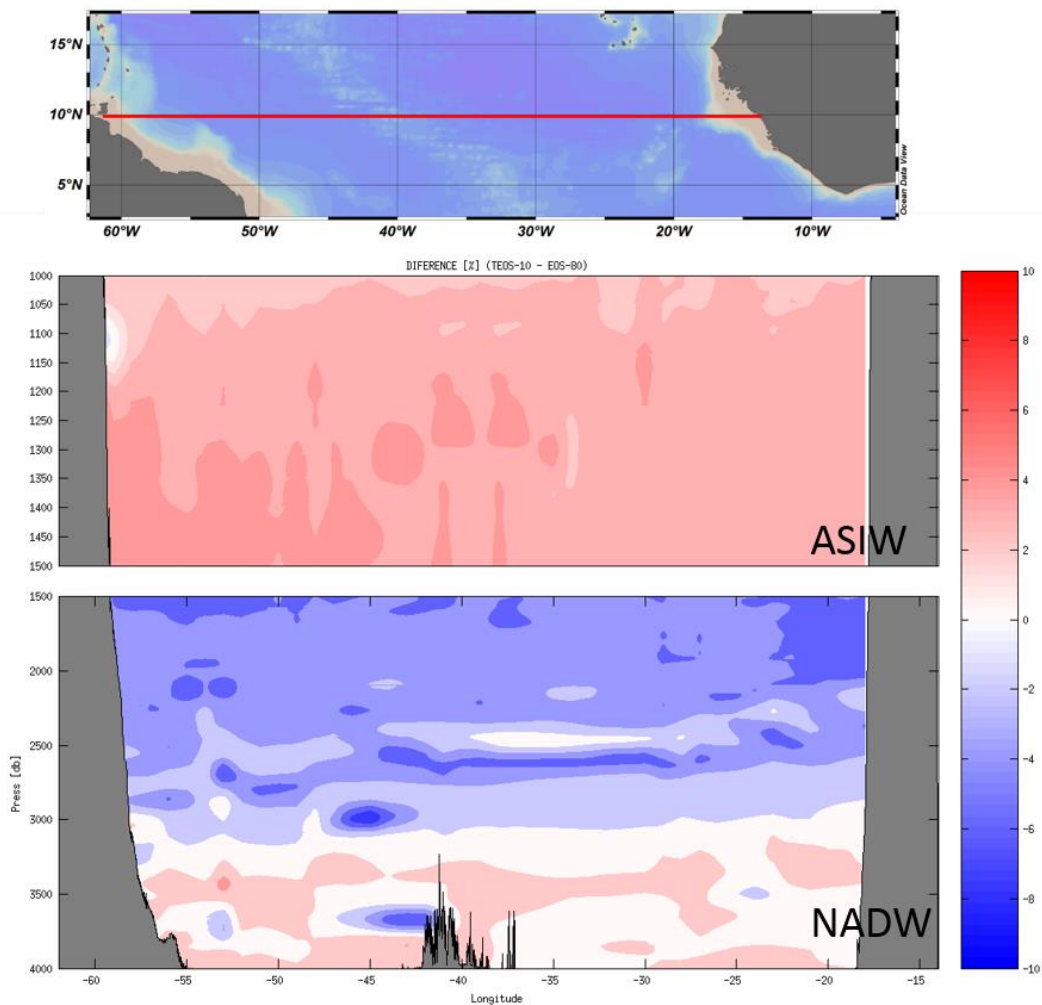
**Figure 4.** Difference between the water masses contributions in 30° S. Upper panel represents the AAIW (1000m to 1500m depth), the mid-panel represents the NADW (1500m to 3500m depth) and the lower panel the AABW (over 3500m).

For the transects in the northern hemisphere, only two water masses were considered in this study. The latitudes, 10°N and 30°N, displayed an opposite behavior, as the ASIW tended to increase its contribution in both transects, while the NADW showed, in average, a decrease.

Figure 5 shows the differences between the contributions of the two water masses considered in 10° N. The ASIW in all its extension tended to increase



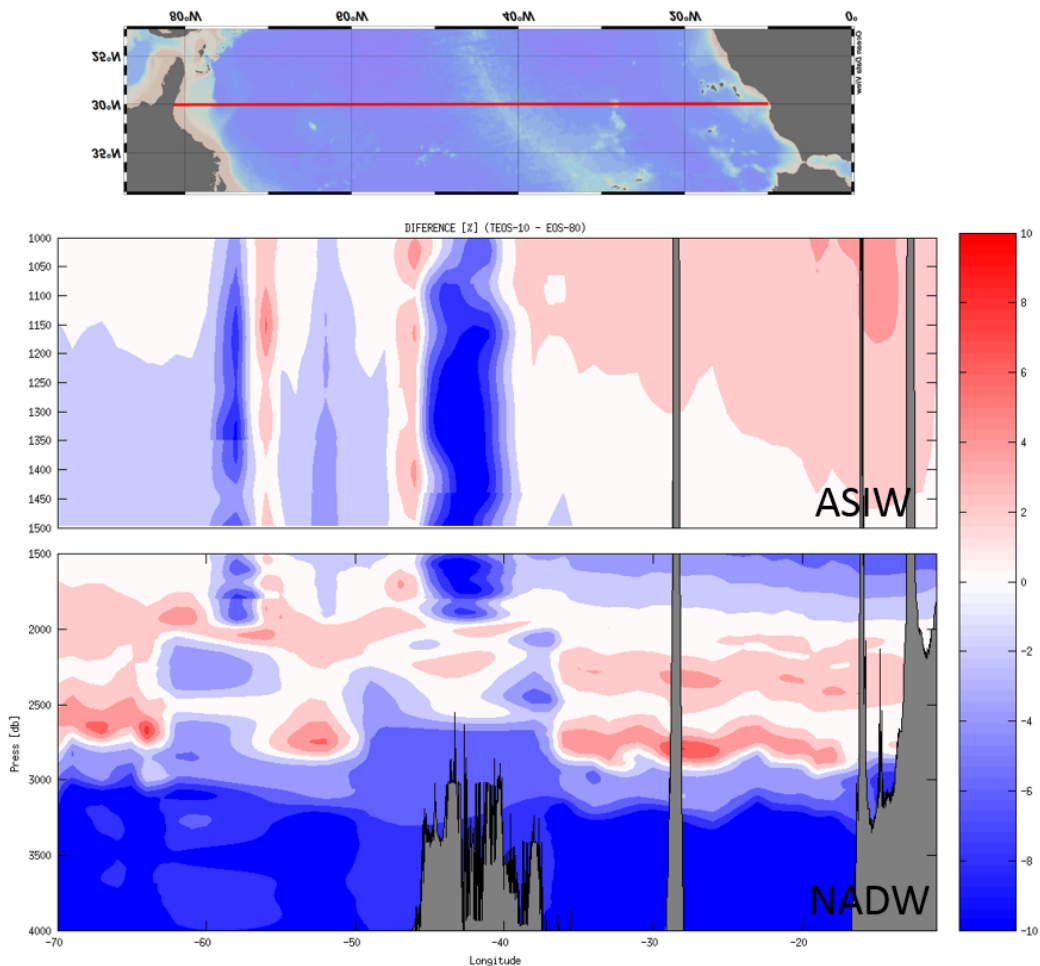
around 5%, while the NADW showed an approximate 4% decrease trend until about 3000 m, and at greater depths tended to increase on average by 2%.



**Figure 5.** Difference between the water masses contributions in 10°N. Upper panel represents the ASIW (1000m to 1700m depth) and the lower panel the NADW (over 1700m).

The differences between water masses contributions in 30° N (Fig. 6) display the most different pattern among the four transects analyzed. The other three transects have variations when comparing different layers, but within the same depth values tend to remain the same for both equations. In 30°N horizontal variations are presented primarily for the ASIW, but also in a lesser expression in NADW. Part of ASIW showed a tendency to increase, using the TEOS-10, the

figures showed an average of 4.5%, while another share decreased around -8%. The NADW tended to decrease, approximately -7% from 1600 m to 2700 m, and showed a tendency to increase at 4% and below this depth decreased on average -9%. This is possibly explained by the ocean's topography in this region, which divides the Atlantic Basin east to west, confining different water masses on each side of the mid-ocean ridge. The eastern portion of the North Atlantic Basin is strongly influenced by the salty Mediterranean waters and the west side is dominated by the Gulf Stream, carrying warm equatorial waters to the north.



**Figure 6.** Difference between the water masses contributions in 30° N. Upper panel represents the ASIW (1000m to 1700m depth) and the lower panel the NADW (over 1700m).

In the Northern hemisphere, water masses contribution display a different pattern in common. In 30°N, NADW superior half tends to increase the contribution with the TEOS-10 and the inferior half to decrease, and this pattern is reversed in 10°N. At 10°N the upper half of NADW tends to decrease its contribution while the lower NADW increases with the new state equation. Meanwhile, at 30°N, upper NADW tends to rise and lower NADW to decrease its contribution.

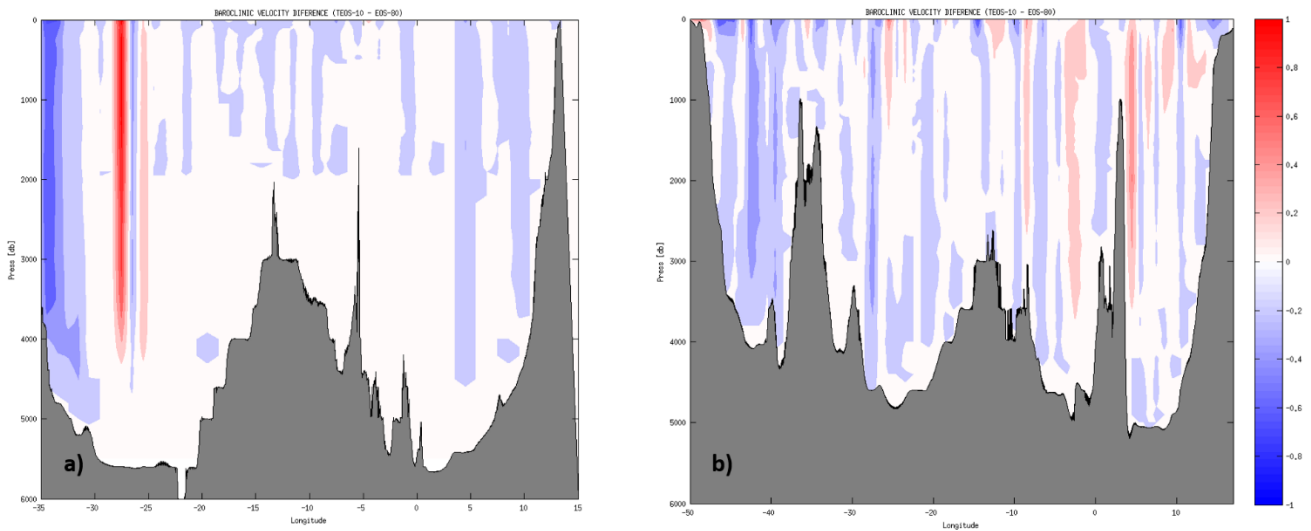
### **Baroclinic velocities**

Regarding baroclinic velocity, the data show a different pattern of variation. The main variation gradient is horizontal. Figure 7 shows the differences between the calculated baroclinic velocity for 10°S (a) and 30°S (b). According to recent scientific bibliographies on the subject, baroclinic velocity profiles were within expected standards for both equations in the regions considered by this study. Both TEOS-10 and EOS-80 profiles are quite similar, and the differences are only noticeable through plots highlighting these very specific variations.

Slightly southern than 10°S is where the South Equatorial Current bifurcates, creating a flow southwards, the Brazil Current, and another to northwards, the North Brazil Current. [Tomczak & Godfrey 2002; Peterson & Stramma 1991; Boebel et al. 1999]. The differences closer to the western oceanic border are higher reaching almost of 1 cm s<sup>-1</sup>. The difference close to the coast has a strong negative component. This is the region of the North Brazil Current. In the open ocean regions, the differences fall to almost zero, the same happening on the east side of the ocean. .

In 30°S, although there are even more jets crossing the transect, shelf waters in the eastern portion stand out with a positive difference. The differences are considerably more negative when the TEOS-10 is used in the region of Brazil

Current (flowing south narrowed alongside Rio Grande Rise), as shown in Figure 13b in about  $-35^{\circ}\text{W}$ . On the east side of the ocean, the main feature is the Benguela current flowing northward [Stramma & England, 1991], where there are differences in baroclinic velocities by nearly  $0.5\text{ cm s}^{-1}$ .

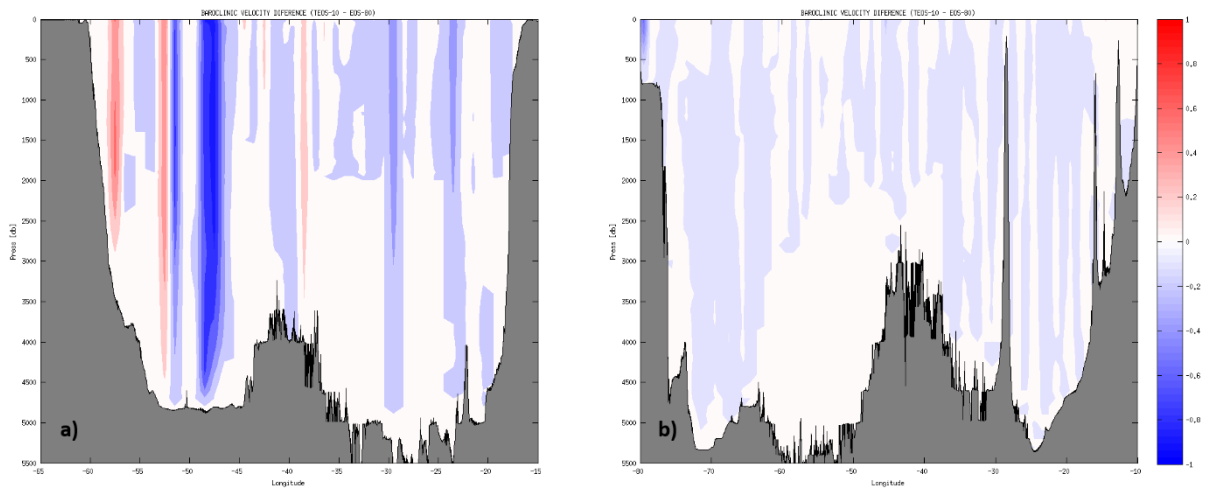


**Figure 7.** Baroclinic velocity differences. Left panel presents these differences for  $10^{\circ}\text{ S}$  transect (a) and right panel for  $30^{\circ}\text{ S}$  (b).

The baroclinic velocity differences in the northern hemisphere for both transects considered are shown in Figure 8. In the western portion of  $10^{\circ}\text{N}$ , the region where the North Equatorial Current begins to turn north, the differences have a strong negative component between  $-45^{\circ}\text{W}$  and  $-50^{\circ}\text{W}$ , reaching difference values of about  $-1.0\text{ cm s}^{-1}$ . Moreover, closer to the coastline, the differences show average positive values of  $0.7\text{ cm s}^{-1}$  in the region where the Caribbean Current flows [Tomczak & Godfrey, 2002]. In the open ocean regions, the differences are lower.

The transect  $30^{\circ}\text{N}$  present the smallest differences between baroclinic velocities calculated with both equations. However, in spite of deeper layers, most of the

values are negative. In addition, the highest variation was the closest to shore, in the same region of the Gulf Stream.

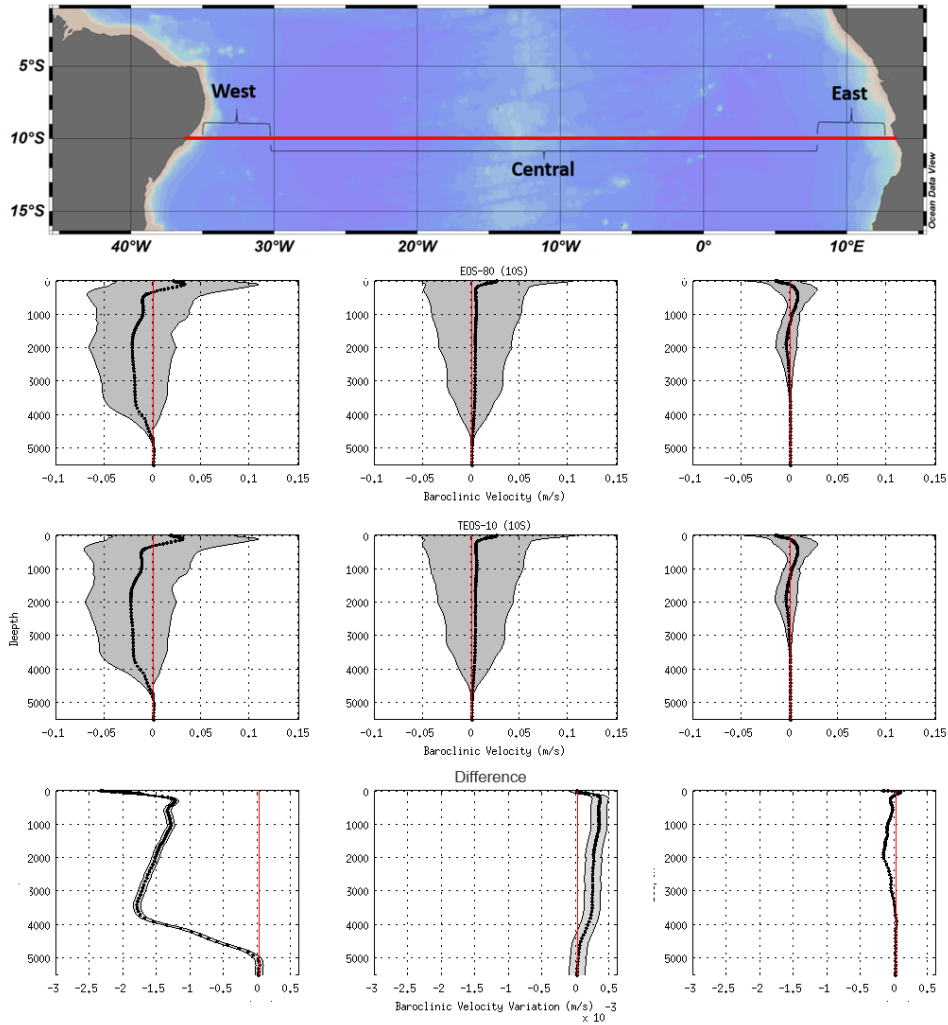


**Figure 8.** Baroclinic velocity differences. Left panel presents these differences for 10°N transect (a) and right panel for 30°N (b).

For a better view of the differences between baroclinic velocities, all transects were divided into three regions, being: (i) western coast, (ii) open ocean and (iii) eastern coast. Then, baroclinic velocities were zonally averaged by depth in each of the defined regions and the values plotted for EOS-80, TEOS-10 and finally, for the difference between both equations.

For the nine images depicted below for transect 10°S and shown in Figure 9, on the western region there is a well defined pattern in the baroclinic velocity profile with both equations, i.e., a shallower baroclinic NBC component flowing north and a remaining NADW component flowing south [Stramma & England 1991; Tomczak & Godfrey 2002; Boebel et al. 1999]. The difference in this entire region is negative, when using the TEOS-10. The baroclinic component of the 10°S central region is dominated by a northward weak flow, and presents a significant difference between the two state equations. Baroclinic velocity increases when

TEOS-10 is used. The eastern part of the transect goes only to a 2000 m depth, where there is a flow to the north, identified as the Benguela Current.



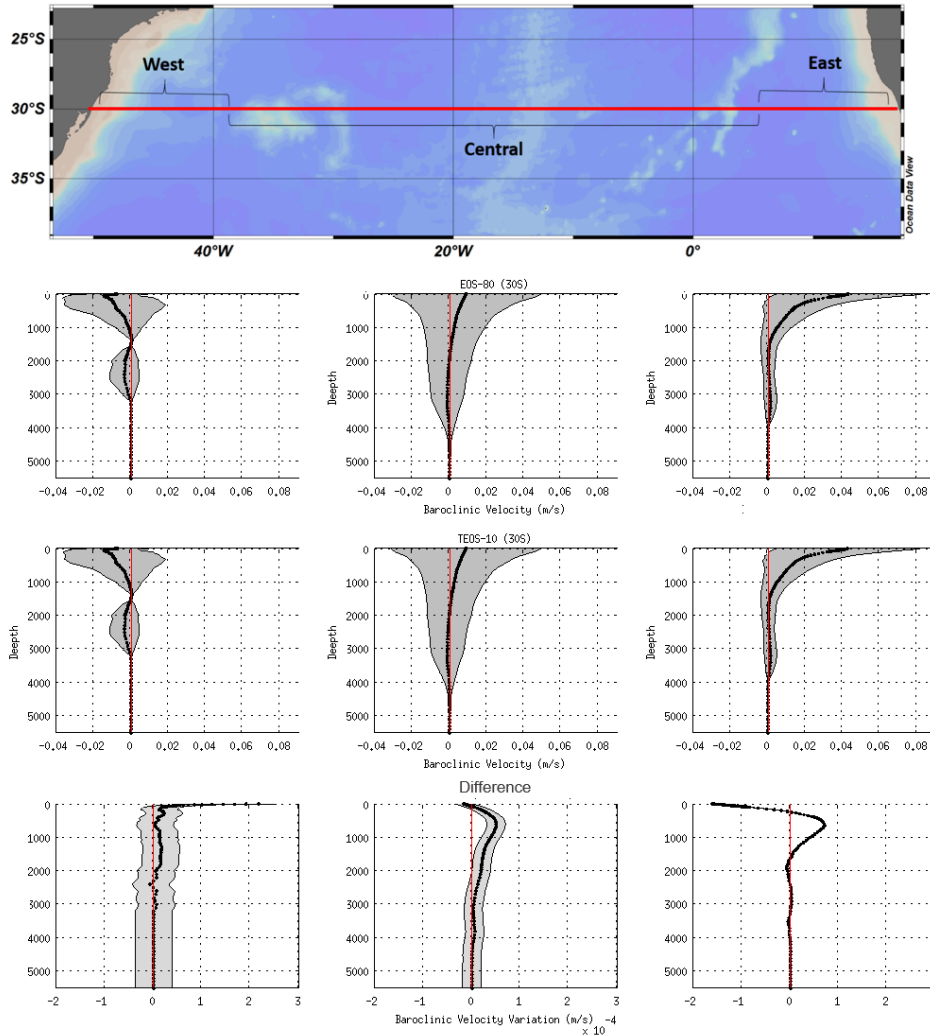
**Figure 9.** Average baroclinic velocities along depth for 10° S. Upper panels display results for EOS-80, mid-panels for TEOS-10 and lower panels shows the differences. Left to right, plots represent western coast, central/open ocean and eastern coast. These three regions are defined spatially in the upper map. The black line is the baroclinic mean velocity, the area shaded is the standard deviations and the red line marks zero.

In Figure 10 same plots for the 30°S transect are considered. In the west portion of the ocean, the Brazil Current flowing southwards dominates the upper layers. However, below this flow, there is a small positive part in the profile,

corresponding to a portion of the AAIW flowing northwards and then to the bottom, flowing back to the south under NADW's influence [Boebel et al., 1999]. Differences along the profile are small and positive, therefore greater with TEOS-10, being the most significant differences on the upper layers. In the central region, the baroclinic component is positive in the first few meters, flowing north, mainly because of the AAIW. Afterwards it becomes negative as the NADW appears flowing south to, finally, turn positive again in the last meters – which is consistent with the traditional flow of AABW. The differences were almost all positive along the profile, reaching their peak at 1000 m depth, but for the surface layer which was negative. The baroclinic velocity of the east region of this transect is dominated by the Benguela Current and by the AABW in deeper layers. Since all of AABW flow is to the north, the differences were all positive reaching its maximum just above 1000 m a depth.

Similar plots are displayed for 10°N and 30°N transects in Figure 11 and 12, respectively. The western part of the 10°N transect is mainly dominated by the Gulf Stream flowing to the north. The differences between the two equations are very small in the region and the highest values are found right up 1500 m depth. In the central region, there is a southward flow on the surface that reverses in 100 m, going north, probably because of the AAIW flow. Then, back to be negative, dominated by NADW, the differences are bigger in the other two regions of this transect, and presents a negative average. The eastern region is dominated on the surface by complex spins promoted by the Equatorial Counter Current [Tomczak & Godfrey, 2002], and in the deeper layers is dominated by the mass of water SAIW and the NADW. Differences reverse their direction along

the profile, being negative until about 1000 m depth, positive up to 3500 m, and then negative again until the bottom.



**Figure 10.** Average baroclinic velocities along depth for 30°S. Upper panels display results for EOS-80, mid-panels for TEOS-10 and lower panels shows the differences. Left to right, plots represent western coast, central/open ocean and eastern coast. These three regions are defined spatially in the upper map. The black line is the baroclinic mean velocity, the area shaded is the standard deviations and the red line marks zero.

Figure 12 shows the graphs of the 30°N transect. The western region is also dominated by the strong Gulf Stream (positive) flowing to the north, when using

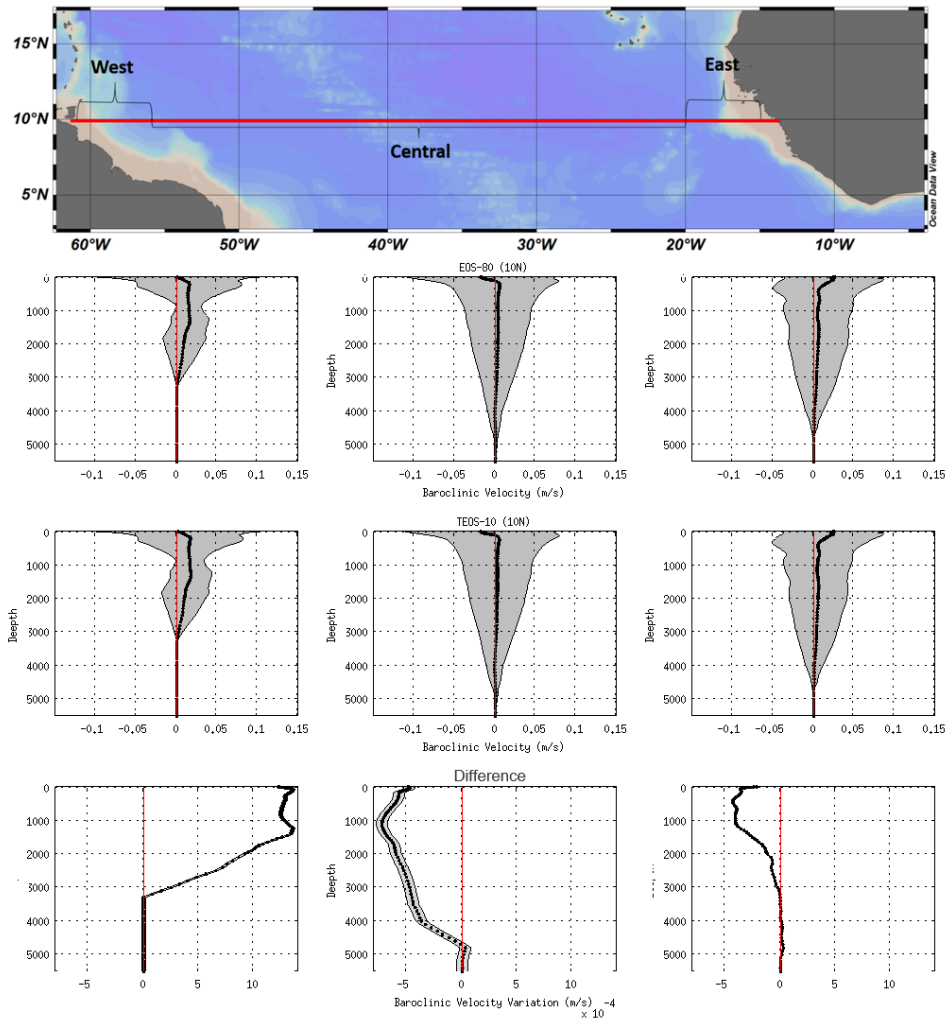


TEOS-10. In the thermocline region, velocities have a smaller average; however, they tend to increase with depth. The baroclinic velocity in the central region of the ocean has very low values. Difference between the calculated velocities were all negative and the peak was again in the thermocline gradient, that eventually decreases in magnitude with the increasing velocity. The eastern region dataset is, in average, reaching as far as 2500 m depth. Surface water flows southwards following the Canary Current [Tomczak & Godfrey, 2002], while in subsequent layers there is a flow to the north and another deeper to the south. The NADW differences between the velocities calculated by the two equations are nearly all positive, becoming negative only near the bottom.

To enable seeing the differences between baroclinic velocities calculated by TEOS-10 and EOS-80 along the transects, an average RMS was calculated for each equation of state. The velocities of all depths throughout the transect, considering a value per latitude, were determined, allowing, then, the estimation of the difference between the two RMS analysis.

Figure 13 shows the RMS analysis conducted for the Southern Hemisphere transects. Following the pattern of Figure 7, the differences between 30°S RMS are much smaller than in 10°S, oscillating throughout the transect between positive and negative, but always with low module values. The figure shows have two major positive peaks in 10°S: one between -25 and -30°W and the other near shore. In Figure 7 it is possible to see this two peaks too, however the difference flow near the coast is negative. With the difference of the RMS's can be prove that with the TEOS-10 two flows became more intense in module, one with south direction (velocities negative) and other north (positive velocities). The image of

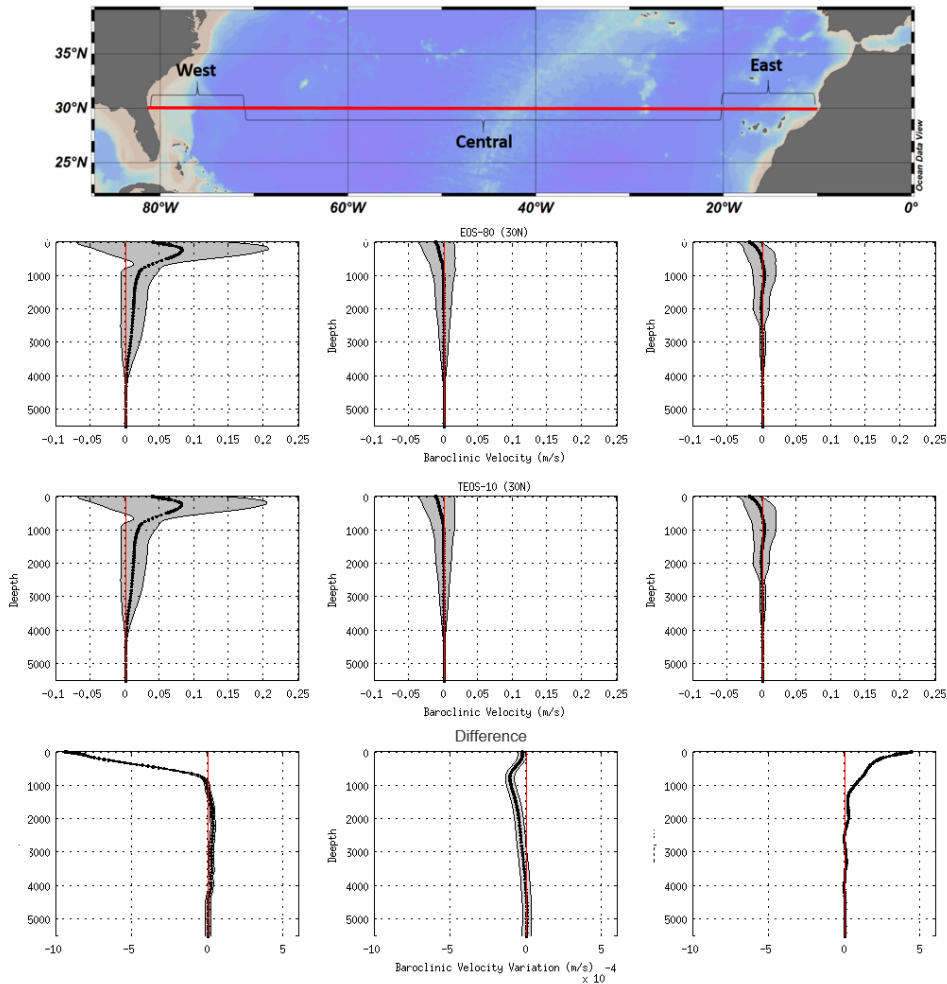
the velocity difference appeared negative, which could lead to a false conclusion that the flow was getting weaker in this area by the use of the new state equation.



**Figure 11.** Average baroclinic velocities along depth for 10°N. Upper panels display results for EOS-80, mid-panels for TEOS-10 and lower panels shows the differences. Left to right, plots represent western coast, central/open ocean and eastern coast. These three regions are defined spatially in the upper map. The black line is the baroclinic mean velocity, the area shaded is the standard deviations and the red line marks zero.

The differences between the RMS analysis of the Northern Hemisphere transects are shown in Figure 14. In 10°N, it is possible to visualize three major peaks west of -40°W, which marks the Mid-Atlantic Ridge. All three are positive, while in

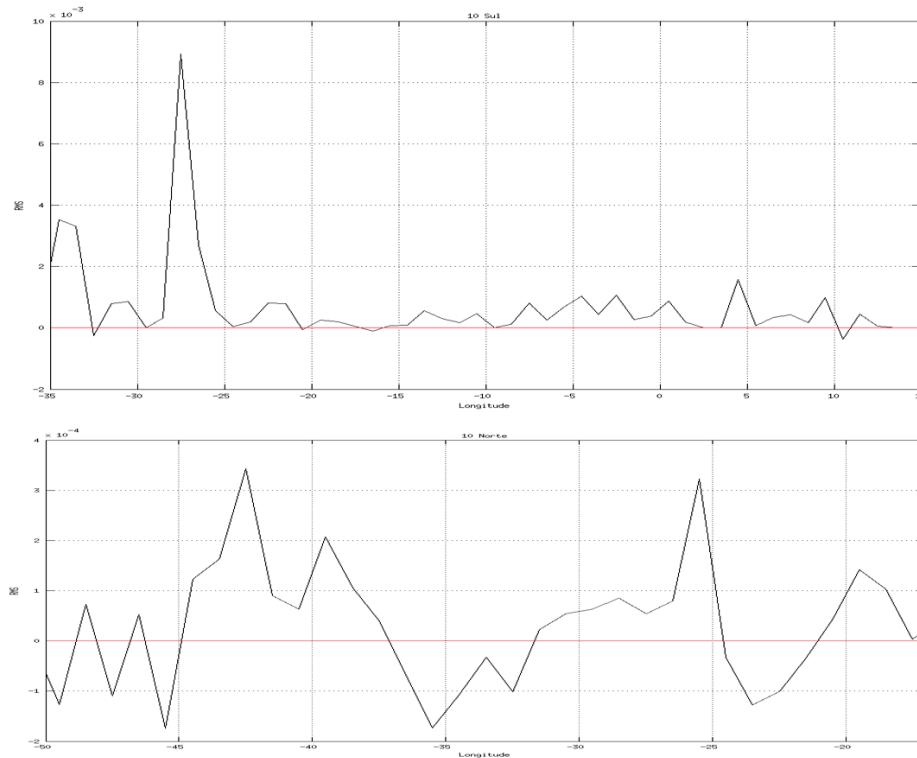
Figure 7 the differences had two positive peaks and one negative. Thus, this reinforces that these peaks of baroclinic velocities are getting higher values in module when we replace the old equation of state. In the eastern region of this Ocean, differences remained low.



**Figure 12.** Average baroclinic velocities along depth for 30°N. Upper panels display results for EOS-80, mid-panels for TEOS-10 and lower panels shows the differences. Left to right, plots represent western coast, central/open ocean and eastern coast. These three regions are defined spatially in the upper map. The black line is the baroclinic mean velocity, the area shaded is the standard deviations and the red line marks zero.

Already in 30°N, almost the entire region had lower values in Figure 8, pattern that has remained with the RMS analysis. On the other hand, the western coastal region that had a large negative value, appeared with a negative value also for

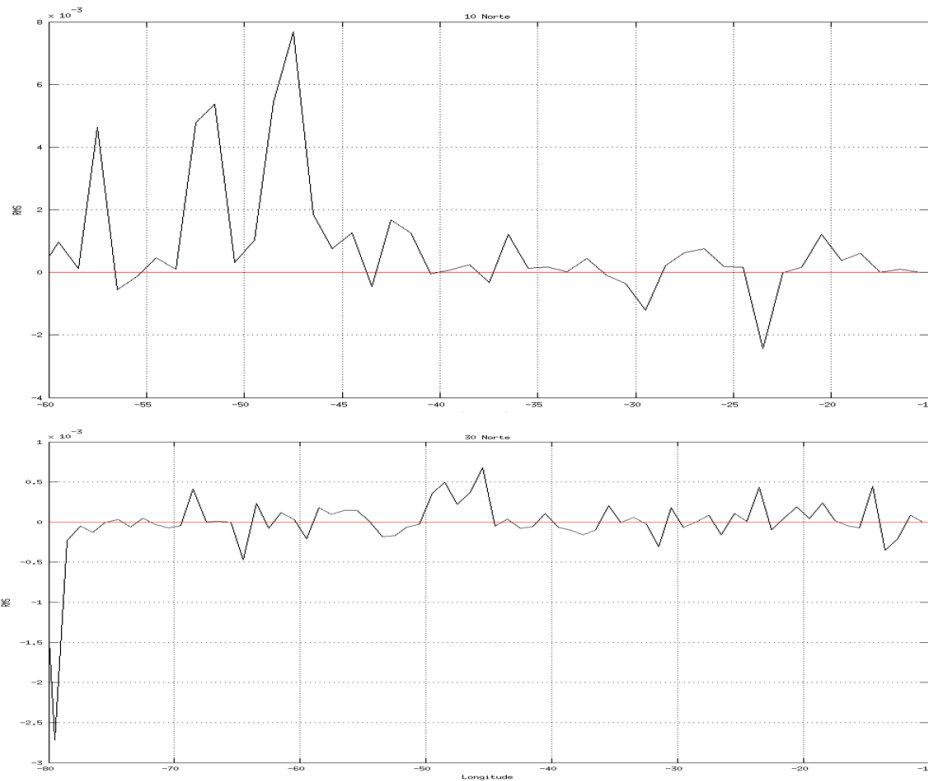
the difference between the RMS calculate by the equations. Overall, in this area, the Gulf Stream was much weaker when using the TEOS-10.



**Figure 13.** Differences between the average RMS calculated velocities using TEOS-10 and the EOS-80. Upper (lower) panel represents transect 10°S (30°S).

In 10°S, two jets stand out (Fig. 7), being one of them positive and the other negative. Analyzing the difference between the RMS's, was possible to suggest that both jets are increasing their module velocities when using the TEOS-10. Moreover, the biggest differences are in the vertical profiles in the western portion of the South Atlantic Ocean. However, it is important to emphasize that, although the differences are negative, in module, they represent an increase when using the new equation of state. The central and eastern regions showed minor differences, the former being all positive and the latter mostly negative with

velocities directed southwards. Therefore, we concluded that the profile presents a scaling trend for baroclinic velocity when using the TEOS-10.



**Figure 14.** Differences between the averages RMS calculated velocities using TEOS-10 and the EOS-80. Upper (lower) panel represents transect 10°N (30°N).

In transect 30°S, differences were generally minor in relation to the 10°S. On the western portion of this transect, however, the vertical profile was positive in portions where velocities were negative, so the baroclinic velocities diminished using the new TEOS-10. The eastern portion showed an opposite behavior. Despite all the velocity profiles being positive for both equations, at about 300m depth velocities decreased with the new equation of state and, from this depth on, the velocities increased. Across the central region, there was an increase in velocity with TEOS-10.

In 10°N, there is a boundary current flowing northwards in the western portion of the basin, that later will become the Gulf Stream. Analyzing the vertical velocities profiles, we concluded that there is a great intensification of this trend when using the new equation. Figure 8a displayed three major intense jets, two of which are negative, and, according to the RMS differences, they represent an intensification of these currents in module, despite their sign. The central region of this transect also showed significant differences in the shallow depths. The velocity is generally negative and so are the differences, thus the rate was more intense in the deeper parts velocities are all positive, but the profile difference goes negative, reaching its peak at 1000 m in most of this region the speed became smaller by replacing the EOS-80 by TEOS-10. In the east coastal region, velocities decrease throughout the profile, but with lower values.

The 30°N transect has very low differences in baroclinic velocities (Fig. 8b). However, there is a small coastal stream on the west side that probably represents a portion of the Gulf Stream, where the differences (negative) between the RMS analysis shown that it actually presents lower velocities when using TEOS-10. The vertical profile plots reinforce this conclusion, where the western portion has large negative differences up to 1000m, where the velocities are positive and therefore are directed northwards. The west side is also getting less intense with the TEOS-10, because its velocity profile is the most negative part and the positive differences. In the central region, it is less relevant, and most of the profile tends to zero.

### **The Transports**

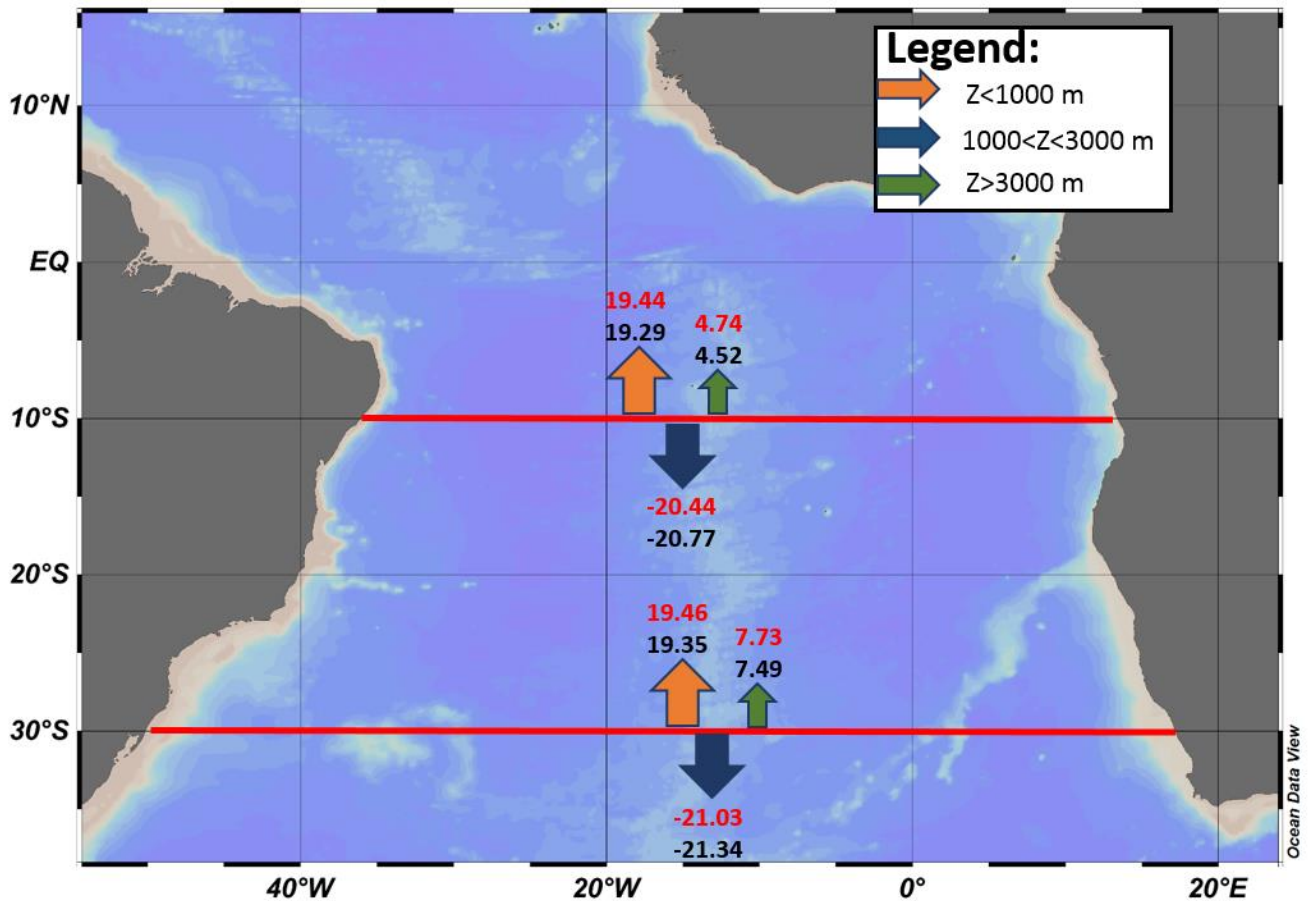
Finally, to quantify and to understand how the variations of baroclinic velocities affect the deep ocean circulation, the transports along the transects were

calculated using both equations considered in three depth layers: from 0 to 1000 m, 1000 to 3000 m and below 3000 m depth.

The transport in the two transects of the South Atlantic Ocean are shown in Figure 15. The transport values for both equations are similar to those in [Ganachaud & Wunsch \[2000\]](#), where the surface layer and the bottom layer presents transports with north direction, between then, has one going south, dominated by NADW. Both transects present a very similar variation pattern, since the three layers considered presented a higher value in your transport using the TEOS-10. In this case, the 1000 to 3000 m depth layer stands out, with increases of 0.33 Sv and 0.31 Sv for 10°S and 30°S, respectively. Since this layer has negative transport, means in module the transport became smaller with the TEOS-10.

In total, there was an increase of about 0.70 Sv and 0.66 Sv in 10°S and 30°S, respectively. Results show an increase of 3-4% in AMOC's total transport, while [McCarthy et al. \[2015\]](#) presented a weakening of about 2% around 26.5°N, already considering these differences as non-negligible.

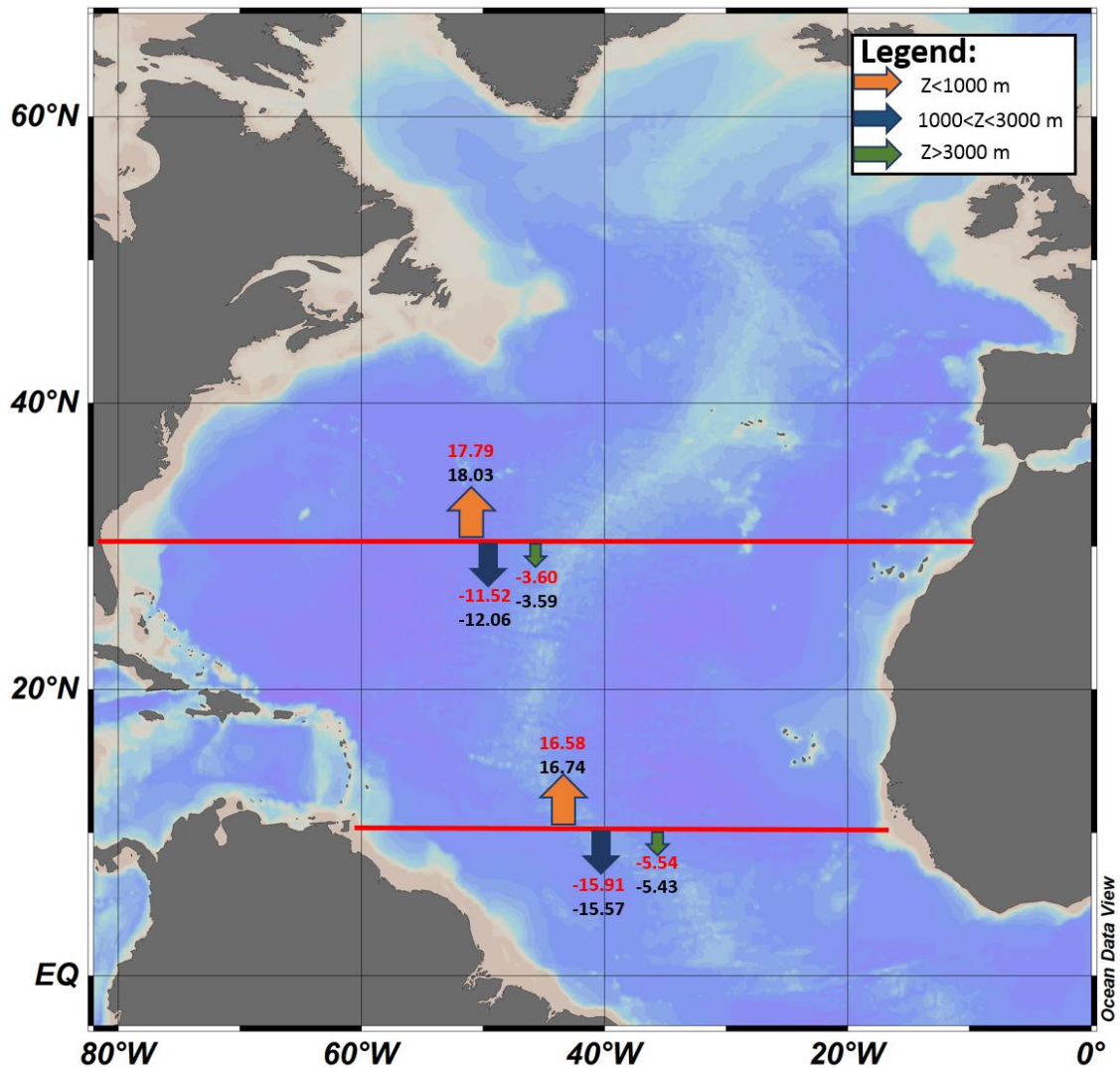
Total transport calculated in the North Atlantic Ocean it is shown in Figure 16. Again, the values are quite similar to those provided by scientific literature [[Ganachaud & Wunsch 2000](#); [Cunningham et al. 2007](#)]. There is a northward flow in the uppermost layer, while two jets flow deeper southward, following the already known displacement of the NADW.



**Figure 15.** The total transport for each layer in both South Atlantic Ocean transects. TEOS-10 (EOS-80) transport values are shown in red (black).

Although the differences indicate a similar pattern between the two transects, they have an opposite behavior when compared to transects in the southern hemisphere. This is because transport tends to decrease with the use of TEOS-10 in the North Atlantic. In the upper layer, transport is positive and decreases in module, but in deeper layers, it becomes negative as it increases in module. In total, in 10°N there was a variation of -0.79Sv and in 30°N a total difference of -0.62 Sv, values similar to those of the South Atlantic Ocean - but negative. For the AMOC transport, there is a variation of about 4% of the total, which is slightly higher than what is shown by [McCarthy et al. \[2015\]](#).





**Figure 16.** The total transport for each layer in both North Atlantic Ocean transects. TEOS-10 (EOS-80) transport values are shown in red (black).

**Conclusions:**

The thermohaline indexes of water masses have showed very similar variations. It is likely that the differences between the water masses contributions are due to variations in water type, and not due to the water type source, for the differences in thermohaline indexes were low to result in such significant impacts. The OMP method does not allow the contribution of a body of water to be negative, thus the differences in results have a direct relationship. In that sense, when the

accounted difference between the equations is negative (positive), the water masses contribution calculated by TEOS-10 decreased (increased).

The AABW was the body of water that showed the greatest differences in their contributions. It is likely that this difference be given because the deep regions of the oceans are experiencing the highest increase density, whereas the temperature in the TEOS-10 shows lower values in the deep regions and the highest salinity. With higher densities in the deeper layers, it is natural that the AABW contribution tends to increase.

In general, transects speed variation point Baroclinic the largest differences to the side of the ocean. This is because these regions are more energy and thus have the most significant differences. Following this pattern, the western boundary currents (CCO) showed significant differences, which can influence the heat transport calculations the equatorial regions to the poles, requiring a review of the energy balance in these regions.

The variations in the transport are very important, considering the large amount of discussion and studies developed and in progress to quantify the changes in AMOC's transport and its temporal variability. These studies show variations around 0.5 Sv, whereas the differences presented here come up to 0.7 Sv. Therefore, taking into account the accuracy of studies on the AMOC, it is critical to understand the magnitude of the change between the equations of state, even to allow comparisons between the new studies (with the TEOS-10) with the old (with the EOS-80). Finally, it is highly recommended that these comparisons are extended to other ocean basins, as the changes do not necessarily have similar values among different regions of the global ocean.

## Capítulo V: Conclusões

Os índices termohalinos das massas d'água apresentaram variações bastante semelhantes. É provável que as diferenças entre as contribuições das massas d'água apresentadas sejam devidas às variações na água tipo e não na água tipo fonte, isto porque as diferenças nos índices termohalinos foram muito baixos para resultarem em impactos tão significativos. No método OMP a contribuição de uma massa d'água não pode ser negativa, portanto, as diferenças nos resultados apresentam uma relação direta. Onde a diferença foi negativa é porque a contribuição com a TEOS-10 diminuiu e onde foi positiva ela aumentou.

A AABW foi a massa d'água que apresentou as maiores diferenças em suas contribuições. É provável que esta diferença se dê pelo fato de as regiões profundas dos oceanos apresentarem o maior acréscimo de densidade,

considerando que a temperatura com a TEOS-10 apresenta valores mais baixos nas regiões profundas e a salinidade mais alta. Com densidades maiores nas camadas mais profundas é natural que a contribuição da AABW tende à aumentar.

Em geral, os transectos de variação da velocidade baroclínica apontam as maiores diferenças para as laterais dos oceanos. Isto se deve ao fato de que estas regiões são mais energéticas, portanto apresentam as diferenças mais significativas. Seguindo este padrão as correntes de contorno oeste (CCO) apresentaram diferenças relevantes, o que pode gerar impactos nos cálculos do transporte de calor das regiões equatoriais para os pólos, sendo necessário uma revisão do balanço energético nestas regiões.

As variações no valor do transporte são muito importantes, considerando o grande debate e a quantidade de estudos que são feitos hoje para quantificar as variações da AMOC e sua variabilidade temporal. Estes estudos apresentam variações na ordem de 0,5 Sv. Considerando que as diferenças aqui apresentadas chegaram a 0,7 Sv, é fundamental a acurácia nestes estudos, e que se saiba a ordem da variação entre as duas equações, possibilitando comparações entre estudos pretéritos, e os possíveis futuros, que provavelmente utilizarão a nova Equação do Estado, TEOS-10.

Por fim é altamente recomendado que estas comparações sejam estendidas para as demais bacias oceânicas, já que as variações não necessariamente apresentam valores semelhantes.

# Referências Bibliográficas

Allen RJ, Sherwood SC (2008) Warming maximum in the tropical upper troposphere deduced from thermal winds. *Nature Geoscience* 1, 399 – 403. doi: 10.1038/ngeo208.

Boebel O, Davis RE, Ollitrault M, Peterson RG, Richardson PL, Schmid C, Zenk W (1999) The Intermediate Depth Circulation of the Western South Atlantic. *Geophysical Research Letters*, vol. 26, n. 21, 3329 – 3332.

Boyer TP, Levitus S, Antonov JI, Locarnini RA, Garcia HE (2005) Linear trends in salinity for the World Ocean, 1955-1998. *Geophysical Research Letters*, 32, doi: 10.1029/2004GL021791: 1-12.

Camack EC (1973) A Quantitative Characterization of Water Masses in the Weddell Sea During Summer. *Deep-Sea Research*, vol 21, 431-443.

Carton JA (2011) Introduction to: Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC). *Deep-Sea Research II*, 1741 – 1743, doi: 10.1016/j.dsr2.2010.10.055

Conrath BJ, Flasar FM, Pirraglia JA (1981). Thermal Structure and Dynamics of the Jovian Atmosphere 2. Visible features. *Journal of Geophysical Research*, vol. 86, n. A10, 8769 – 8775.

Cunningham SA, Kanson T, Rayner D, Baringer MO, Johns WE, Marotzke J, Longworth HR, Grant EM, Hirschi JJM, Beal LM, Meinen CS, Bryden HL (2007) Temporal Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5°N. *Science* 317. Doi: 10.1126/science.1141304.

Dansgaard W, Johnsen SJ, Clausen HB, Dahl-Jensen D, Gundestrup NS, Hammer CU, Hvidberg CS, Steffensen JP, Sveinbjornsdottir AE, Jouzel J, Bond G (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220.

Feistel R (2015) Salinity and relative humidity: climatological relevance and metrological needs. *Acta Imeko*, vol. 4, n 4, 57 – 61.

Feistel R (2008) A Gibbs function for seawater thermodynamics for -6 to 80oC and salinity up to 120g.kg-1. *Deep-Sea Research I*, 55:1639-1671.

Fofonoff NP, Millard RCJ (1983) Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. *Unesco technical papers in marine science*, vol. 44, n. 27, 58 pg.

Fomin LM (1964) *The Dynamic Method in Oceanography*. Amsterdam, London e New York: Elsevier Publishing Company. 212 p.

Ganachaud A, Wunsch C (2000) Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature*, vol. 408, 453 – 458.

Hermanson L, Dunstone N, Haines K, Robson K, Smith JD, Sutton R (2014) A novel transport assimilation method for the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26N. *Meteorol. Soc.*, online first, doi: 10.1002/qj.2321.

Hirschi J, Marotzke J (2007) Reconstructing the meridional overturning circulation from boundary densities and the zonal Wind stress. *Journal of Physical Oceanography*, vol. 37, 743 – 763.

Huber C, Leuenberger M, Spahni R, Flückiger J, Schwander J, Stocker T, Johnsen S, Landals S, Jouzel J (2006) Isotope calibrated Greenland temperature record over marine Isotope Stage 3 and its relation to CH<sub>4</sub>. *Earth Planet. SC. Let.*, vol. 243, 504 – 519, doi: 10.1016/j.epsl.2006.01.002.

IOC, SCOR & IAPSO (2010) The international thermodynamic equation of seawater – 2010: calculation and use of thermodynamic properties. *Intergovernmental Oceanographic Commission*, 56: 196 p.

IPCC: Climate Change: Climate Change 2013: The Physical Science Basis: A Report of Working Group I of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cabridge University Press* (2013).

Karsten J, Tomczak M (1998) Age determination of mixed water masses using CFC and oxygen data. *Journal Geophys. Res.* 102, 19599 – 18609.

Lamb HH, Woodroffe A (1970) Atmospheric circulation during the last ice age. *Quaternary Research*, 1(1), 29 – 58, New York, Academic Press.

Leffanue H, Tomczak M (2004) Using OMP analysis to observe temporal variability in water mass distribution. *Journal of Marine Research*, 48: 3-14.

Longworth HR, Bryden HL, Baringer MO (2011) Historical variability in Atlantic meridional baroclinic transport at 26.5°N from boundary dynamic height observations. *Deep-Sea Res. II*, vol. 58, 1754–1767.

Mahajan S, Zhang R, Delworth TL, Zhang S, Rosati AJ, Chang YS (2011) Predicting Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) variations using subsurface and surface fingerprints. *Deep-Sea Res. II*, vol. 58, 1895–1903.

McCarthy GD, Smeed DA, Johns WE, Frajka-Williams E, Moat BI, Rayner D, Baringer MO, Meinen CS, Collins J, Bryden HL (2015) Measuring the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26°N. *Progress in Oceanography*, 130, 91-111.

McDougall TJ, Feistel R, Millero FJ, Jackett DR, Wright DG, King BA, Marion GM, Chen CTA, Spitzer P (2009) Calculation of the Thermophysical Properties of Seawater, *Global Ship-based Repeat Hydrography Manual*. IOCCP Report No. 14, ICPO Publication Series no. 134.

McDougall TJ, Barker PM (2011) Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox. *SCOR/IAPSO WG127*. 28 pg, ISBN 978-0-646-55621-5.

- McDougall TJ, Jackett DR, Millero FJ, Pawlowicz R, Barker PM (2012) A global algorithm for estimating Absolute Salinity. *Ocean Science*, 8, 1123 – 1134.
- Millero FJ (2010) History of the Equation of State of Seawater. *Oceanography*, 23 (3):18-33.
- Morgan PP (1994). *Seawater: A Library of Matlab Computational Routines for the Properties of Sea Water*. Tech. rept. CISRO Marine Laboratories.
- Pardo PC, Pérez FF, Velo A, Gilcoto M (2012) Water Masses Distribution in the Southern Ocean: Improvement of an Extended OMP (eOMP) Analysis. *Progress in Oceanography*, vol 103, 92-105.
- Pawlowicz R, McDougall T, Feistel R, Tailleux R (2012) An historical perspective on the development of the Thermodynamic Equation of Seawater – 2010. *Ocean Science*, 8: 161-174.
- Peterson RG, Stramma L (1991) Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, 26:1-73.
- Rahmstorf S (2002) Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature* 419, 207–214.
- Rayner D, Hirschi JJM, Kanzow T, Johns WE, Wright PG (2011) Monitoring the Atlantic meridional overturning circulation. *Deep-Sea Research II* (58) 1744-1753.
- Redfield AC, Ketchum BH, Richards FA (1963) The influence of organisms on the composition of sea-water. In *The Sea*, vol. 2, 27 – 77.
- Reid JL (1989) On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers and transports. *Progress in Oceanography*, 23: 149-244.
- Sandström JW, Helland-Hansen B (1903) Über die Berechnung von Meereströmungen. *Report on Norwegian Fishery and marine investigations* 2, vol. 4, pg 43.
- Smeed DA, McCarthy GD, Cunningham SA, Frakja-Williams E, Rayner D, Johns WE, Meinen CS, Baringer MO, Moat BI, Duchez A, Bryden HL (2014) Observed decline of the Atlantic meridional overturning circulation 2004-2012. *Ocean Science*, 10, 29-38.
- Stramma L, England M (1999) On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 104(C9): 20.863-20.883.
- Talley, LD, Pickard GE, Emery WJ, Swift JH (2011) *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*, Elsevier, Burlington, MA, 560 pg.
- Talley LD (2013) Closure of the global overturning circulation through the Indian, Pacific and Southern Oceans: Schematics and transports. *Oceanography*, 26 (1), 80 – 97, doi: 10.5670/oceanog.2013.07.

Tomczak M, Large DGB (1989) Optimum multiparameter analysis of mixing in the thermocline of the eastern Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 94: 16.141-16.149.

Tomczak M, Godfrey JS (1994) *Regional Oceanography: an introduction*. Pergamon, Oxford, 377 pg.

Warren BA (1990) Suppression of deep oxygen concentrations by Drake Passage. *Deep-Sea Research* 37:1899-1907.

Woosley RJ, Huang f, Millero FJ (2014) Estimating absolute salinity ( $S_A$ ) in the world's oceans using density and composition. *Deep-Sea Research I*, vol. 93, 14 – 20.



# Anexo

Pôster apresentado no Ocean Science Meeting, no dia 22/02/16 referente a parte desta dissertação no oceano Atlântico Sul.

PO14F-2878

## Impacts of The New Thermodynamic Equation of Seawater (TEOS-10) in the South Atlantic Ocean's Water Mass Mixing and Circulation.

Almeida, L. R.<sup>1</sup>; Azevedo, J. L.<sup>1</sup>;  
<sup>1</sup>Federal University of Rio Grande,  
 lucasraim@gmail.com

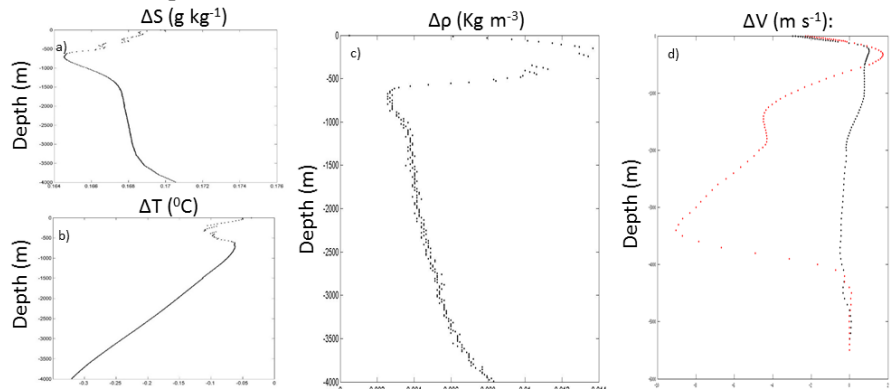
### Thermodynamic Equation Of Seawater:

In 2010, a new Thermodynamic Equation of State of Seawater (TEOS-10) was developed and released to the scientific community, in order to replace the previous equation in use, EOS-80. Among several changes carried on by this update, this study will be focusing in two aspects regarding oceanographic parameters: (1) the use of the conservative temperature, rather than the potential temperature and (2) the replacement of practice salinity for absolute salinity. (McDougall & Barker, 2011).

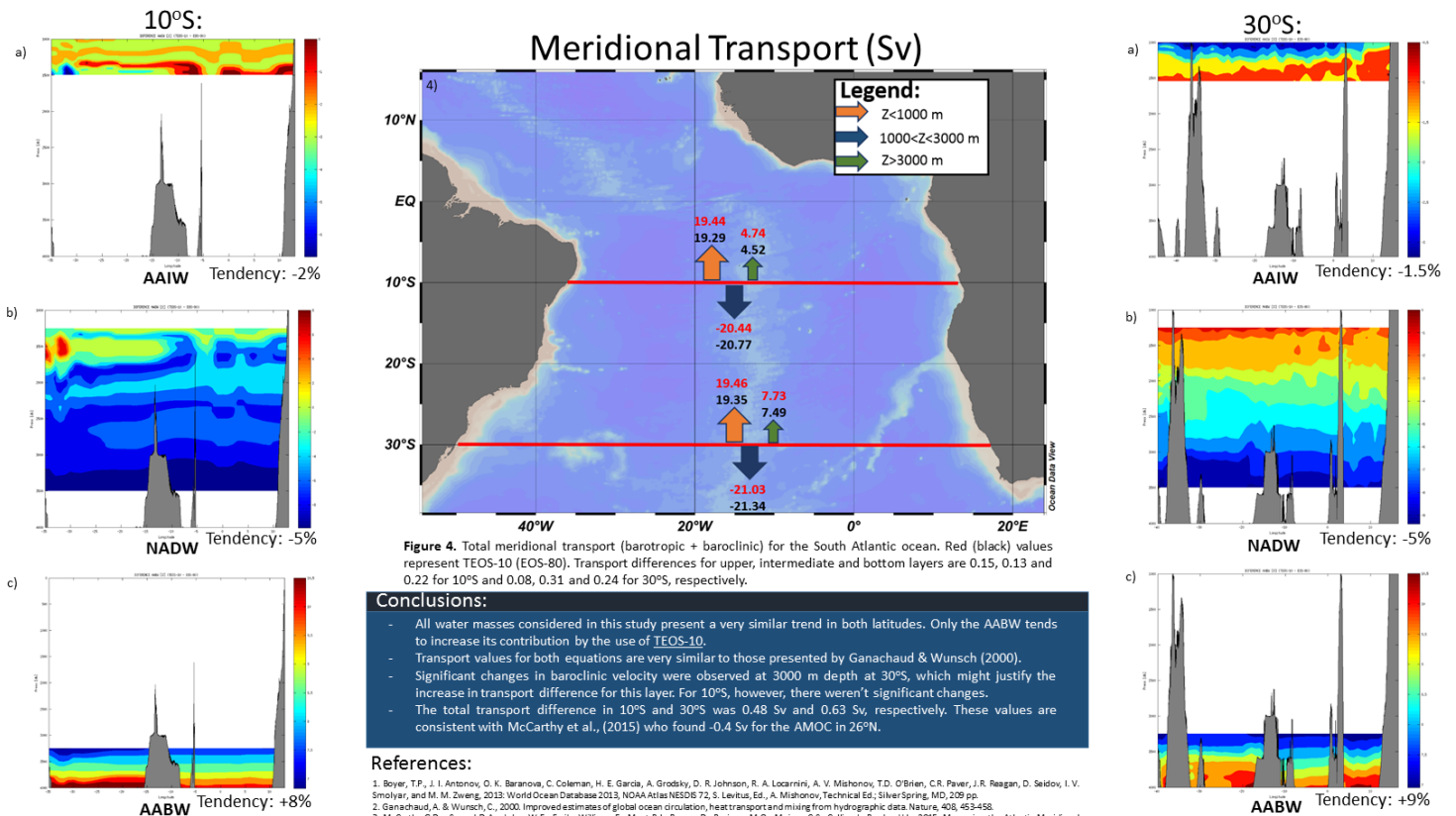
	EOS-80	TEOS-10
Salinity	$S_p$	$S_A = [35.16504/35]S_p + \delta S_A$
Temperature	Potencial ( $\theta$ )	Conservative ( $\Theta$ )

### Question

How the use of TEOS-10 instead of EOS-80 impacts the distribution of water masses and transport in the South Atlantic ocean?



**Figure 1.** Differences in oceanographic parameters, comparing TEOS-10 and EOS-80 estimates for the South Atlantic ocean. a) Difference between absolute (TEOS-10) and practice (EOS-80) salinity along depth; b) Difference between conservative (TEOS-10) and potential (EOS-80) temperature along depth; c) Density difference; d) Baroclinic velocity difference at 10°S (black) and 30°S (red). Data is spanning from 2005 to 2012 and was acquired from WOD2013 (Boyer et al., 2013).



**Figure 4.** Total meridional transport (barotropic + baroclinic) for the South Atlantic ocean. Red (black) values represent TEOS-10 (EOS-80). Transport differences for upper, intermediate and bottom layers are 0.15, 0.13 and 0.22 for 10°S and 0.08, 0.31 and 0.24 for 30°S, respectively.

### Conclusions:

- All water masses considered in this study present a very similar trend in both latitudes. Only the AABW tends to increase its contribution by the use of TEOS-10.
- Transport values for both equations are very similar to those presented by Ganachaud & Wunsch (2000).
- Significant changes in baroclinic velocity were observed at 3000 m depth at 30°S, which might justify the increase in transport difference for this layer. For 10°S, however, there weren't significant changes.
- The total transport difference in 10°S and 30°S was 0.48 Sv and 0.63 Sv, respectively. These values are consistent with McCarthy et al., (2015) who found -0.4 Sv for the AMOC in 26°N.

### References:

- Boyer, T.P., J. I. Antonov, O. K. Baranova, C. Coleman, H. E. Garcia, A. Grodsky, D. R. Johnson, R. A. Locarnini, A. V. Mishonov, T.D. O'Brien, C.R. Paver, J.R. Reagan, D. Seidov, I.V. Smolyar, and M. M. Zweng, 2013: World Ocean Database 2013. NOAA Atlas NESD08 72, S. Levitus, Ed., A. Mishonov, Technical Ed., Silver Spring, MD, 209 pp.
- Ganachaud, A. & Wunsch, C., 2000. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. Nature, 403, 453-458.
- McCarthy, G.D., Smeed D.A., Johns W.E., Frajka-Williams E., Moat B.L., Rayner D., Baringer M.O., Meinen C.S., Collins J., Bryden H.L., 2015. Measuring the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26°N. Progress in Oceanography, 130, 93-111.
- McDougall T. J. and P. M. Barker, 2011: Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox, 28pp., SCOR/IAPSO WG127, ISBN 978-0-646-55621-5.



**Figure 2.** Water mass contribution difference between TEOS-10 and EOS-80 at 10°S, using OMP method.

**Figure 3.** Water mass contribution difference between TEOS-10 and EOS-80 at 30°S, using OMP method.