



Universidade Federal do Rio Grande – FURG

Instituto de Oceanografia



Programa de Pós Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica

QUANTIFICAÇÃO DAS ÁGUAS PRECURSORAS DA NADW E AABW NO OCEANO ATLÂNTICO

MARIA LUIZA DE CARVALHO FERREIRA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica do Instituto de Oceanografia da Universidade Federal do Rio Grande, como requisito parcial à obtenção do título de MESTRE.

Orientador: *Prof. Dr. Rodrigo Kerr*

Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Rio Grande, RS, Brasil

Abril de 2016

QUANTIFICAÇÃO DAS ÁGUAS PRECURSORAS DA NADW E AABW NO OCEANO ATLÂNTICO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica do Instituto de Oceanografia da Universidade Federal do Rio Grande, como requisito parcial à obtenção do título de MESTRE.

por

MARIA LUIZA DE CARVALHO FERREIRA

Rio Grande, RS, Brasil

Abril de 2016

© A cópia parcial e a citação de trechos desta tese 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.

[ATA DE DEFESA]

FERREIRA, MARIA LUIZA DE CARVALHO

Quantificação das águas precursoras da NADW e AABW no Oceano Atlântico/ Maria Luiza de Carvalho Ferreira. – Rio Grande: FURG, 2016.

Número de páginas p. 96

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

1. Águas profunda e de fundo. 2. Oceano Atlântico. 3. Variabilidade decadal. I. Título.

Agradecimentos

Ao meu orientador (Rodrigo) pela oportunidade de realizar esse trabalho, por toda a paciência, dedicação e tempo disponibilizado. Pelas participações de cruzeiros científicos que tornaram um sonho em realidade e também acrescentaram conhecimentos e vivências inesquecíveis.

A todos os amigos e colegas do LEOC, que afinal se tornaram uma família. Aos colegas Fujita (por toda ajuda e paciência, principalmente computacional), Felipe, Renata, Ana, pela companhia em embarques, congressos e na vida Cassineira. A Lorena (Lolo) e Laura (Laurinha) pela companhia do camarote mais animado, unido e maluco da Antártica. Agradecimento especial a todos da sala “simpatia”: Iole, Ella, Mariah, Camila, Marília, Wilton, Tiago, Janinne, Jeane, Inia, Arnaldo e Ana Carolina. Que fizeram minha estadia em Rio Grande se tornar uma experiência de vida, com crescimento pessoal e profissional, por todas as conversas e debates científicos e por tantos outros comentários nada científicos também. Pelas espontaneidades (para não dizer estranhezas) em sala, pela amizade verdadeira e pelo convívio intenso. Agradeço especialmente a Iole por toda experiência passada e compartilhada, por me acolher em todos os momentos com muito carinho, por compartilhar todas nossas loucuras (me fazendo sentir não tão estranha assim) e por ter se tornado uma grande amiga. A todos os amigos que fiz nessa jornada, principalmente a Caroline (Carol) e Josué (Josuel) pelo teto compartilhado com muita alegria, música e energia.

A minha família que me ensinou todas as coisas que carrego comigo, pelo apoio em momentos extremos e corriqueiros. Especialmente a minha mãe que é a pessoa mais importante da minha vida, para a qual os agradecimentos não caberiam nem em um oceano de palavras. As minhas irmãs Camille e Sofia pela doçura e pelas risadas, a meu irmão e pai (Hélio) que me ensinaram a veracidade de uma família de coração. Ao Eric por todas as conversas, cuidados e amor. Por toda ajuda, principalmente nos momentos finais desse trabalho, e especialmente no meu dia a dia, me preenchendo de força, coragem e alegria.

Finalmente, a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de estudos. À FURG, PPGOFQC e todos os professores por todo conhecimento e educação passada.

ÍNDICE

Agradecimentos	i
LISTA DE FIGURAS DA DISSERTAÇÃO	iv
LISTA DE FIGURAS DO ARTIGO	vi
LISTA DE TABELA DA DISSERTAÇÃO	viii
LISTA DE TABELAS DO ARTIGO	ix
LISTA DE ACRÔNIMOS	x
Resumo	xi
Capítulo I: Introdução	1
1.1. Área de Estudo: Oceano Atlântico	5
1.1.1. Características gerais.....	5
1.1.2. Oceano Atlântico Profundo.....	6
1.2. Massas de água profundas e de fundo	10
1.2.1. Definições	10
1.2.2. Processos de formação	17
1.2.3. Caracterização das <i>águas fontes</i> da NADW e AABW	21
Capítulo II: Motivação e Objetivos.....	32
Capítulo III: Material e Métodos	34
3.1 Dados hidrográficos.....	34
3.2 Quantificação das <i>águas fonte</i>	35
3.3 Cálculo das anomalias de contribuição (análise temporal)	39
Capítulo IV: Artigo Científico	40
Capítulo V: Síntese da Discussão e Conclusões.....	83
ANEXO I	86
Referências	88

LISTA DE FIGURAS DA DISSERTAÇÃO

Figura 1: Esquema da Circulação de Revolvimento Meridional Global (MOC, sigla do inglês Meridional Overturning Circulation). A porção da MOC no oceano Atlântico é chamada de AMOC, na qual as setas em roxo representam as águas superficiais aquecidas que fluem para norte, enquanto que em verde representam as águas profundas que circulam para sul (principais locais de formação são os mares Nórdicos, de Labrador e Mediterrâneo). A seta azul marcam as águas de fundo provenientes do oceano Austral que fluem para norte onde são absorvidas pelas águas profundas e no entorno do continente Antártico com a ACC. Fonte: Talley (2013). 3

Figura 2: Área de estudo, principais feições e distribuição dos dados. (a) Mapa do oceano Atlântico com as principais feições batimétricas indicadas em preto, siglas (da esquerda para direita do topo para baixo): LB – Bacia do Labrador; IrB – Bacia de Irminger; IcB – Bacia da Islândia; MAR – Cadeia Meso Oceânica; R. – Ridge; F.Z. – Zona de fratura; T. – Fossa. Linhas tracejadas indicam os limites entre as principais bacias: (I) Bacias Norte Subpolares, (II) Bacias Norte, (III) Bacias Sul, (IV) Bacias Sul Subpolares. (b) Distribuição espacial dos dados, círculos amarelos indicam os locais utilizados para o cálculo das águas-tipo, linhas coloridas destacam os três transectos do WOCE (ver legenda). Distribuição temporal dos dados (histograma em azul), cobertura de ~40 anos (1973 – 2014). 9

Figura 3: Circulação profunda do oceano Atlântico em (a) 2500 dbar e (b) 4000 dbar. (a) No Atlântico Norte a DWBC é evidenciada pela seta verde, e as setas circulares indicam recirculações dentro da bacia. No Atlântico Sul as setas verdes marcam o giro anticiclônico profundo e a ACC à 50°S. A seta em azul representa a Corrente de Flakland. (b) No Atlântico Norte a seta verde marca a DWBC e a seta azul a corrente que transporta águas do Hemisfério Sul. As setas circulares marcam recirculações. A seta azul no Equador indica correntes nas zonas de fraturas. Na bacia Sudoeste, a seta azul representa o sentido principal das correntes e as setas circulares na bacia Sudeste representam recirculações e aprisionamento de águas de fundo. Fonte: Reid (1994) modificado. 11

Figura 4: Diagrama TS típico do oceano Atlântico (estação destacada em preto no mapa anexo). As curvas representam as massas de água, as letras B e C as águas-tipo, as linhas vermelhas representam as misturas entre essas águas e as letras A e D representam núcleos de massas de água. Na figura no canto direito acima, mostra o exemplo de duas águas-tipo representando uma massa de água (que terá seus valores termohalinos correspondentes ao intervalo identificado pelas águas-tipo A e B – temperatura de T_B a T_A e salinidade de S_A a S_B). 14

Figura 5: Esquemas de convecção profunda de oceano aberto (A) e de quebra de plataforma (A e B). (A) Setas em vermelho marcam a perda de calor do oceano para atmosfera e/ou elementos da criosfera; setas em preto mostram o caminho das águas superficiais após perder

flutuabilidade e aumentar suas densidades. Linhas em azul marcam as isopícnais. Em ambas convecções as águas superficiais atingem grandes profundidades (>1000 m). (B) Esquema de formação das Água Profunda do Mar de Weddell (WSDW) e Água de Fundo do Mar de Weddell (WSBW) referenciadas como água profunda e água de fundo. Fonte: Pucceddu et al. 2010 (A); Kerr (cortesia) (B). 20

Figura 6: Perfil vertical da concentração da DSOW paralelo a 43°W marcando a entrada dessa massa de água no Oceano Atlântico Norte pelo processo de entranhamento. As setas indicam a movimentação para sul do núcleo da massa de água (DSOW) próximo ao fundo oceânico; os contornos curvos e irregulares das concentrações (e.g., 60%) indicam os processos de mistura dessa massa de água com águas adjacentes. 21

Figura 7: Perfil vertical de temperatura (°C) no Oceano Atlântico. As duas massas de água profundas principais são destacadas pela diferença de temperatura: NADW temperatura aprox. 3°C e AABW temperatura aprox. 1°C. Setas em vermelho indicam o sentido de exportação de cada massa de água. 22

Figura 8: Diagrama θ -S (temperatura potencial - salinidade) do Oceano Atlântico profundo (abaixo de 2000 m), cores representam densidade potencial (σ_{1500} , em kg/m³). Dados utilizados para a confecção do diagrama estão ilustrados no canto direito inferior da figura. Águas-tipo-fonte utilizadas indicadas por círculos preenchidos em preto com respectivos acrônimos. LSW = Água de Labrador (intervalo de anos utilizado no cálculo: 1999-2010); DSOW = Água do Estreito da Dinamarca (1973-1997); ISOW = Água da Islândia-Escócia (1989-2001); WSDW = Água Profunda do Mar de Weddell (1980-2011); WSBW = Água de Fundo do Mar de Weddell (1980-2011). MW = Água do Mar Mediterrâneo, não mostrado ($\theta=9.6^{\circ}\text{C}$, $S=35.5$, 1977-2013).25

Figura 9: Seção vertical da concentração de silicato ($\mu\text{mol/kg}$) em camadas abaixo de 1000 m, massas de água indicadas em relação a concentração de silicato e profundidade. NADW superior é composta pela LSW (Água do Mar de Labrador) e MW (Água do Mediterrâneo), NADW inferior composta pela ISOW (Água da Islândia-Escócia) e DSOW (Água do Estreito da Dinamarca). Ao sul, as três massas de águas de proveniência no Oceano Austral, AAIW (Água Intermediária Antártica), WSDW (Água Profunda do Mar de Weddell) e WSBW (Água de Fundo do Mar de Weddell). 27

Figura 10: Esquema das componentes envolvidas nos processos de formação da DSOW e ISOW. A seta vermelha representa as águas do Oceano Atlântico Norte que entram nos mares nórdicos, a seta em azul representa o aporte de água doce proveniente do Oceano Ártico. As setas em verde representam a formação das águas profundas nos mares Nórdicos pelo processo de convecção profunda e exportação da mistura dessas massas de águas (NADW) para o Oceano Atlântico. Fonte: <https://www.britannica.com/place/Norwegian-Sea>. 29

Figura 11: Gráficos e tabela com valores dos parâmetros calculados através do melhor ajuste linear. Os parâmetros (dependentes) estão identificados no eixo x e são plotados em relação à salinidade (parâmetro independente). A linha em vermelho representa o melhor ajuste entre os dois valores de salinidade para cada parâmetro, os valores marcados pelas extremidades da linha são os parâmetros que definem cada água-tipo-fonte (linhas da tabela). 38

LISTA DE FIGURAS DO ARTIGO

Figure 1: Horizontal distribution of potential temperature (a), salinity (b), dissolved oxygen (c) and silicate (d) between 4000 m and 4050 m. The grey ellipses mark the formation areas of NADW (a, b and c) and AABW (d), and the arrows represent the export of these water masses in the Atlantic Ocean. Higher values of potential temperature, salinity and oxygen and low values of silicate are indicative of a higher concentration of NADW. 45

Figure 2: Maps of the studied area. (a) Atlantic Ocean basin bathymetric features. LB=Labrador basin, IrB=Irminger basin, IcB=Iceland basin, MAR=Mid-Atlantic Ridge, F.Z.=Fracture zone, R.=ridge, T.=trench. White dashed lines separate the Atlantic domains: (I) subpolar North Atlantic basins, (II) North Atlantic basins, (III) South Atlantic basins, (IV) subpolar South Atlantic basins. (b) Distribution of the hydrographic stations and position of the three WOCE repeat hydrographic sections (right) analyzed here. The yellow dots represent the source areas to determine the source waters of NADW in the North Atlantic Ocean and AABW in the Southern Ocean. Temporal distribution of data between 1973-2014 (inset). 47

Figure 3: Potential temperature (°C)/salinity diagram and calculated SWTs (see Table 1) for the entire data set. The colors represent the potential density referenced to 1500 dbar ($\sigma_{1.5}$). LSW (range of years used in the SWT calculation: 1999-2010); DSOW (1973-1997); ISOW (1989-2001); WSDW (1980-2011); WSBW (1980-2011). MW (not shown, 1977-2013). 53

Figure 4: LSW contribution in the North Atlantic Subpolar region. (a) Depth (in meters) of the LSW 50% content; lower depths are observed in the Irminger and Iceland basins. (b) Contribution (%) of LSW between 2200 m and 2250 m. The black arrows show the main spreading pathways of LSW. (c) LSW contribution (%) of the section marked by the white line in (a). Continents are colored black, and bathymetry shallower than 2000 m is colored gray in (a) and (b); bathymetry is colored black in (c). 55

Figure 5: ISOW and DSOW contributions in the North Atlantic subpolar region. (a) ISOW contribution (%) between 3000 m and 3050 m. The black arrows indicate the three main pathways of ISOW: towards the Labrador Sea, southwest and southeast. (b) ISOW distribution (%) at 2800-2850 m (above) and 2000–2050 m (below) from the highlighted area in (a). The black arrows mark the southward transport crossing the Iceland basin (above) and the entrance

of ISOW into the Irminger basin (below). (c) ISOW contribution (%) of the section marked by the white line in (a); the major core is found between 2500 m and 4000 m near Newfoundland. (d) DSOW contribution (%) with higher values near the seafloor in the northwestern basin and shallower depths in the northeastern basin. Continents are colored black, and bathymetry (2000 m and 3000 m) is colored gray in (a) and (b); bathymetry is colored black in (c) and (d)..... 56

Figure 6: DSOW distribution in the Subpolar North Atlantic. (a) DSOW contribution (%) between 3100 m and 3150 m; the maximum contribution (>90%) is found at the DSOW formation area. The arrows mark the following features: black solid - the main spreading pathways, dashed - passage of DSOW through the Reykjanes Ridge, and circular - region of recirculation. (b) DSOW contribution (%) of the section marked by a white line in (a), showing higher concentrations of DSOW near the seafloor and at western side of the Iceland basin. Continents are colored black, and bathymetry (3000 m) is colored gray in (a); bathymetry is colored black in (b). 57

Figure 7: LSW and MW distributions in the Subtropical North Atlantic. (a) Contributions of LSW and MW (%) between 2000 m and 2050 m; black arrows mark the main spreading pathways. The higher contributions of LSW are found north of 30°N, below which they are restricted to the western boundary of the North Atlantic. MW shows a decreasing contribution towards the southwest and north. The region of a higher contribution of MW coincides with a lower contribution of LSW. (b) The LSW and MW contributions (%) of the section marked by a white line in (a). LSW diminishes its contribution towards the eastern basin, where MW has a higher concentration. 59

Figure 8: DSOW, WSDW and ISOW distributions in the equatorial Atlantic region. (a) DSOW contribution (%) of the section marked by a white line in (b, ~7°N), showing the highest values in the western basin. (b) DSOW distribution between 4000 m and 4050 m. (c) WSDW distribution (%) with higher values near the bottom of the western basin. (d) ISOW distribution (%) with a higher contribution in the eastern basin. 60

Figure 9: DSOW, WSDW and ISOW distributions in the equatorial Atlantic region. (a) DSOW distribution (%) of the section marked by the white line in (b, ~5°S). (b) WSDW distribution between 4500 m and 4550 m; higher contributions are observed in the southwestern basin. (c) The ISOW distribution shows three cores: two near the continental border (western and eastern basins) and one near the MAR. (d) WSDW distribution, with higher values (until 90%) in the bottom layer of the western basin. 61

Figure 10: Distribution of NADW source waters in the South Atlantic Ocean. (a) LSW concentration (%) between 34.65 and 34.75 pot. density (σ_{1500}); the higher values at mid-latitudes (approximately 30°S) show the deepening of LSW. (b) ISOW distribution between 34.75 and 34.82 (σ_{1500}); 40°S is the southernmost spread of ISOW. (c) DSOW distribution below 34.82 (σ_{1500}); major contribution is found at southeast basin. (d) LSW distribution of the section

marked by the white line in (a), illustrating the deepening at approximately 30°S and upwelling between 40°S and 50°S. The depths (m) corresponding to the potential density (kg.m^3) values are as follows: 34.65 to 2000 m, 34.75 to 2500 m, and 34.82 to 3500-4000 m..... 63

Figure 11: AABW and AABW SWTs distributions in the South Atlantic Ocean. (a) AABW distribution (%) between 4500 m and 4550 m, AABW is the result of the sum of WSDW and WSBW. (b) WSDW distribution between 4500 m and 4550 m, higher contributions are observed in the western basin and south of the Walvis Ridge; WSDW presents lower values in the Weddell Sea due its lower density than WSBW. (c) WSBW distribution between 4500 m and 4550 m, WSBW is retained by the ridges closer to 60°S. (d) AABW distribution in the southwestern basin corresponding to the section marked by the white line in (a). (e) AABW distribution in the southeastern basin of the section marked by the white line in (a); the higher contributions are blocked by the Walvis Ridge (30°S). 64

Figure 12: SWT contribution anomalies (in percentage) for each repeated WOCE A16 transect in 1988 – 2014. Lines represent the SWTs (indicated at the left bottom) and columns represent the years (indicated in the top of each column). The hot colors indicate positive anomalies, and cold colors indicate negative anomalies. The bathymetry is colored black..... 66

Figure 13: Mean values of the source water mass contributions in the Atlantic Ocean at (a) 2000 m-2500 m, (b) 2500 m-4000 m and (c) 4000 m-bottom. The lines represent the basin: N Subpolar (latitudes higher than 45°N), North ($0 < \text{latitude} < 45^\circ\text{N}$), South ($50^\circ\text{S} < \text{latitude} < 0$) and S Subpolar (latitudes higher than 50°S). 70

Figure 14: Map of NADW and AABW source water distributions between (a) 2000 m-3500 m and (b) 3500 m-bottom. The colored arrows illustrate the main pathways of the source waters based on their contributions, which thin as the contribution decreases. LSW upwells in the Southern Ocean, ISOW is exported eastwards, DSOW is constrained by bathymetric features and MW is incorporated by adjacent waters. WSDW and WSBW present similar pathways with different contributions (thickness of arrows). Main recirculations are also indicated. 75

LISTA DE TABELA DA DISSERTAÇÃO

Tabela 1: Águas fontes (SWT) e desvio padrão correspondente, pesos e razão de Redfield definidos para esse estudo. Os valores dos desvios padrões foram retirados da literatura (García-Ibáñez et al., 2015; Pardo et al., 2012), o desvio padrão da vorticidade potencial foi o mesmo para todas as águas fontes. Parâmetros: temperatura potencial (θ), salinidade (S), oxigênio dissolvido (DO), fosfato (PO_4^{3-}), nitrato (NO_3^-), silicato (SiOH_4^{4-}), vorticidade potencial (PV). 26

Tabela 2: Tendências de variabilidade aplicadas nos testes de sensibilidade para os transectos WOCE. As tendências foram retiradas da literatura (Azaneu et al., 2013; Curry et al., 2003;

Dickson et al., 2002; Yashayaev, 2007) e os anos utilizados para o cálculo de cada propriedade estão identificados na coluna ao lado. 39

LISTA DE TABELAS DO ARTIGO

Table 1: SWTs and corresponding standard deviations, parameter weights and Redfield ratio defined for this study. The standard deviation of the potential vorticity was the same for all SWTs; the standard deviation values were extracted from the literature (García-Ibáñez et al., 2015; Pardo et al., 2012). Parameters: potential temperature (θ), salinity (S), dissolved oxygen (DO), phosphate (PO_4^{3-}), nitrate (NO_3^-), silicate (SiOH_4^{4-}), potential vorticity (PV). 49

Table 2: Dataset, SWTs and parameters used in each of the OMP applications. Parameters were salinity (S), potential temperature (θ), dissolved oxygen (DO), nitrate (NO_3^-), phosphate (PO_4^{3-}), silicate (SiOH_4^{4-}) and potential vorticity (PV). 51

Table 3: Variability trends applied in the sensitivity test of the WOCE sections. The trends were calculated and extracted from the literature (Azaneu et al., 2013; Curry et al., 2003; Dickson et al., 2002; Yashayaev, 2007); the years used in the calculation of each property are identified in the following column. 52

LISTA DE ACRÔNIMOS

- AABW** – Água de Fundo Antártica (*Antarctic Bottom Water*)
- ACC** – Corrente Circumpolar Antártica (*Antarctic Circumpolar Current*)
- AMOC** – Circulação Meridional do Oceano Atlântico (*Atlantic Meridional Oceanic Circulation*)
- DSOW** – Água do Estreito da Dinamarca (*Denmark Strait Overflow Water*)
- DWBC** – Corrente Profunda de Contorno Oeste (*Deep Western Boundary Current*)
- GOC** – Célula de Circulação Global (*Global Oceanic Circulation*)
- ISOW** – Água da Islândia-Escócia (*Iceland Scotland Overflow Water*)
- LSW** – Água do Mar de Labrador (*Labrador Sea Water*)
- MAR** – Cadeia Meso Atlântica (*Mid Atlantic Ridge*)
- MW** – Água do Mediterrâneo (*Mediterranean Water*)
- NADW** – Água Profunda do Atlântico Norte (*North Atlantic Deep Water*)
- NAO** – Oscilação do Atlântico Norte (*North Atlantic Oscillation*)
- NEADW** – Água Profunda do Atlântico Norte Leste (*North East Atlantic Deep Water*)
- OMP** – análise Otimizada de Parâmetros Múltiplos (*Optimum MultiParameter*)
- SAO** – Oscilação do Atlântico Sul (*South Atlantic Oscillation*)
- SWT** – Água tipo-fonte (*Source Water Type*)
- WOCE** – World Ocean Circulation Experiment
- WOD** – World Ocean Database
- WSBW** – Água de Fundo do Mar de Weddell (*Weddell Sea Bottom Water*)
- WSDW** – Água Profunda do Mar de Weddell (*Weddell Sea Deep Water*)

Resumo

O oceano Atlântico possui importância relacionada as recentes alterações oceanográficas reportadas frente às mudanças climáticas atuais, tanto a respeito da sua composição quanto da estratificação das massas de água. O estudo das massas de águas profundas tem profunda implicação para compreensão da Célula Meridional de Circulação Global e do Atlântico (AMOC, sigla do inglês *Atlantic Meridional Overturning Circulation*) e pela renovação das camadas abissais do oceano através do transporte de calor, sais, gases e nutrientes. A distribuição e quantificação das águas precursoras da Água Profunda do Atlântico Norte (NADW, sigla do inglês *North Atlantic Deep Water*) e Água de Fundo Antártica (AABW, sigla do inglês *Antarctic Bottom Water*) foram determinadas através do uso do banco de dados climatológicos observacionais World Ocean Database (WOD13), que possui uma resolução temporal de 40 anos (1973-2014). As águas fontes da AABW mostraram contribuir até 2000 m na bacia Subpolar do Atlântico Norte, maiores contribuições na bacia sudoeste e importante recirculação na região equatorial. As águas fontes da NADW mostraram contribuições até a bacia Subpolar do Atlântico Sul e foram identificadas aquelas que mais influenciam na ressurgência no oceano Austral e na exportação para outras bacias oceânicas. Trazendo avanços para a compreensão do funcionamento da AMOC em relação a misturas diapícnais. A variabilidade interanual das massas de água precursoras da NADW e AABW foi investigada através das seções do World Ocean Circulation Experiment (WOCE, A05—25°N, A10—30°S, A16—seção meridional Norte-Sul) que mostraram maiores alterações nas águas formadas

nos mares Nórdicos (águas fonte da NADW), local onde grandes oscilações atmosféricas e interações entre criosfera e oceano são destacadas pela comunidade científica. Esses dados corroboram na identificação de alta sensibilidade na região entre Atlântico Norte e Atlântico Norte subpolar. As maiores concentrações de Água Profunda do Mar de Weddell (WSDW, sigla do inglês *Weddell Sea Deep Water*) na bacia Sudoeste também marcam local de interesse no estudo da exportação de alterações nessa massa de água.

Palavras-Chave: águas fonte; quantificação de mistura; OMP; variabilidade decadal; Oceano Atlântico

Capítulo I: Introdução

O oceano Atlântico possui, em especial, uma característica distinta de todos os outros: é o único oceano que liga os dois polos do planeta—duas importantes regiões de formação de águas profundas e de fundo¹. Essa característica lhe confere uma circulação de larga escala - Circulação de Revolvimento Meridional do Oceano Atlântico (AMOC, sigla do inglês *Atlantic Meridional Overturning Circulation*) – sendo o mais importante mecanismo de manutenção do clima da Terra. A AMOC é caracterizada pela circulação no campo meridional de águas superficiais e profundas (e.g. Broecker 1991; Rahmstorf 2006; Talley 2013). A camada superficial transporta

¹ As águas oceânicas podem ser divididas em relação à estrutura da coluna de água (profundidade), sendo de menores para maiores profundidades: águas superficiais (até ~200 m), águas centrais e intermediárias (até ~1000 m), águas profundas (até ~4000 m) e águas de fundo (maiores que ~4000 m).

águas aquecidas e salinas para as altas latitudes, onde ocorre liberação de calor para a atmosfera, o qual é transportado por correntes atmosféricas para os continentes e é responsável pela atenuação do clima (e.g. atenuação dos invernos da Europa). Essa intensa liberação de calor dos oceanos para a atmosfera faz com que as águas superficiais, em altas latitudes, aumentem sua densidade, afundando e fluindo na direção do equador pela porção profunda da AMOC (Fig. 1). No oceano Austral, as águas profundas provenientes do Atlântico Norte ascendem para profundidades intermediárias e entram em uma circulação para leste no entorno do continente Antártico, conhecida como Corrente Circumpolar Antártica (ACC, sigla do inglês *Antarctic Circumpolar Current*). A sul dessa corrente, águas muito densas são formadas em plataformas continentais, taludes e oceano aberto e são transportadas para norte fechando a AMOC (a ACC é responsável por conectar a circulação do oceano Atlântico com outros oceanos; Talley 2013).

Mudanças no padrão da circulação oceânica têm profunda conexão com mudanças climáticas. Por exemplo, nas últimas décadas (desde 1940) um aumento da temperatura atmosférica tem levantado preocupações na comunidade científica e social pela influência direta nas trocas de calor entre o oceano e a atmosfera, bem como as trocas de gases estufa que podem tanto aumentar a temperatura atmosférica como modificar as propriedades químicas do oceano (e.g. diminuição do pH das águas oceânicas, processo conhecido como acidificação; Kerr et al. 2015). Alguns estudos vêm somando esforços para compreender de que forma esse aumento está se refletindo nos oceanos (e.g. Clark et al. 2002; Toggweiler and Russell 2008; Meredith et al. 2012) e qual a resposta destes diante a esse cenário. O comportamento da AMOC

entra nessa discussão dividindo opiniões entre fortalecimento e enfraquecimento da mesma (e.g. de Lavergne et al. 2014; Roberts et al. 2014).

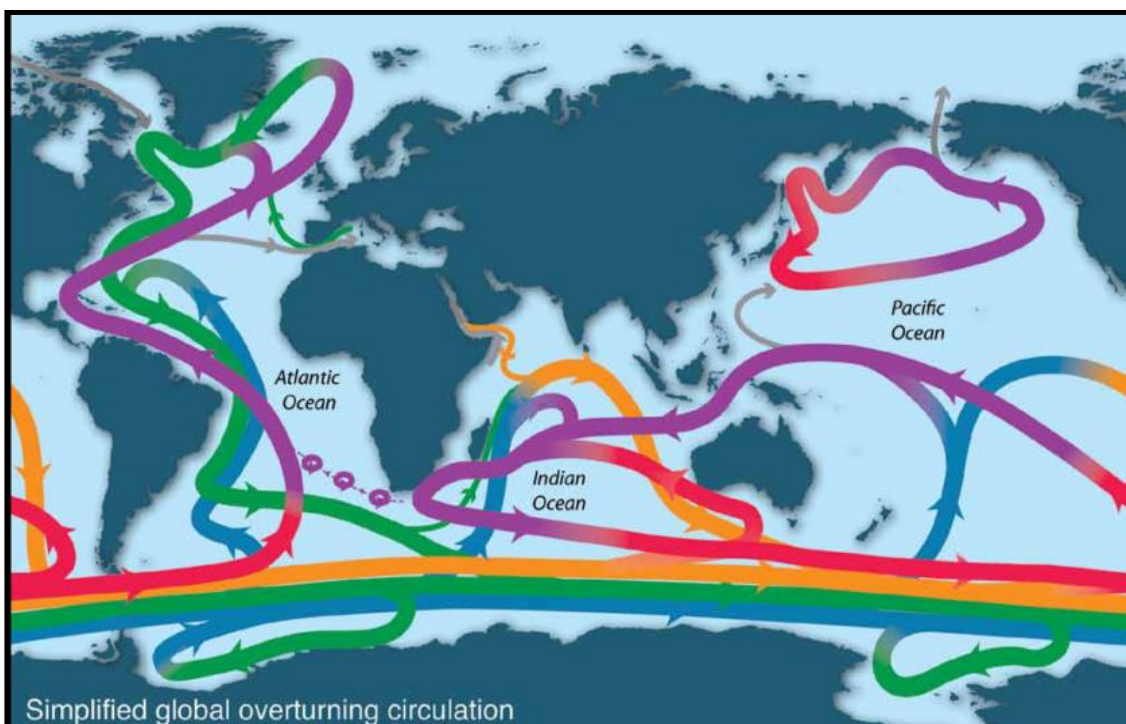


Figura 1: Esquema da Circulação de Revolvimento Meridional Global (MOC, sigla do inglês *Meridional Overturning Circulation*). A porção da MOC no oceano Atlântico é chamada de AMOC, na qual as setas em roxo representam as águas superficiais aquecidas que fluem para norte, enquanto que em verde representam as águas profundas que circulam para sul (principais locais de formação são os mares Nórdicos, de Labrador e Mediterrâneo). A seta azul marcam as águas de fundo provenientes do oceano Austral que fluem para norte onde são absorvidas pelas águas profundas e no entorno do continente Antártico com a ACC. Fonte: Talley (2013).

Mudanças nas propriedades características (temperatura, salinidade, gases dissolvidos) das massas de água superficiais e profundas também têm grande influência no sistema climático, já que estas são fundamentais para a circulação oceânica global. A diminuição na salinidade tem sido reportada para as águas profundas tanto para as águas formadas no oceano Atlântico Norte (e.g. Yashayaev 2007; de Steur et al. 2015) quanto no oceano Austral (e.g. Azaneu et al. 2013; Jullion et al. 2013; van Wijk and Rintoul 2014). Da mesma forma, o aumento da temperatura também tem sido reportado para águas

profundas e de fundo nos oceanos Austral e Atlântico Sul (e.g. Azaneu et al. 2013; Johnson et al. 2014; Schmidtke et al. 2014). Essas mudanças têm relação direta com a densidade dessas águas, podendo causar uma diminuição da mesma, o que implica em menores profundidades alcançadas por estas águas após sua consolidação² (Purkey and Johnson 2010; Azaneu et al. 2013). Se as águas superficiais de altas latitudes não aumentarem suas densidades suficientemente para atingir grandes profundidades, a porção mais profunda dos oceanos pode ficar isolada e a circulação (AMOC) que é conhecida atualmente pode sofrer intensas modificações (Duplessy et al. 1988; Rahmstorf 2002; Gutzjahr and Lippold 2011).

Nesse cenário de mudanças climáticas e hidrológicas é importante ter o conhecimento do alcance da influência de cada variedade precursora das massas de água dentro das bacias oceânicas, pois só assim será possível identificar os locais que são mais sensíveis às alterações hidrográficas reportadas recentemente nas áreas de formação de massas de água. Nesse aspecto, o presente trabalho contribui com a determinação da distribuição, quantificação da mistura e variabilidade temporal das variedades precursoras das massas de água profundas e de fundo que ocupam as bacias profundas do oceano Atlântico.

² A densidade da água do mar é direta e inversamente proporcional à salinidade e temperatura, respectivamente. Como a diferença de densidade é responsável pelo mecanismo de “afundamento” das águas superficiais, essa diminuição ou alteração faria com que as águas superficiais não afundem para camadas tão profundas da coluna de água.

1.1. Área de Estudo: Oceano Atlântico

1.1.1. Características gerais

O oceano Atlântico é uma bacia em forma de S, alongada, estreita e dividida em duas partes por uma cadeia de montanhas submersas: a Cadeia Meso Atlântica (MAR, do inglês *Mid-Atlantic Ridge*). Essa cadeia é resultado da separação do supercontinente *Pangea* que se iniciou por volta dos 180 Ma (Kearey et al. 2009, p. 378) e deu origem ao oceano Atlântico, o qual ainda está em contínua formação. O oceano Atlântico é limitado a leste pelo continente africano e europeu, a oeste pelas Américas, ao norte pelo oceano Ártico e a sul pelo oceano Austral. Inclui ainda mares mediterrâneos como mares do Caribe, Nórdicos e Mediterrâneo. Conecta-se com os oceanos Pacífico e Índico pelo estreito de Drake (sul da América do Sul) e Bacia das Agulhas (sul do continente africano), respectivamente.

A circulação superficial é dirigida pelo vento, sendo marcada pela presença de giros anticiclônicos subtropicais (no hemisfério norte e sul) e giros ciclônicos subpolares nos extremos norte e sul (setor Atlântico do oceano Austral). Em linhas gerais a circulação tropical apresenta caráter zonal (de leste para oeste), as correntes de oeste carregam águas aquecidas de menores para maiores latitudes, e as correntes de leste águas frias de maiores para menores latitudes. Os processos de troca entre o oceano superficial e a atmosfera são responsáveis pela formação de águas intermediárias e profundas nas altas latitudes do oceano Atlântico, as quais tem papel imprescindível na AMOC, pois quanto maior a taxa de formação dessas águas maior aporte de águas superficiais se torna necessário na compensação deste processo. Outros processos importantes do oceano Atlântico são: distribuição de águas do

oceano Atlântico para outras bacias oceânicas através da ACC (Talley 2013) e entrada de águas quentes e salinas provenientes do oceano Índico pela Corrente de Benguela e de vórtices liberados pela corrente das Agulhas (Talley et al. 2011, p. 253).

A ACC pode ser considerada a “barreira oceanográfica” que separa o oceano Atlântico Sul e o oceano Austral. A ausência de barreiras geográficas entre a Antártica e os demais continentes (com exceção da sua porção profunda) permite o fluxo contínuo de toda a coluna de água para leste ao entorno do continente antártico, transportados principalmente pela ação dos ventos. O limite norte da ACC marca uma frente oceânica³ chamada Frente Subtropical (STF, do inglês *Subtropical Front*). Nessa região as águas profundas formadas no oceano Atlântico Norte são soerguidas para profundidades intermediárias, e exportadas para outras bacias oceânicas através da ACC, sofrendo diversas misturas e mudanças nas suas propriedades hidrográficas (Talley 2013).

1.1.2. Oceano Atlântico Profundo

As feições batimétricas, tais como bacias, cadeias de montanhas e fendas oceânicas profundas são os principais divisores do oceano Atlântico profundo. A batimetria do oceano Atlântico permite que quatro bacias mais profundas sejam destacadas: bacias Nordeste, Noroeste, Sudeste e Sudoeste. As bacias são delimitadas no norte pela latitude de 50°N e profundidades menores que 4000 m e no sul pela Cadeia Weddell do Norte (*North Weddell*

³ Frente oceânica é uma feição marcada por fortes gradientes de propriedades físico-químicas, que dividem duas áreas com características distintas, sejam hidrográficas ou estruturais (estratificação da coluna de água), ou ambas.

Ridge) e Cadeia do Índico Sudoeste (*Southwest Indian Ridge*; Fig. 2). Algumas feições batimétricas têm papel fundamental nas trocas e processos de mistura de águas oceânicas. Fendas e zonas de fraturas (ZF) atuam como facilitadores desses processos, enquanto cadeias submarinas restringem e aprisionam as águas adjacentes diminuindo a mistura entre elas. A feição batimétrica mais significativa do oceano Atlântico é a MAR que o divide em duas partes: leste e oeste. No norte as feições mais importantes são: Cadeia Groelândia-Escócia (65°N), que divide as águas doces e frias dos mares nórdicos das águas atlânticas subpolares; Cadeia Reykjanes (*Reykjanes Ridge*, sudoeste da Islândia, Fig. 2a), que é a extensão da MAR e divide as bacias do mar da Islândia a leste e do mar de Irminger a oeste; ZF Charles Gibbs (45°N) localizada no limite sul da Cadeia Reykjanes, que faz a ligação entre as bacias separadas por essa cadeia. Na região equatorial duas zonas de fratura (Romanche e Chain) encontradas na MAR (Fig. 2a) possuem importante papel na troca lateral entre as bacias leste e oeste. No Atlântico Sul e oceano Austral as cadeias Walvis (*Walvis Ridge*, bacia Atlântica Sudeste, entre 35°S e 20°S), Weddell do Norte e Sudoeste do Índico (sul da bacia atlântica, entre 60°S e 50°S, Fig. 2a) são feições marcantes no aprisionamento de águas densas, enquanto a Fossa Sanduíche do Sul (*South Sandwich Trench*, ~8.500 m de profundidade entre 50°S e 60°S, Fig. 2a) e canais profundos localizados nas cadeias (como na MAR e Cadeia Escócia do Sul) são passagens significativas na exportação de águas profundas e de fundo.

As águas profundas se movimentam devido à diferença de densidade e por processos advectivos, que são processos muito mais lentos do que aqueles dirigidos pelos ventos. A diferença de densidade é gerada devido aos

processos termohalinos, ou seja, associados às alterações de temperatura e salinidade, que em regiões específicas do oceano faz com que a densidade das águas superficiais aumente e estas afundem para a subsuperfície. Após esse afundamento as águas são transportadas paralelas as isopícnais. Esse processo (advecção) caracteriza a movimentação de baixa velocidade das águas profundas. O transporte das águas profundas, assim como as águas superficiais, também é feito por correntes oceânicas profundas (e.g. Corrente Profunda de Contorno Oeste, DWBC, sigla do inglês *Deep Western Boundary Current*, Dickson and Brown 1994; Holliday et al. 2009; Rhein et al. 2015), porém devido à forte interação das águas com o fundo oceânico diversos percursos adjacentes dentro e entre bacias são percorridos por essas águas (Reid et al. 1977; Reid 1994; Gary et al. 2011, 2012). Esses percursos estão associados com recirculações dentro de bacias, podendo ser mais importantes no transporte dessas águas do que as próprias correntes de larga escala. Gary et al. (2012) mostram, através de modelos, que essas recirculações estão relacionadas com a presença de vórtices profundos, marcando a influência dessas feições de meso-escala no transporte das águas profundas. Essas recirculações também atuam aumentando a mistura entre as massas de água e o tempo de residência⁴ das mesmas em cada bacia. Por exemplo, Rhein et al. (2015) mostram que as águas mais jovens da bacia noroeste do oceano Atlântico coincidem com o local de ocorrência da DWBC (oeste da bacia, próximo ao continente norte americano) e que a idade das águas profundas aumentam progressivamente com sentido para leste (se afastando da DWBC).

⁴ Tempo de residência é o tempo em que uma massa de água fica aprisionada dentro de uma bacia antes de ser transportada e advectada para outra região.

Adicionalmente, a atuação de ondas internas (Rossby e Kelvin) pode diminuir o tempo de transporte das massas de águas profundas e de fundo, trazendo implicações complexas quanto à mistura e observação de mudanças nas mesmas (e.g. Meredith et al. 2011).

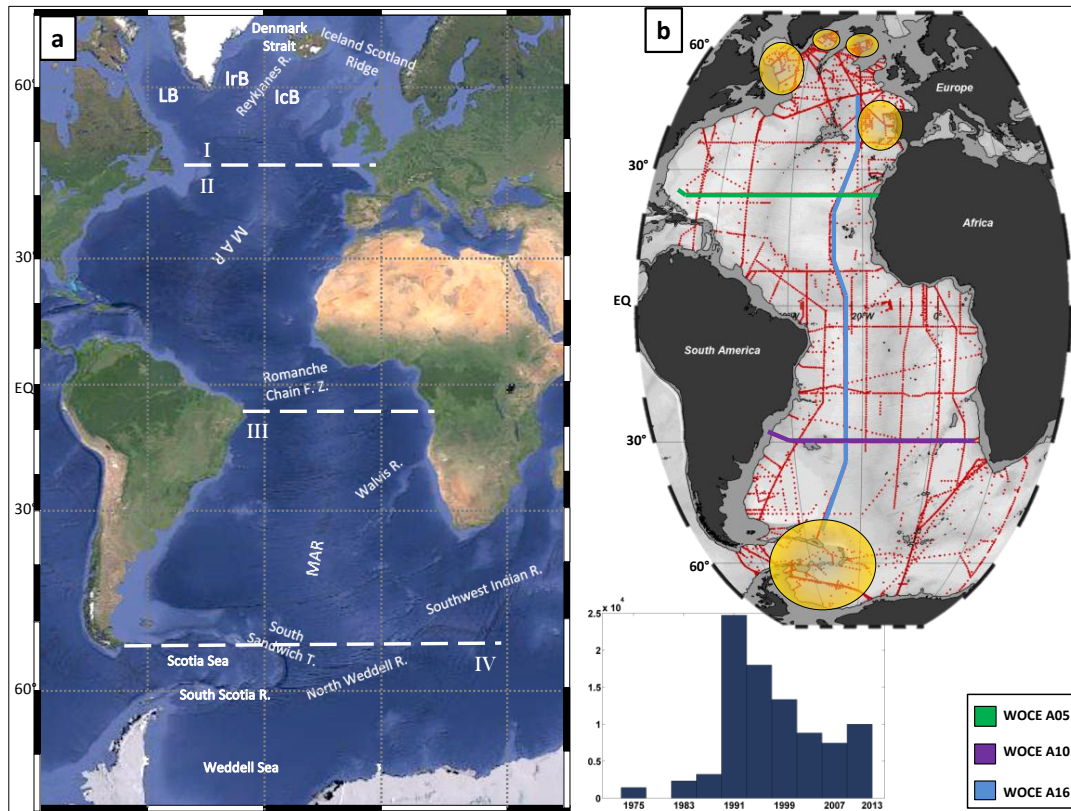


Figura 2: Área de estudo, principais feições e distribuição dos dados. (a) Mapa do oceano Atlântico com as principais feições batimétricas indicadas em preto, siglas (da esquerda para direita do topo para baixo): LB – Bacia do Labrador; IrB – Bacia de Irminger; IcB – Bacia da Islândia; MAR – Cadeia Meso Oceânica; R. – Ridge; F.Z. – Zona de fratura; T. – Fossa. Linhas tracejadas indicam os limites entre as principais bacias: (I) Bacias Norte Subpolares, (II) Bacias Norte, (III) Bacias Sul, (IV) Bacias Sul Subpolares). (b) Distribuição espacial dos dados, círculos amarelos indicam os locais utilizados para o cálculo das águas-tipo, linhas coloridas destacam os três transectos do WOCE (ver legenda). Distribuição temporal dos dados (histograma em azul), cobertura de ~40 anos (1973 – 2014).

Reid et al. (1977) descrevem a ocorrência de um giro anticiclônico na região subtropical sul até aproximadamente 3500 m. São apontadas duas correntes de contorno oeste, uma delas, pertencente ao giro anticiclônico que margeia o continente sul americano enquanto a outra corrente (Corrente de Falkland) flui da passagem de Drake com sentido oposto (para norte). Em

aproximadamente 45°S as duas correntes se encontram e fluem para leste, além de serem observados caminhos de recirculações dentro do giro anticiclônico (Reid et al. 1977). Em profundidades de 2000 m uma componente com sentido para norte aparece a leste da corrente de contorno oeste e em profundidades abissais (~ 4000 m) a componente sul deixa de ser observada fazendo com que o sentido principal da corrente de contorno oeste seja para norte. Essa corrente abissal é a responsável pelo transporte das águas de fundo (AABW) do oceano austral para o oceano Atlântico (Fig. 3).

1.2. Massas de água profundas e de fundo

1.2.1. Definições

Os oceanos são divididos em corpos de águas que possuem mesmas propriedades a fim de facilitar o estudo de seus comportamentos, como suas movimentações, misturas, distribuição espacial e temporal. Esses corpos de água são chamados de “massas de água”, esse termo faz uma analogia ao termo usado na meteorologia (massa de ar). Essas massas possuem um local de formação de onde são transportadas para outros locais por alguma forçante (e.g. ação do vento, diferença de densidade ou algum outro processo que coloque as águas em movimento).

Tomczak (1999) define massa de água como: *“Um corpo de água com história de formação comum, tendo sua origem em uma região particular do oceano”*. Emery (2003) aponta dois conceitos divergentes de massas de água que são utilizados pela comunidade científica, o primeiro as define como *“entidades físicas e reais que constroem a estratificação dos oceanos como blocos de construção”*, o segundo como *“termos que descrevem características*

em destaque nas distribuições de propriedades”. Talley et al. (2011, p. 68) definem massa de água como “*corpo de água que teve suas propriedades ajustadas por um processo identificável*”. O conceito massa de água no presente trabalho unifica todas estas definições e a define como “*um corpo de água que ocupa um volume finito no oceano, possui intervalos de propriedades definidos e que é formada em locais específicos do oceano através de mecanismos conhecidos*”. Após deixarem os locais de formação, as massas de água sofrem diversas interações relacionadas com sua evolução e decaimento (Tomczak 1999).

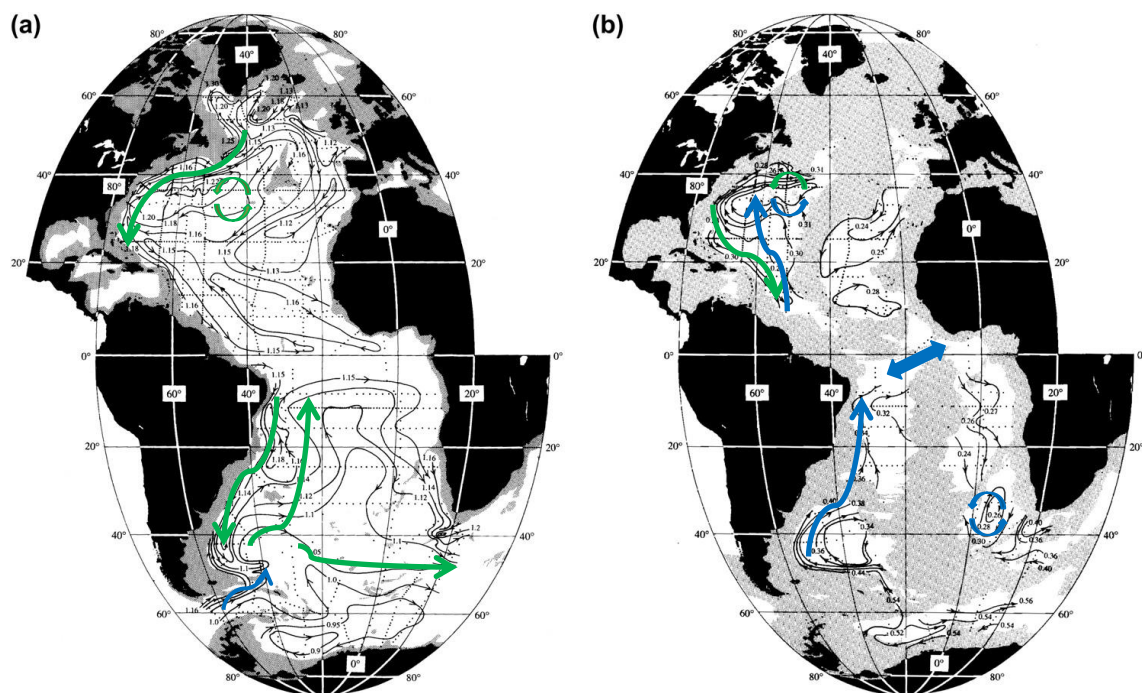


Figura 3: Circulação profunda do oceano Atlântico em (a) 2500 dbar e (b) 4000 dbar. (a) No Atlântico Norte a DWBC é evidenciada pela seta verde, e as setas circulares indicam recirculações dentro da bacia. No Atlântico Sul as setas verdes marcam o giro anticiclônico profundo e a ACC à 50°S. A seta em azul representa a Corrente de Flakland. (b) No Atlântico Norte a seta verde marca a DWBC e a seta azul a corrente que transporta águas do Hemisfério Sul. As setas circulares marcam recirculações. A seta azul no Equador indica correntes nas zonas de fraturas. Na bacia Sudoeste, a seta azul representa o sentido principal das correntes e as setas circulares na bacia Sudeste representam recirculações e aprisionamento de águas de fundo. Fonte: Reid (1994) modificado.

A evolução de uma massa de água está relacionada com os processos de consolidação, envelhecimento ou modificação/mistura. O primeiro descreve

a homogeneização da massa de água, ou seja a mistura dessa parcela de água que resulta na consolidação de suas propriedades características. O envelhecimento ocorre assim que a massa de água deixa seu local de formação, alterando suas propriedades não conservativas⁵, sendo independente de misturas com outras massas de água. O último processo é a mistura entre massas de águas que resulta em novas combinações de propriedades, sendo que as contribuições de cada massa de água podem ser calculadas. O decaimento é considerado a fase final de uma massa de água (Tomczak 1999) e ocorre quando a mistura entre as águas é tanta que não é mais possível identificar o conjunto de propriedades que caracterizavam aquelas águas. Dois processos de decaimento podem ser listados: a absorção, que ocorre quando uma massa de água é incorporada a outra sem que haja mudanças significativas nessa; e a transformação, que ocorre quando uma massa de água é exposta a processos que modificam suas propriedades características ou quando duas ou mais massas de águas se misturam para dar formação à outra (Tomczak 1999).

O local (ou locais) de formação de uma massa de água é a região do oceano onde esta constituirá suas propriedades características. Os processos de formação de uma massa de água estão relacionados com a dinâmica do local de formação da mesma, como interações entre oceano e atmosfera e/ou criosfera, misturas subsuperficiais, processo de convecção profunda e subducção.

⁵ Parâmetros não conservativos são aqueles que se modificam durante o transporte da massa de água (e.g. oxigênio e nutrientes). Essa modificação envolve processos biogeoquímicos, como respiração, remineralização e decomposição.

Métodos de definição de massas de água

As massas de águas podem ser definidas de acordo com suas propriedades conservativas⁶, por exemplo: salinidade e temperatura. As metodologias mais utilizadas na definição dos parâmetros conservativos são gráficos Propriedade *versus* Propriedade, sendo o mais conhecido deles o gráfico de temperatura *versus* salinidade, ou diagrama TS (Fig. 4, Mamayev 1975). Estes são utilizados para caracterizar e diferenciar uma massa de água de outra, quantificar as contribuições de mistura das massas de águas e indicar eventuais situações de instabilidade na coluna de água. As curvas representam as massas de águas e as linhas a mistura entre elas (Fig. 4). Os índices termohalinos de cada massa de água são determinados por um ponto no diagrama (Fig. 4), esse ponto é chamado de *água-tipo* (*water type*) que é uma construção matemática. As massas de água são marcadas por um intervalo de propriedades, enquanto as *águas-tipo* são marcadas por um valor fixo de temperatura e salinidade, logo uma massa de água pode ser representada por uma ou mais *águas-tipo* (Fig. 4). Quando o diagrama é confeccionado com dados de uma área de formação de uma massa de água, as *águas-tipo* são chamadas *águas-tipo-fonte* (*source water type*), pois são representações matemáticas de dada massa de água em sua área de formação.

⁶ São as propriedades que só se modificam através de processos de misturas, ou seja, são parâmetros considerados constantes para aquele volume de água. Dessa maneira, os parâmetros conservativos são utilizados como traçadores de massas de água.

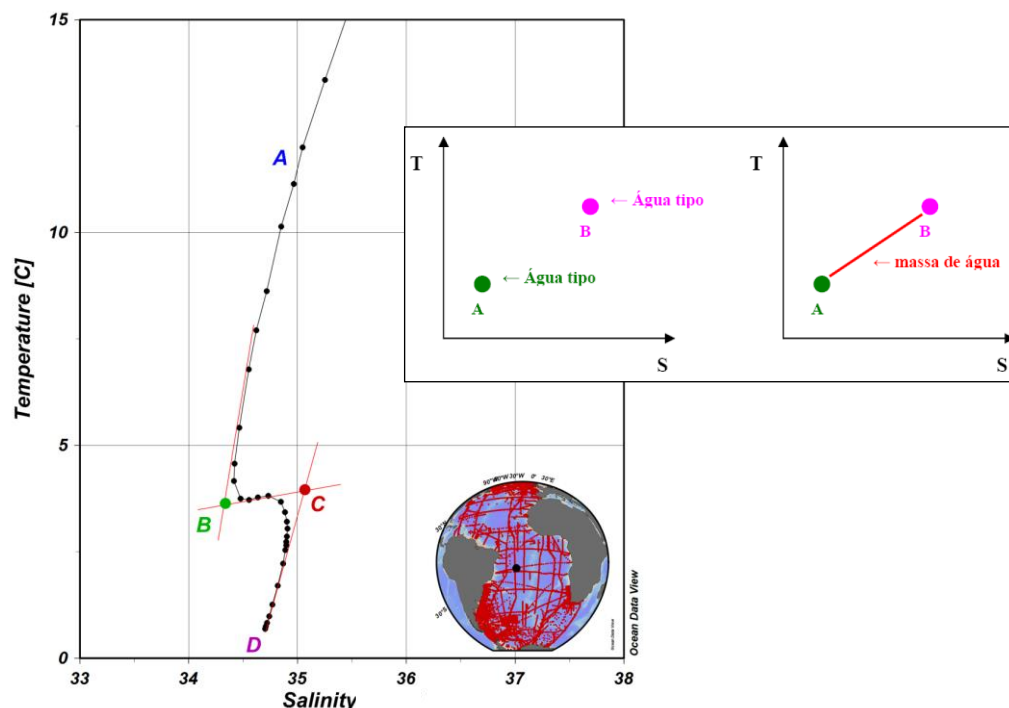


Figura 4: Diagrama TS típico do oceano Atlântico (estação destacada em preto no mapa anexo). As curvas representam as massas de água, as letras B e C as águas-tipo, as linhas vermelhas representam as misturas entre essas águas e as letras A e D representam núcleos de massas de água. Na figura no canto direito acima, mostra o exemplo de duas águas-tipo representando uma massa de água (que terá seus valores termohalinos correspondentes ao intervalo identificado pelas águas-tipo A e B – temperatura de T_B a T_A e salinidade de S_A a S_B).

Propriedades traçadoras – parâmetros conservativos

Como cada massa de água é definida por um intervalo específico de propriedades é possível identificá-las mesmo distante de sua área de formação. Por exemplo, a NADW (formada no oceano Atlântico subpolar) é identificada na região subtropical profunda no hemisfério Sul devido aos seus altos valores de salinidade. A partir dessas observações outros parâmetros (não conservativos) mostram boa aplicabilidade na identificação de massas de água e são considerados, juntamente com os parâmetros conservativos, traçadores de massas de água.

A salinidade se modifica na superfície do oceano devido à entrada e/ou saída de água doce, já que a razão dos íons mais abundantes (e.g. cloreto,

sódio, sulfato) permanece constante nos oceanos (Talley et al. 2011, p. 34). A entrada de água doce ocorre tanto por aporte continental quanto por precipitações, já a saída ocorre por evaporação e formação de gelo marinho. As massas de água de superfície estão mais sujeitas a mudanças de salinidade, enquanto a salinidade das águas subsuperficiais não será modificado a menos que haja mistura com outras águas.

A temperatura se comporta analogamente a salinidade, os processos ligados a sua alteração estão relacionadas com a relação oceano-atmosfera. A temperatura da água do mar se modifica de acordo com a incidência de raios solares, trocas de calor com a atmosfera e, nas regiões polares, com a criosfera. As massas de água subsuperficiais adquirem seus valores de temperatura na superfície, os quais são mantidos durante seus transportes e modificados através de processos de mistura. Para as águas profundas a temperatura utilizada desconsidera o efeito da pressão, ou seja, o valor utilizado é correspondente à temperatura de uma parcela de água se fosse trazida adiabaticamente⁷ para a superfície. Esse valor de temperatura é chamado de temperatura potencial. A salinidade e temperatura influenciam a densidade das águas, sendo direta e inversamente proporcionais, respectivamente. A densidade não é uma propriedade traçadora de massas de água, pois diversas combinações de valores de salinidade e temperatura podem resultar em um mesmo valor de densidade, porém é um parâmetro que auxilia na descrição e localização de massas de água, principalmente em escalas regionais.

Outro parâmetro utilizado como traçador é a vorticidade potencial. A

⁷ Termo indica que não há trocas de calor durante o processo.

vorticidade potencial é uma propriedade dinâmica de um fluido composta por três partes: rotação relacionada com a rotação da Terra (vorticidade planetária), rotação relacionada com movimentação do fluido (vorticidade relativa) e uma componente de alongamento e achatamento proporcional à mudança vertical na densidade (associada com a espessura da camada) (Talley et al. 2011c, p. 45). Em regiões onde as correntes são fracas e as isopícnais bem espaçadas (área de formação de massas de água), a vorticidade potencial pode ser aproximada pela vorticidade planetária em função da espessura, já que a componente vorticidade relativa é muito pequena (Brown et al. 2001, p. 232). Quando a espessura é grande a vorticidade potencial é baixa logo, como nas áreas de formação a camada de mistura é espessa, baixos valores de vorticidade potencial marcam essas massas de água, sendo mais um parâmetro conservativo para traçá-las.

Propriedades traçadoras – parâmetros não conservativos

Os parâmetros não conservativos (e.g. silicato, fosfato, nitrato, oxigênio) mudam devido às reações químicas e/ou processos biológicos. O oxigênio possui duas principais fontes: processos entre oceano-atmosfera e a fotossíntese; ambas ocorrem na parte superior da coluna de água (superfície e subsuperfície) e onde a abundância de organismos fotossintéticos é maior. Os processos relacionados com a diminuição de oxigênio na coluna de água (sumidouro) são a respiração e a remineralização (Talley et al. 2011, p. 47), que ocorrem em toda a coluna de água. Nas águas intermediárias e profundas

(abaixo de aproximadamente 200 m⁸) não há fonte de oxigênio, e é usualmente utilizado no cálculo da idade das massas de água, pois marca o último contato dessas águas com a superfície.

Os nutrientes são essenciais para a vida marinha, portanto a captação fitoplantônica é o principal sumidouro destes. Em relação às fontes, o fluxo vertical, decomposição, remineralização, fixação de nitrogênio e nitrificação são os principais processos, sendo mínimas as contribuições fluviais e atmosféricas (Levitus et al. 1993). A concentração de nutrientes é menor nas camadas superficiais aumentando com a profundidade, principalmente devido à decomposição de organismos. O nitrato e fosfato possuem comportamento similar sendo que são consumidos nas camadas superficiais onde a vida marinha é abundante e são recolocados na coluna de água por decomposição em maiores profundidades. A sílica se comporta diferentemente, pois é retirada da coluna d'água somente por organismos que a utilizam na formação de suas carapaças (e.g. radiolárias e diatomáceas) e redissolvida pela dissolução das mesmas (e.g. dissolução de sedimentos marinhos biogênicos). Outro processo de fonte de sílica se dá por meio de águas termais provenientes de fissuras do assoalho oceânico (Talley et al. 2011b, p. 47). Uma fonte importante de nutrientes são as águas profundas que, ao sofrerem ressurgência, levam grandes quantidades de nutrientes para regiões mais rasas.

1.2.2. Processos de formação

As águas profundas e de fundo do oceano Atlântico são formadas em

⁸ Até aproximadamente 200 m a luz solar penetra na água do mar -chamada zona fótica- e é nessa camada onde os seres fotossintéticos habitam. Abaixo disso não há incidência de luz solar.

altas latitudes principalmente por processos de convecção profunda, interação com elementos da criosfera e misturas durante entranhamento (*entrainment*). Em linhas gerais, a convecção profunda pode ser compreendida como o afundamento vertical para profundidades intermediárias e/ou profundas (entre aproximadamente 500 m – 2000 m) de águas superficiais que perderam flutuabilidade devido a diversos processos superficiais (e.g., trocas de calor entre oceano-atmosfera e/ou oceano-plataforma de gelo). Essas águas afundam até que atinjam equilíbrio em relação às suas densidades, a parte superior da coluna de água é, simultaneamente, preenchida por águas adjacentes menos densas. Isso faz com que as águas que sofreram convecção fiquem isoladas e, portanto, toda e qualquer alteração dessas águas será devido a processos subsuperficiais como, por exemplo, misturas com águas adjacentes.

Existem dois tipos de convecção: (i) convecção profunda de oceano aberto e (ii) convecção profunda de quebra de plataforma continental. A convecção profunda de oceano aberto (Fig. 5a) se relaciona com intensas trocas entre oceano e atmosfera (e.g. resfriamento superficial das massas de água, liberação de sal durante a formação de gelo marinho⁹, evaporação, precipitação) e homogeneização das propriedades da coluna de água. Este processo ocorre durante o período de inverno no qual a perda de calor para a atmosfera é mais intensa (menores temperaturas atmosféricas e maior intensidade dos ventos). A convecção ocorre em plumas misturando vigorosamente a coluna de água, a qual se torna verticalmente homogeneizada. Simultaneamente à convecção, o transporte horizontal de

⁹ Processo conhecido como *brine rejection*.

águas menos densas recobre a parte superior da coluna de água e as águas provenientes da convecção ficam isoladas da superfície e são, posteriormente, exportadas para áreas adjacentes através de correntes profundas (Siedler et al. 2014, chap. 10). Esse processo é responsável pela formação da Água do Mar de Labrador (LSW, sigla do inglês *Labrador Sea Water*), no mar de Labrador e pelas águas intermediárias e profundas formadas nos mares Nórdicos (Dickson and Brown 1994; Hansen and Osterhus 2000).

A convecção profunda de quebra de plataforma continental (Fig. 5) se relaciona, além das trocas com a atmosfera, também com os elementos da criosfera, por exemplo, troca de calor com plataformas de gelo, entrada de águas frias de degelo continental e formação de gelo marinho. No Mar de Weddell, onde esse processo leva à formação das águas de fundo (Fig. 5b), ocorre a interação entre diversas massas de água: (i) águas de plataforma de alta salinidade e baixa temperatura (e.g. High Salinity Shelf Water) se misturam com águas também salinas e menos frias da própria bacia de Weddell (e.g. Warm Deep Water ou Modified Warm Deep Water, Foster and Carmack 1976) e (ii) águas intermediárias da bacia de Weddell fluem por debaixo de plataformas de gelo e interagem com águas de plataforma, dessa maneira se tornam mais frias e menos salinas (Nicholls et al. 2009). Essas águas densas, comumente chamadas de águas de fundo após sua exportação das áreas-fonte (e.g. AABW), escoam pelo talude continental e permitem a entrada de águas intermediárias as quais serão misturadas com as águas de plataforma e através de canais profundos são exportadas para áreas adjacentes (Orsi et al. 1999; Kerr 2010; Siedler et al. 2014, chap. 10).

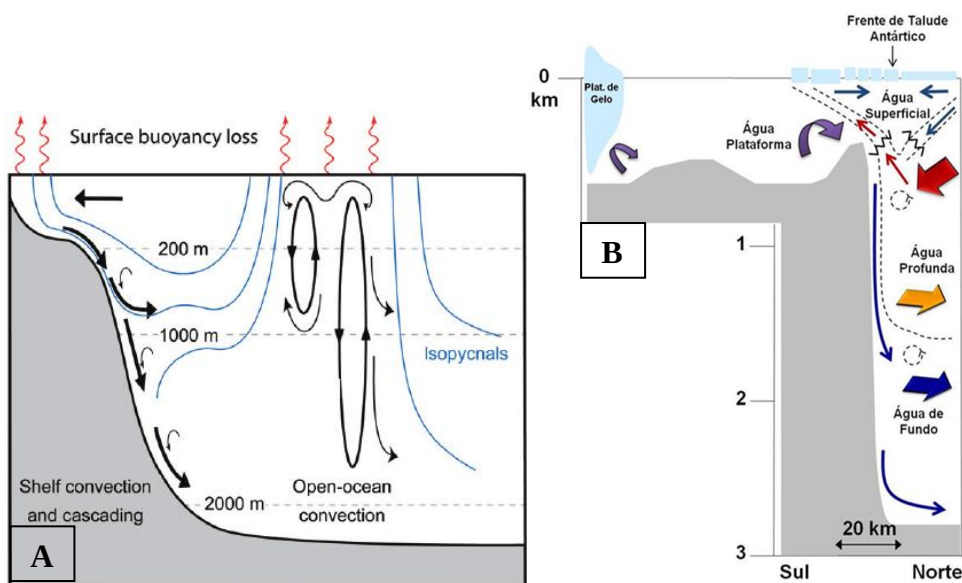


Figura 5: Esquemas de convecção profunda de oceano aberto (A) e de quebra de plataforma (A e B). (A) Setas em vermelho marcam a perda de calor do oceano para atmosfera e/ou elementos da criosfera; setas em preto mostram o caminho das águas superficiais após perder fluabilidade e aumentar suas densidades. Linhas em azul marcam as isopícnais. Em ambas convecções as águas superficiais atingem grandes profundidades (>1000 m). (B) Esquema de formação das Água Profunda do Mar de Weddell (WSDW) e Água de Fundo do Mar de Weddell (WSBW) referenciadas como água profunda e água de fundo. Fonte: Pucceddu et al. 2010 (A); Kerr (cortesia) (B).

O processo de entranhamento (Fig. 6) de águas profundas e intermediárias ocorre quando águas densas entram em bacias oceânicas por estreitos e ocupam grandes profundidades. Nos mares Nórdicos, as águas intermediárias possuem temperaturas muito menores do que as de mesma profundidade do Oceano Atlântico portanto, quando essas águas entram no oceano Atlântico Norte, elas escoam próximo ao fundo (Fig. 6) devido à sua alta densidade. Nesse processo elas são misturadas com águas adjacentes (Fig. 6) e caracterizam as massas de água de fundo do Oceano Atlântico Norte Subpolar e são chamadas de: Água do Estreito da Dinamarca (DSOW, sigla do inglês *Denmark Strait Overflow Water*) e Água da Islândia–Escócia (ISOW, sigla do inglês *Iceland Scotland Overflow Water*). Outro local onde esse processo é observado é no Estreito de Gibraltar, onde as águas com altas

salinidade e temperatura entram no Oceano Atlântico Norte Tropical e se estabelecem em profundidades intermediárias devido à alta densidade. Essa massa de água intermediária é conhecida como Água do Mediterrâneo (MW, do inglês *Mediterranean Water*).

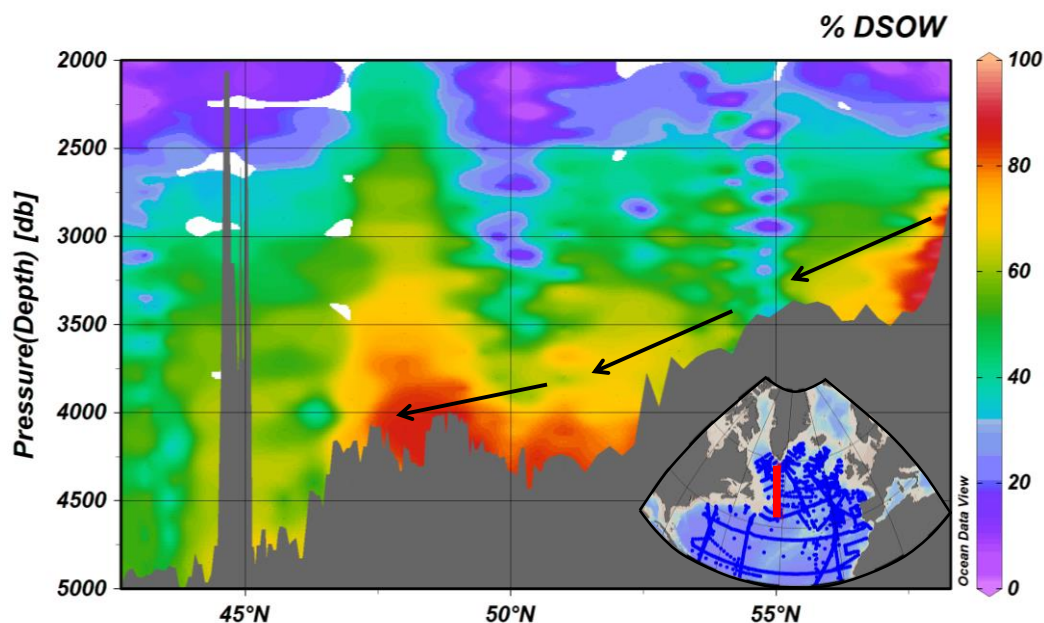


Figura 6: Perfil vertical da concentração da DSOW paralelo a 43°W marcando a entrada dessa massa de água no Oceano Atlântico Norte pelo processo de entranhamento. As setas indicam a movimentação para sul do núcleo da massa de água (DSOW) próximo ao fundo oceânico; os contornos curvos e irregulares das concentrações (e.g., 60%) indicam os processos de mistura dessa massa de água com águas adjacentes.

1.2.3. Caracterização das águas fontes da NADW e AABW

O Oceano Atlântico profundo é preenchido por duas massas de água principais (Fig. 7): Água Profunda do Atlântico Norte (NADW, sigla do inglês *North Atlantic Deep Water*) a Água de Fundo Antártica (AABW, sigla do inglês *Antartic Bottom Water*). A NADW é formada em locais específicos do Oceano Atlântico Norte (mares de Labrador, Mediterrâneo e Nórdicos) devido a processos de interação entre a atmosfera e o oceano, principalmente atuantes durante inverno (processos descritos com mais detalhes abaixo). As massas de água formadoras da NADW são facilmente reconhecidas nos seus locais de

formação de acordo com suas propriedades hidrográficas porém ao se deslocarem para áreas mais distantes, se misturam e são referenciadas como NADW superior (de 2000 m à 3000 m) e inferior (abaixo de 3000 m) ou somente NADW. Essa massa de água se distribui por todo o Oceano Atlântico profundo (abaixo de 2000 m). No hemisfério Norte essa massa de água se distribui até próximo do fundo oceânico, porém flui por porções mais rasas nas proximidades do Equador devido à ocorrência da AABW. No hemisfério Sul, a NADW flui acima da AABW e, a sul de 45°S – 50°S, é advectada para leste com a ACC (Reid et al. 1977). A NADW é descrita por ser transportada para todas as outras bacias oceânicas pela ACC (Talley 2013), destacando a grande importância dessa massa de água para o oceano global.

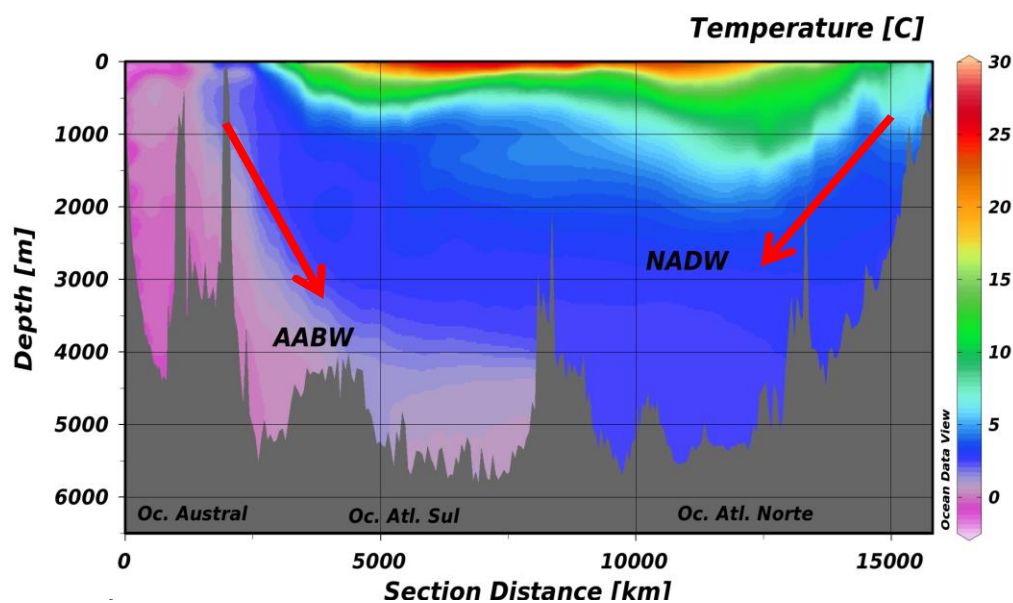


Figura 7: Perfil vertical de temperatura (°C) no Oceano Atlântico. As duas massas de água profundas principais são destacadas pela diferença de temperatura: NADW temperatura aprox. 3°C e AABW temperatura aprox. 1°C. Setas em vermelho indicam o sentido de exportação de cada massa de água.

A AABW é a massa de água mais densa formada em diversos locais ao redor do continente Antártico (Orsi et al. 1999), sendo que o Mar de Weddell representa o local de maior importância para a ramificação da AABW que é

exportada para o Oceano Atlântico (Orsi et al. 1999; van Sebille et al. 2013). A AABW é transportada para norte através de canais profundos e fossas oceânicas presentes nas cadeias de montanhas submarinas (e.g. *South Scotia Ridge*, *Sandwich Trench*, Fig. 2a). No Oceano Atlântico, a AABW é encontrada nas bacias Sudoeste e Sudeste, sendo que apresenta menores contribuições na bacia Sudeste devido a maior ocorrência da NADW nessa bacia (Johnson 2008). AABW se estende até o Oceano Atlântico Norte (Johnson 2008), onde é absorvida pela NADW. Uma síntese das propriedades, processos e área de formação das *águas-tipo-fonte* da NADW e AABW são descritas abaixo. Os locais de formação e as feições batimétricas são ilustrados na figura 2.

Água do Mar de Labrador (LSW, *Labrador Sea Water*)

A LSW é a componente menos densa da NADW, por isso compõe a NADW superior e ocupa profundidades intermediárias. É caracterizada por um mínimo de salinidade (34,84 – 34,88; Fig. 8) e elevadas concentrações de oxigênio dissolvido (301 $\mu\text{mol/kg}$). Suas características hidrográficas resultam de seu processo de formação (convecção profunda de oceano aberto), águas frias e pouco salinas da bacia de Baffin (bacia entre Groelândia e nordeste do Canadá) e águas quentes e salinas da bacia de Irminger (bacia a sudeste da Groelândia; Fig. 2a) são injetadas no Mar de Labrador durante o inverno, onde intensas trocas entre as águas superficiais e correntes frias de ar provenientes do Ártico geram uma camada de mistura profunda (~800 m, podendo atingir 1500 m; Yashayaev 2007; Talley et al. 2011) correspondendo à LSW. A LSW possui temperatura entre 2,9°C e 3,1°C, baixa salinidade e densidade potencial

(σ_{1500})¹⁰ entre 34,75 e 34,65 (Tab. 1). A LSW é advectada para a bacia atlântica norte acompanhando a DWBC para sul e trajetórias no interior das bacias responsáveis por recirculações (Rhein et al. 2002; Yashayaev 2007; Gary et al. 2011; Gary et al. 2012), além de ser exportada para leste cruzando o Oceano Atlântico Norte. A LSW é identificada entre 1500 m e 2500 m na região subpolar e subtropical do Oceano Atlântico Norte (Rhein et al. 2002; García-Ibáñez et al. 2014; Jenkins et al. 2014; Rhein et al. 2015) e apresenta alta variabilidade de formação e das suas propriedades hidrográficas características. Essa variabilidade está relacionada às oscilações atmosféricas do extremo norte do Oceano Atlântico, principalmente pelo padrão atmosférico de variabilidade conhecido como Oscilação do Atlântico Norte¹¹ (NAO, do inglês *North Atlantic Oscillation*). O índice NAO indica a diferença de pressão entre os sistemas de alta dos Açores e baixa da Islândia e é a medida do fluxo dos ventos de oeste. O índice NAO é dito positivo quando o gradiente de pressão entre esses sistemas aumenta levando à intensificação dos ventos de oeste. Esses eventos são descritos como facilitadores na maior intensidade e profundidade dos processos de convecção profunda, acarretando numa maior formação da LSW, além de serem descritas variedades da LSW mais densas e espessas (Rhein et al. 2002; Kieke and Yashayaev 2015).

¹⁰ σ é a anomalia de densidade potencial, o número em subscrito representa a pressão a qual a densidade é referenciada, no caso é de 1500 dbar.

¹¹ NAO é um modo climático do hemisfério Norte que se alterna entre fases positivas e negativas, essas fases resultam em alterações na velocidade e direção de ventos, transporte de calor e umidade, intensidade e número de tempestades. Nos oceanos, a NAO pode induzir alterações de salinidade e temperatura das águas, mistura vertical, padrões de circulação e formação de gelo. Os processos que regem essas oscilações não são completamente compreendidos, mas dois principais fatores são apontados: temperatura da superfície do mar e mudanças nos padrões de ventos estratosféricos. Para uma revisão mais completa vide Hurrell et al. (2003).

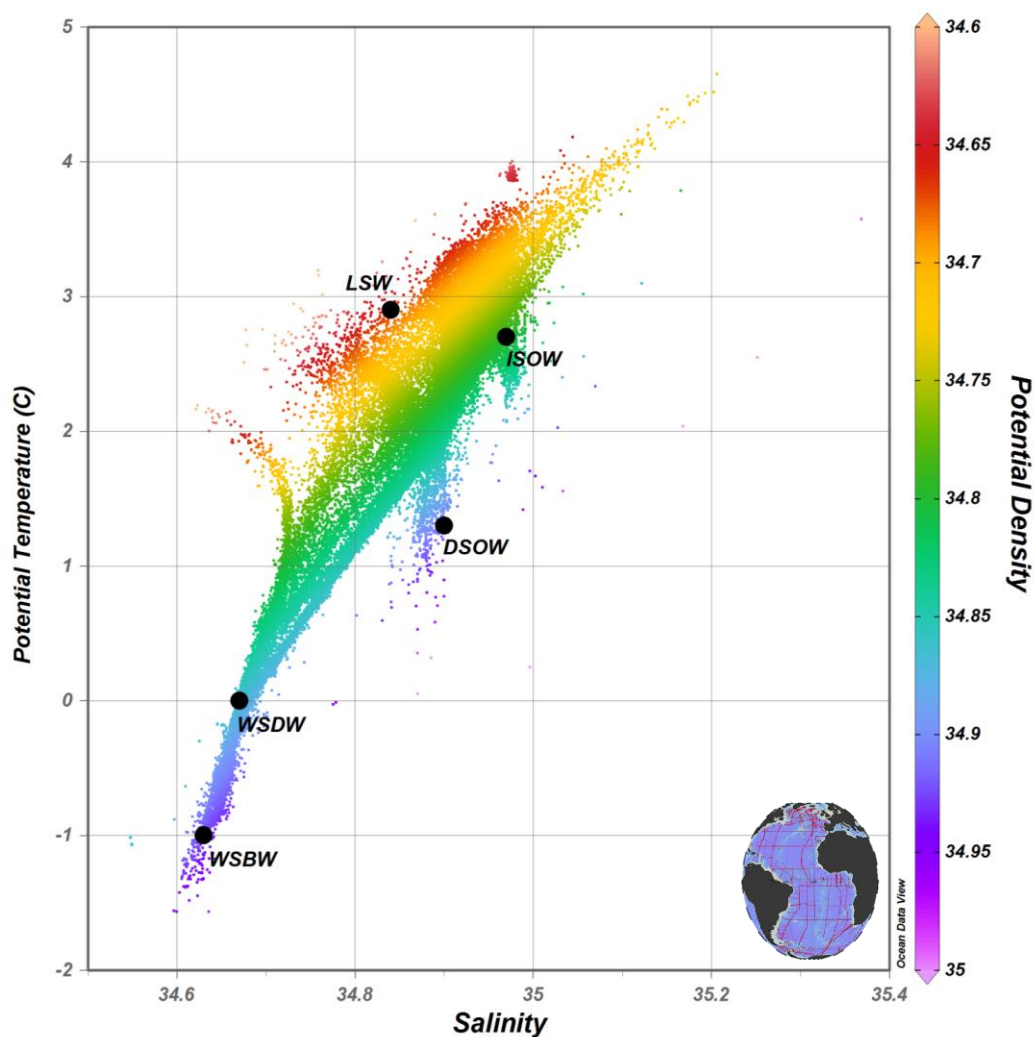


Figura 8: Diagrama θ -S (temperatura potencial - salinidade) do Oceano Atlântico profundo (abaixo de 2000 m), cores representam densidade potencial (σ_{1500} , em kg/m^3). Dados utilizados para a confecção do diagrama estão ilustrados no canto direito inferior da figura. *Águas-tipo-fonte* utilizadas indicadas por círculos preenchidos em preto com respectivos acrônimos. LSW = Água de Labrador (intervalo de anos utilizado no cálculo: 1999-2010); DSOW = Água do Estreito da Dinamarca (1973-1997); ISOW = Água da Islândia-Escócia (1989-2001); WSDW = Água Profunda do Mar de Weddell (1980-2011); WSBW = Água de Fundo do Mar de Weddell (1980-2011). MW = Água do Mar Mediterrâneo, não mostrado ($\theta=9.6^\circ\text{C}$, $S=35.5$, 1977-2013).

Água do Estreito da Dinamarca (DSOW, *Denmark Strait Overflow Water*)

A DSOW compõe a porção mais densa da NADW (Fig. 9), chamada de NADW inferior, ocupa porções profundas e de fundo nas regiões subtropical e subpolar da bacia oceânica atlântica norte. É caracterizada pela sua baixa temperatura ($1,1^\circ\text{C} - 1,3^\circ\text{C}$), apresenta salinidade entre 34,66 e 34,88 e alta

densidade ($35,2 > \sigma_{1500} > 34,82$) (Fig. 5). DSOW é diferenciada das águas densas que são exportadas a oeste da Islândia (ISOW) por seu maior conteúdo de oxigênio dissolvido (Talley et al. 2011, p. 296).

Tabela 1: Águas fontes (SWT) e desvio padrão correspondente, pesos e razão de Redfield definidos para esse estudo. Os valores dos desvios padrões foram retirados da literatura (García-Ibáñez et al., 2015; Pardo et al., 2012), o desvio padrão da vorticidade potencial foi o mesmo para todas as águas fontes. Parâmetros: temperatura potencial (θ), salinidade (S), oxigênio dissolvido (DO), fosfato (PO_4^{3-}), nitrato (NO_3^-), silicato (SiOH_4^{4-}), vorticidade potencial (PV).

SWT	θ	S	DO	PO_4^{3-}	NO_3^-	SiOH_4^{4-}	PV
	°C			$\mu\text{mol/kg}$			$10^8 (\text{ms})^{-1}$
LSW	2.9±0.190	34.84±0.020	301±10	1.02±0.12	15.9±0.8	9±0.8	0.0004±0.01
DSOW	1.3±0.060	34.90±0.006	301±10	0.94±0.06	14.2±0.8	8±0.5	0.0101
ISOW	2.7±0.080	34.97±0.003	266±10	1.13±0.04	15.6±0.6	15±1.0	0.0040
MW	9.6±0.200	35.50±0.011	197±08	1.04±0.03	16.7±0.2	9±0.15	0.0080
WSDW	0±0.005	34.67±0.005	217±03	2.34±0.04	33.8±0.6	125±2.0	-0.0010
WSBW	-1±0.005	34.63±0.005	261±03	2.27±0.04	32.7±0.6	109±2.0	-0.0010
AAIW	4.2±0.010	34.30±0.010	233±03	2.00±0.03	28.8±0.5	31±0.3	-0.0099
Peso	12.3396	12.3396	0.9597	7.2557	9.3896	12.3396	0.0957
Razão Redf.	0	0	-170	1	16	40	0

A DSOW é formada pela interação entre águas quentes provenientes do Oceano Atlântico Norte, águas frias do Oceano Ártico e componentes da criosfera como gelo marinho e águas de degelo (Fig. 10). As propriedades hidrográficas da DSOW são adquiridas durante sua formação, que ocorre por processos de convecção profunda e intermediária nos mares nórdicos (principalmente no Mar da Islândia e Groelândia). DSOW ultrapassa o Estreito da Dinamarca (elevação entre 500 m e 600 m de profundidade) e entra no Oceano Atlântico Norte (Fig. 10) escoando pelo fundo da bacia de *Irminger* (Fig. 2a), devido à sua alta densidade. Durante esse processo, a DSOW mistura-se intensamente com águas adjacentes, o que leva à definição de suas propriedades hidrográficas características (Mauritzen 1996; Talley et al. 2011, p.

296). A circulação da DSOW é intimamente relacionada com as feições batimétricas. Após ser formada nos mares Nórdicos a DSOW é transportada por uma corrente que contorna o leste da Groelândia e é exportada para sul, fluindo para sudoeste e oeste até o Mar de Labrador (Fig. 2a). A DWBC do Atlântico Norte é importante na exportação da DSOW para sul, assim como para as recirculações dentro das bacias (Rhein et al. 2015). O processo de formação da DSOW apresenta grande variabilidade, pois é dependente das dinâmicas atmosféricas e oceânicas, das correntes oceânicas regionais, e interações entre massas de água dos oceanos Atlântico e Ártico (e.g. convecções atingindo profundidades intermediárias ao invés de profundas devido a invernos menos severos, Fogelqvist et al. 2003; Våge et al. 2015).

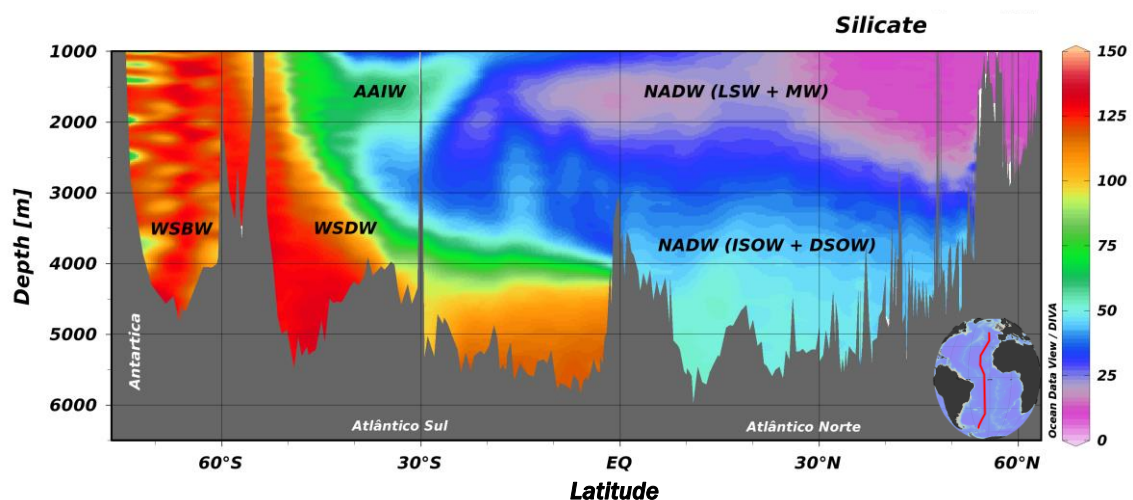


Figura 9: Seção vertical da concentração de silicato ($\mu\text{mol/kg}$) em camadas abaixo de 1000 m, massas de água indicadas em relação a concentração de silicato e profundidade. NADW superior é composta pela LSW (Água do Mar de Labrador) e MW (Água do Mediterrâneo), NADW inferior composta pela ISOW (Água da Islândia-Escócia) e DSOW (Água do Estreito da Dinamarca). Ao sul, as três massas de águas de proveniência no Oceano Austral, AAIW (Água Intermediária Antártica), WSDW (Água Profunda do Mar de Weddell) e WSBW (Água de Fundo do Mar de Weddell).

Água da Islândia-Escócia (ISOW, *Iceland Scotlad Overflow Water*)

A ISOW ocupa a região profunda da bacia atlântica norte e compõe a porção inferior da NADW (Fig. 9). Esta massa de água é caracterizada por salinidade de ~34,97, temperatura variando entre 2°C e 2,7°C (Tab. 1 e Fig. 8) e valores de concentração de oxigênio dissolvido (266 $\mu\text{mol/kg}$) inferior aos reportados para a DSOW e a LSW (301 $\mu\text{mol/kg}$) (Dickson and Brown 1994; Talley et al. 2011, p. 295). A ISOW é formada nos mares Nórdicos (mares da Noruega e Groelândia) por convecção profunda em períodos de inverno (Fig. 10). ISOW é exportada para o Oceano Atlântico Norte por correntes profundas através de dois canais encontrados na Cadeia Islândia-Escócia (Fig. 2a): (i) entre a Islândia e as Ilhas Faraó e (ii) entre as Ilhas Faraó e Ilhas *Shetland*. Durante o processo de entrada da ISOW no Oceano Atlântico, a ISOW sofre intensas misturas com águas adjacentes que levam à caracterização de suas propriedades hidrográficas (Mauritzen 1996b; Fogelqvist et al. 2003; Talley et al. 2011a, p. 295). A ISOW ocupa as porções profundas da bacia da Islândia (Fig. 2a) e em ~58°N parte da ISOW flui para oeste adentrando a bacia de *Irminger* (Fig. 2a) pela Zona de Fratura Charlies Gibbs, localizada no final da Cadeia de Reykjanes (Fogelqvist et al. 2003). Outra parte da ISOW recircula dentro da bacia atlântica Nordeste, sendo incorporada em misturas de outras massas de águas, tal como a Água Profunda do Atlântico Norte Leste (NEADW, sigla do inglês *North East Atlantic Deep Water*) (van Aken 2000; García-Ibáñez et al. 2015). A parte da ISOW que flui para a porção oeste do Oceano Atlântico Norte é exportada para sul juntamente com a DSOW (Fig. 10).

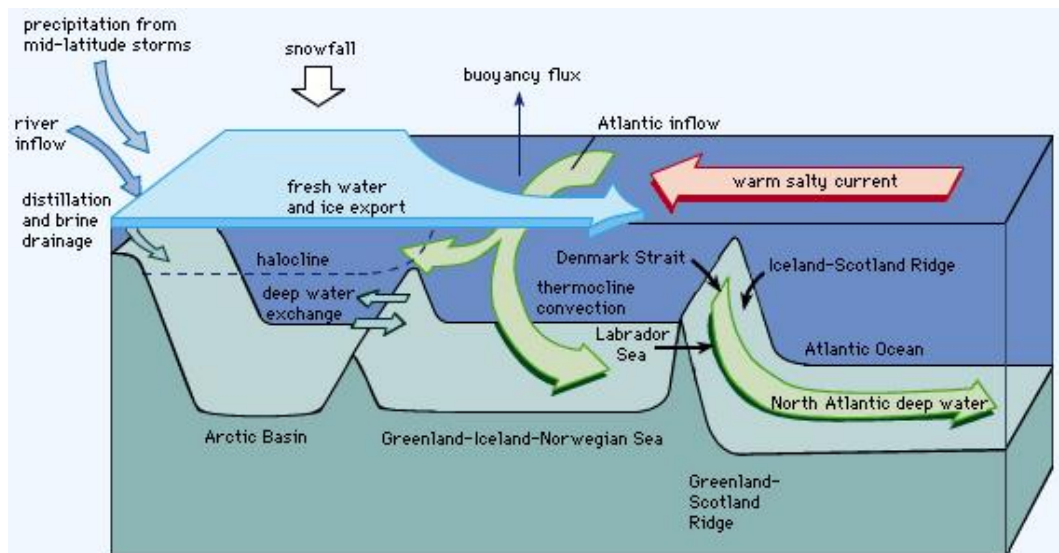


Figura 10: Esquema das componentes envolvidas nos processos de formação da DSOW e ISOW. A seta vermelha representa as águas do Oceano Atlântico Norte que entram nos mares nórdicos, a seta em azul representa o aporte de água doce proveniente do Oceano Ártico. As setas em verde representam a formação das águas profundas nos mares Nórdicos pelo processo de convecção profunda e exportação da mistura dessas massas de águas (NADW) para o Oceano Atlântico. Fonte: <https://www.britannica.com/place/Norwegian-Sea>.

Água do Mediterrâneo (MW, *Mediterranean Water*)

A MW é uma massa de água intermediária que compõe, juntamente com a LSW, a camada superior da NADW (Fig. 9). É caracterizada por um máximo de salinidade (35,5 – 36,6), altos valores de temperatura (9,5°C – 12°C) e baixa concentração de oxigênio e nutrientes (Tab. 1). Sua área de formação é o Mar Mediterrâneo que, por ser um mar restrito e localizado em uma área subtropical, a interação com a atmosfera (processos como a evaporação) e a circulação restrita desse mar confere a suas águas uma alta temperatura, alta salinidade e baixos valores de nutrientes e oxigênio. Essas características proporcionam águas subsuperficiais com alta densidade ($\sigma_{1500} > 34$) que, ao passarem pelo Estreito de Gibraltar, afundam e ocupam profundidades intermediárias do Oceano Atlântico. Dois núcleos da MW são observados nas

bacias do Atlântico Leste—Bashmachnikov et al. (2015) descrevem três núcleos—sendo que somente o mais denso e profundo (entre 1200 m e 1350 m) possui relevância no estudo das águas fontes da NADW (Zenk and Armi 1990; Talley et al. 2011, p. 292). A MW se mistura com a NADW no Golfo de Cádiz (localizado na saída do Estreito de Gibraltar) por processos turbulentos (correntes) e pelos processos de geração e transporte de *meddies*¹², é transportada para oeste e sudoeste até ser absorvida completamente pela NADW, o que leva um aumento de salinidade e temperatura na porção superior da NADW (Zenk and Armi 1990; van Aken 2000; Talley et al. 2011a, p. 292; Bashmachnikov et al. 2015).

Água Profunda do Mar de Weddell (WSDW, *Weddell Sea Deep Water*)

A WSDW é a variedade menos densa da AABW que é exportada para o Oceano Atlântico. É caracterizada por valores relativamente mais baixos de salinidade (34,65 – 34,67) e temperatura (-0,7°C – 0°C), altos valores de oxigênio dissolvido e nutrientes (Tab. 1 e Fig. 8). Essas características são decorrentes do grande aporte continental de água doce, interações com a atmosfera e elementos da criosfera (e.g. plataformas de gelo). A WSDW é descrita como o resultado da mistura entre águas intermediárias provenientes da ACC e de águas de plataforma (processo descrito no item 1.2.2, ver Fig. 5b), e também pela ressurgência de águas mais frias e densas do fundo da bacia (Kerr 2010; Nicholls et al. 2009; Orsi et al. 1999). Após obter sua alta

¹² *Meddies* são vórtices subsuperficiais de sub-mesoescala (O ~10 km) encontrados no Oceano Atlântico, cujo núcleo corresponde a águas do Mar Mediterrâneo, são exportados principalmente para sudoeste em profundidades intermediárias (aprox. entre 800 m e 1200).

densidade ($34,84 > \sigma_{1500} > 34,91$), WSDW entra no giro ciclônico de Weddell e (i) parte é exportada para norte através de canais profundos na Cadeia Escócia do Sul (CES) e da Fossa Sanduíche do Sul (Fig. 2a) (Meredith et al. 2013), e (ii) parte da WSDW continua sendo transportada para leste se misturando com outras variedades da AABW no entorno do continente antártico (Kerr 2010; Orsi et al. 1999; van Sebille et al. 2013). A exportação da WSDW para a bacia Sudoeste do Atlântico é influenciada pela intensidade dos ventos regionais que interferem na intensidade da circulação do Giro de Weddell (Jullion et al. 2010; Meredith et al. 2011).

Água de Fundo do Mar de Weddell (WSBW, *Weddell Sea Bottom Water*)

A WSBW é a componente mais densa da AABW encontrada no Mar de Weddell e Oceano Austral (Orsi et al. 1999; Johnson 2008). Apresenta valores de temperatura entre -1°C e $-0,7^{\circ}\text{C}$, salinidade entre 34,63 e 34,65 e altas concentrações de nutrientes e oxigênio dissolvidos (Tab. 1). A mistura entre as águas de plataforma (variedades com alta salinidade ou baixa temperatura) e águas intermediárias provenientes da circulação circumpolar formam a WSBW, que afunda e é transportada próxima ao fundo oceânico (Fig. 5b) com as correntes do Giro de Weddell (Kerr 2010). Essa massa de água fica restrita às profundidades abissais do Mar de Weddell e só consegue ser exportada por canais muito profundos (e.g., Fossas Sanduíche do Sul) ou por misturas com águas sobrepostas (e.g., WSDW; Meredith et al. 2013; Nicholls et al. 2009).

Capítulo II: Motivação e Objetivos

As águas profundas e de fundo no Oceano Atlântico tem sido alvo de estudo pois são fonte de gases e nutrientes para as porções mais profundas do oceano, são capazes de armazenar gases como o dióxido de carbono (CO_2), sua formação é diretamente relacionada com a circulação de larga escala deste oceano (AMOC) e o deslocamento destas evidenciam os principais sistemas de transporte existentes em escalas regionais. Nas regiões de formação da NADW e AABW as suas águas fontes são facilmente traçadas, amplamente descritas e estudadas (e.g., Mauritzen et al. 1996; van Sebille et al. 2003; Pardo et al. 2012; Rhein et al. 2015). Porém ao se afastarem dessas áreas essas águas se misturam e passam a serem chamadas de NADW e AABW. Adicionalmente, poucos estudos têm focado em estudar essas massas de água em escala global (e.g., Hirst 1999; Johnson 2008, Talley et al. 2013). O presente trabalho foi desenvolvido com intuito de identificar as águas fontes da NADW e AABW não somente nas proximidades da área de formação das mesmas, mas também em todo o domínio do Oceano Atlântico e, com isso, contribuir para a compreensão mais detalhada da distribuição e mistura dessas

massas de água.

O objetivo geral deste estudo é determinar e quantificar a distribuição espacial das águas precursoras da NADW e da AABW nas bacias abissais do oceano Atlântico. Os objetivos específicos são:

- Caracterizar as massas de águas precursoras da NADW em função de suas propriedades hidrográficas;
- Quantificar a contribuição das águas precursoras da NADW e da AABW nas bacias do Oceano Atlântico através do percentual de mistura (%);
- Investigar a variabilidade temporal entre o período de 1988 e 2014 das águas precursoras da NADW e AABW nos transectos do *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE) A05, A10 e A16.

Capítulo III: Material e Métodos

3.1 Dados hidrográficos

Os dados utilizados no trabalho foram retirados do banco de dados histórico *World Ocean Database* (WOD13) do *National Oceanographic Data Center* (NODC; <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD13>). As estações selecionadas estão distribuídas entre 73 S e 65 N, e entre 70 W e 30 E (Fig. 2b) com profundidade mínima¹³ de 2000 m e possuem os seguintes parâmetros: salinidade, temperatura, oxigênio dissolvido, nitrato, fosfato e silicato. A cobertura temporal dos dados distribui-se de 1973 a 2014 (Fig. 2b). Para a análise da variabilidade temporal três transectos do WOCE foram selecionados (A05, A10 e A16, Fig. 2b), sendo que para os anos de 1993 – 1995 do WOCE A16 foram adicionados os dados do WOCE A17 para cobrir a lacuna de dados entre as latitudes 2 S e 47 S. Os dados WOD13 passam por um controle de qualidade antes de serem publicados, porém para ser utilizados

¹³ A profundidade mínima de 2000 m foi definida afim de evitar contribuições de massas de águas intermediárias.

nesse trabalho passaram por uma seleção para a exclusão dos dados considerados espúrios: (i) o diagrama θ -S com todos os dados foi confeccionado e (ii) todos os parâmetros (oxigênio, fosfato, etc.) foram plotados em relação a pressão. Algumas modificações foram aplicadas às propriedades: Pressão, quando não era fornecida foi calculada através da profundidade e latitude; Anomalia de densidade potencial calculada através da salinidade, temperatura, pressão e pressão de referência (1500 dbar)¹⁴ subtraídas de 1000; Temperatura potencial (pressão de referência 0 dbar); Oxigênio dissolvido foi convertido de mL/L para $\mu\text{mol/kg}$ (multiplicando-se o valor por um fator de conversão $[44,658 \times 10^3]$ e dividido pela densidade; Vorticidade potencial, calculada através da temperatura, salinidade, pressão e latitude.

3.2 Quantificação das águas fonte

Definição do método

A análise inversa Otimizada de Parâmetros Múltiplos (OMP, sigla do inglês *Optimum MultiParameter*) foi desenvolvida por Tomczak e Large (1989) como uma alternativa à análise clássica de massas de água, o diagrama TS. Os parâmetros conservativos e não conservativos são utilizados para traçar as massas de águas, calculando o percentual de cada uma delas através de equações lineares de mistura (Eq. 1). As massas de água são pré-determinadas e representadas pelo conjunto de parâmetros de suas *águas-tipo-fonte* (Tab. 1). O método conta com duas restrições: as contribuições devem somar até 100% (conservação de massa) e serem não negativas. O OMP pode ser utilizado em sua forma básica ou estendida dependendo, principalmente, da escala espacial da análise. O método aplicado nesse estudo é o estendido, pois objetiva quantificar a contribuição das águas precursoras da NADW e AABW no Oceano Atlântico (larga escala). Os parâmetros não conservativos (e.g. nutrientes) sofrem modificações durante o transporte da massa de água (ver tópico 1.2.1.), por isso a Razão de Redfield (Eq. 1) é incorporada às equações como um fator de correção a essas modificações. Os parâmetros utilizados na análise foram salinidade, temperatura potencial,

¹⁴ Todas as (anomalias) densidades potenciais no trabalho são relativas a pressão de referência 1500 dbar.

concentração de oxigênio, nitrato, silicato e fosfato, o que nos permitiu analisar a mistura entre seis massas de água (Tab. 1), já que –pelo método OMP- o número de massas de água analisado deve ser menor ou igual o número de parâmetros. Na análise dos transectos WOCE A10 (Fig. 2b), os parâmetros utilizados foram temperatura potencial, salinidade, oxigênio e vorticidade potencial (Tab. 2 do artigo, p. 63), devido à falta de dados de nutrientes. As equações de mistura do OMP são mostradas abaixo:

$$\begin{aligned}
 x_1S_1 + x_2S_2 + x_3S_3 + x_4S_4 + x_5S_5 + x_6S_6 &+ 0 = S_{obs} + R_S \\
 x_1T_1 + x_2T_2 + x_3T_3 + x_4T_4 + x_5T_5 + x_6T_6 &+ 0 = T_{obs} + R_T \\
 x_1O_1 + x_2O_2 + x_3O_3 + x_4O_4 + x_5O_5 + x_6O_6 &- r_{O/P} \Delta P = O_{obs} + R_O \\
 x_1N_1 + x_2N_2 + x_3N_3 + x_4N_4 + x_5N_5 + x_6N_6 &+ \Delta P = N_{obs} + R_N \\
 x_1P_1 + x_2P_2 + x_3P_3 + x_4P_4 + x_5P_5 + x_6P_6 &+ r_{N/P} \Delta P = P_{obs} + R_P \\
 x_1Si_1 + x_2Si_2 + x_3Si_3 + x_4Si_4 + x_5Si_5 + x_6Si_6 &+ r_{Si/P} \Delta P = Si_{obs} + R_{Si} \\
 x_1 + x_2 + x_3 + x_4 + x_5 + x_6 &+ 0 = 1 + R_{Si}
 \end{aligned} \tag{1}$$

onde S_{obs} , T_{obs} , O_{obs} , N_{obs} , P_{obs} , Si_{obs} e R são os valores observados de salinidade, temperatura potencial, oxigênio, nitrato, fosfato e silicato e o resíduo de cada parâmetro, respectivamente; $r \Delta P$ representa a razão de Redfield (Tab. 1); S_j , T_j , O_j , N_j , P_j e Si_j com j variando de 1 à 6, representam os valores dos parâmetros de cada *água-tipo-fonte* (Tab. 1); x_j as contribuições de cada *água-tipo-fonte* (incógnitas) e a última equação representa a condição de conservação de massa. As equações também podem ser descritas em matrizes (Eq. 2):

$$G x - d = R \tag{2}$$

onde, G é a matriz contendo os parâmetros de cada *água-tipo-fonte*, x o vetor de contribuição para cada *água-tipo-fonte* (incógnita), d o vetor dos dados observados e R o de resíduos. Na solução das equações é aplicado um peso para cada parâmetro, que está associado com a variabilidade ambiental e analítica. O peso (W) de cada parâmetro (j) é calculado (Eq. 3) pela variância (σ^2) do parâmetro encontrada na matriz G dividida pela máxima variância (δ_{max}) do parâmetro calculada na área fonte entre todas as massas de água

consideradas (Tomczak and Large 1989). Outro processo analítico é a normalização da matriz G, que se faz necessária para tornar os parâmetros (com unidades diferentes) comparáveis.

$$W_j = \sigma_j^2 / \delta_{j\max} \quad (3)$$

Definição das águas-tipo-fonte

Para a análise da NADW e AABW no Oceano Atlântico, quatro massas de água foram determinadas para a NADW e duas para a AABW (tópico 1.2.3). As áreas utilizadas para o cálculo estão identificadas na figura 2. No cálculo dos parâmetros das *águas-tipo-fonte*, uma variável independente (salinidade para LSW, DSOW, MW e AAIW e temperatura potencial para ISOW, WSDW e WSBW) foi definida de acordo com a literatura (foi feita uma compilação de diversos trabalhos para definir o intervalo da variável independente). Através de uma das rotinas do pacote OMP (*def_source*) os parâmetros dependentes (e.g., nutrientes) de cada massa de água são plotados em função do parâmetro independente definido anteriormente. Através do método de melhor ajuste linear, os valores correspondentes ao valor máximo e mínimo do parâmetro independente definem o intervalo dos parâmetros dependentes (Fig. 11). Cada “ponto” do gráfico (ou extremidades da linha, Fig. 11) representa uma *água-tipo* (Fig. 4) e, como as definições foram realizadas nas áreas de formação de cada massa de água, representam as *águas-tipo-fonte* (Tab. 1).

Testes de Sensibilidade

Os testes de sensibilidade foram aplicados a fim de variar os parâmetros que definem as *águas-tipo-fonte*, já que o OMP não considera estas alterações. Os testes consistiram em aplicar os desvios padrão retirados da literatura (Tab. 1) nos valores dos parâmetros calculados. No primeiro teste, os valores de desvio padrão foram adicionados aos valores dos parâmetros, enquanto que, no segundo esses foram subtraídos. O resultado final é a média da rodada com os valores sem alterações e dos dois testes de sensibilidade. Para os transectos WOCE, mais dois testes foram aplicados. Ambos consideram as

tendências identificadas para cada massa de água (Tab. 2). Os valores das tendências foram retirados de Dickson et al. (2002) para DSOW e ISOW, Curry et al. (2003) para MW, Yashayaev (2007) para LSW, Azaneu et al. (2013) para WSDW e WSBW e Pardo et al. (2012) para AAIW. Em um dos testes as tendências são aplicadas puras, ou seja, o valor descrito na tabela 2 e no outro teste cada valor das tendências foi multiplicado pela diferença entre o ano do transecto e o primeiro ano considerado no cálculo das tendências (Tab. 2). O resultado final é a média de todas as rodadas (valores sem alteração, valores somados com o desvio padrão, valores menos o desvio padrão, valores somados com a tendência pura e valores somados com a tendência multiplicada).

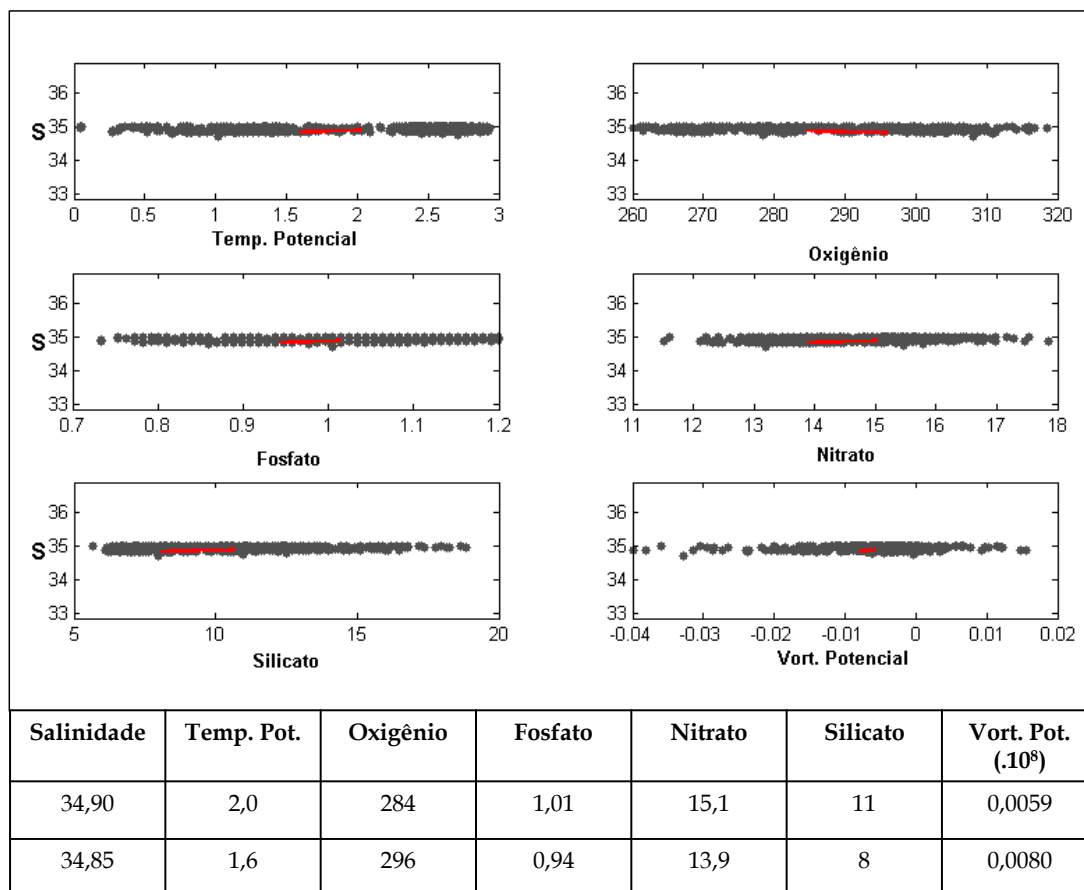


Figura 11: Gráficos e tabela com valores dos parâmetros calculados através do melhor ajuste linear. Os parâmetros (dependentes) estão identificados no eixo x e são plotados em relação à salinidade (parâmetro independente). A linha em vermelho representa o melhor ajuste entre os dois valores de salinidade para cada parâmetro, os valores marcados pelas extremidades da linha são os parâmetros que definem cada água-tipo-fonte (linhas da tabela).

Tabela 2: Tendências de variabilidade aplicadas nos testes de sensibilidade para os transectos WOCE. As tendências foram retiradas da literatura (Azaneu et al., 2013; Curry et al., 2003; Dickson et al., 2002; Yashayaev, 2007) e os anos utilizados para o cálculo de cada propriedade estão identificados na coluna ao lado.

SWT	θ °C	Years	S	Years	DO μmol/kg	Years
LSW	+0.002	1960-2005	-0.003	1955-2000	+0.01	1973-2013
DSOW	-0.010	1970-2002	-0.001	1965-2000	+0.01	1973-2013
ISOW	-0.007	1970-2002	-0.001	1965-2000	+0.01	1973-2013
MW	-0.006	1977-2013	+0.005	1955-2000	+0.01	1973-2013
WSDW	+0.001	1958-2010	-0.0001	1958-2010	+0.01	1973-2013
WSBW	+0.001	1958-2010	-0.0001	1958-2010	+0.01	1973-2013
AAIW	+0.002	1960-2005	-0.003	1955-2000	+0.01	1973-2013

3.3 Cálculo das anomalias de contribuição (análise temporal)

Na análise dos transectos WOCE, a contribuição de cada ano foi analisada em relação à contribuição média de todos os anos. Para isso, a média foi calculada somando-se as contribuições de cada *água fonte* para todos os anos amostrados e uma matriz referência foi calculada excluindo valores de baixas contribuições (>10%). A anomalia foi calculada para cada *água fonte* em cada ano conforme a equação 4:

$$C_{ano} + C_{média} - REF = A \quad (4)$$

onde C_{ano} é a matriz de contribuição de cada ano, $C_{média}$ é a matriz de contribuição média, **REF** matriz referência e **A** a matriz anomalia. Portanto, os resultados mostram quanto cada *água-tipo-fonte* variou em relação à média dos anos analisados.

Capítulo IV: Artigo Científico

Para 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, de autoria de Maria Luiza de Carvalho Ferreira e Rodrigo Kerr, é intitulado ***“On the source waters distribution and quantification of North Atlantic Deep Water and Antarctic Bottom Water in the Atlantic Ocean”*** e será submetido para publicação no periódico ***“Progress in Oceanography”***.

Abstract

The distribution of the source waters of North Atlantic Deep Water (NADW) and Antarctic Bottom Water (AABW) in the Atlantic Ocean was investigated using 40 years of climatology (1973 - 2014) constructed from the dataset available in the 2013 World Ocean Database. The inter-annual variability of NADW and AABW source waters covered the late 1980s until early 2010 in the analysis of three WOCE sections (A05, A10 and A16). The study was performed by applying optimum multiparameter (OMP) analysis to quantify the mixture of six NADW and AABW source waters (four for NADW and two for AABW). The source waters of NADW had contributions until the Southern Ocean, and those source waters that are more important in the mixing and export to other ocean basins were identified. The source waters of AABW were observed until the subpolar North Atlantic basin, with significant recirculation in equatorial regions and higher contributions in the southwestern basin. The source waters of NADW showed the highest variability ($\pm 20\%$), not only nearby their formation region but also until the South Atlantic. The AABW source waters did not present high variability, although some were found near their formation region, and, based on their distribution, the southwestern basin was noted as the main location to investigate this issue. These results bring new insights related to mixing inside the deep Atlantic Ocean and the global circulation cell, also indicating the water masses that present higher variability and the suitable places to observe those changes.

Keywords: Deep water masses; Water mass mixing; Decadal variability; Atlantic Ocean; OMP analysis.

1. Introduction

Deep and bottom water masses are formed in few places around the world, mainly sited at high latitudes (Foster and Carmack, 1976; McCartney and Talley, 1984). Deep convective processes occur at high latitudes that result from the interactions of surface and intermediate waters with atmospheric, oceanic and cryospheric processes (Nicholls et al., 2009; Rahmstorf, 2006). These water masses are responsible for the renewal and exchange of nutrients, heat, salt and gases in the deep and abyssal layers (Ivanov et al., 2004; Jullion et al., 2014; Steinfeldt et al., 2009). Additionally, the formation of deep and bottom waters works as an engine for the lower limb of the global ocean circulation cell (GOC, global overturning circulation). Thus, any changes in water mass formation driven by climate factors could lead to a change in the ocean circulation pattern and consequently Earth's climate (Broecker et al., 1985; Rahmstorf, 2002).

The Atlantic Ocean is the only ocean basin connecting both Earth poles and consequently plays a key role in maintaining the global climate. Furthermore, the structure of the Atlantic Ocean promotes a unique circulation cell feature of the GOC, the Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) (Lumpkin and Speer, 2007; Talley, 2013). The strength of the AMOC is believed to have been extremely reduced in past ages due extreme climate changes (e.g., glacial and deglacial periods), interrupting the process of deep water formation (Broecker, 2005; Marson et al., 2014; Rahmstorf, 2002).

North Atlantic Deep Water (NADW) and Antarctic Bottom Water (AABW) are formed at high latitudes, where the distribution of their source waters are well

delimited (e.g., Bashmachnikov et al., 2015; García-Ibáñez et al., 2015; Pardo et al., 2012), but after they leave those regions and mix with adjacent waters, their distributions are no longer separated but treated as NADW or AABW. The global-scale distribution of NADW and AABW (Hirst, 1999; Johnson, 2008; Talley, 2013) inspired the main objectives of this study: (i) investigation of the distribution of source water masses that contribute to NADW and AABW and (ii) their quantitative contributions in the Atlantic Ocean.

2. Background

Source water mass formation and spreading

NADW differs from AABW in its higher salinity, temperature and dissolved oxygen (Fig. 1), whereas AABW is traced by its higher nutrient content (Fig. 1). The lighter component of NADW, Labrador Sea Water (LSW), is formed in the Labrador Sea (Fig. 2a) during deep winter convection (Talley et al., 2011a; Yashayaev, 2007). LSW is recognized by its minimum in salinity (34.84-34.88) and high oxygen content (approximately 301 $\mu\text{mol/kg}$) (Tab. 1). LSW can be identified in Subpolar and North Atlantic waters (the Atlantic Ocean and basin subdivisions are identified in Fig. 2a) at 1500 m to 2500 m depth (García-Ibáñez et al., 2015; Jenkins et al., 2014; Rhein et al., 2015, 2002), spreading southward mainly by the Deep Western Boundary Current (DWBC) and interior pathways (Gary et al., 2012, 2011; Rhein et al., 2002; Yashayaev, 2007). Another component of the upper NADW is Mediterranean Water (MW), which is formed in the Mediterranean Sea and characterized by maxima in salinity (35.5-36.6) and temperature (9.5°C-12°C) (Tab. 1). Due to its high density, MW occupies intermediate depths after passing through the Strait of Gibraltar into the North Atlantic Ocean. During this process, MW mixes with ambient deep

waters through turbulent processes, spreads southwestward of the strait and is fully absorbed by adjacent waters (Bashmachnikov et al., 2015; Talley et al., 2011a, p. 292; van Aken, 2000).

The combination of North Atlantic warm waters, Arctic cold waters and strong surface cooling during winter results in the formation of dense intermediate and deep waters in the Nordic Seas (Fogelqvist et al., 2003; Mauritzen, 1996a; Yashayaev and Clarke, 2008). These waters overflow through passages located east of Iceland—Iceland-Scotland Overflow Water (ISOW)—and through the Strait of Denmark—Denmark Strait Overflow Water (DSOW). During the entrainment of ISOW into the deep Iceland basin (Fig. 2a), it mixes with adjacent waters (Subpolar Mode Water and LSW, Yashayaev and Clarke, 2008) and is identified by its high salinity (34.97) and low temperatures (2°C–2.7°C) (Fig. 3). DSOW incorporates less of the adjacent waters and is detected less diluted in the Irminger basin (Fig. 2a) (Fogelqvist et al., 2003). DSOW is identified in the bottom layer of the Irminger and Labrador basins by its high density ($35.2 > \sigma_{1.5} > 34.82$) and low temperature (1.1°C – 1.3°C) (Fig. 3). The overflow waters are exported following many pathways in the Subpolar North Atlantic (Hansen and Osterhus, 2000; Mauritzen, 1996) but are mainly exported southwards by large-scale currents—such as the DWBC—and recirculation pathways inside basins (García-Ibáñez et al., 2015; Rhein et al., 2015).

The Weddell Sea (Fig. 2a) is the most important region for the formation of the portion of AABW that is exported to the Atlantic Ocean (Orsi et al., 1999; van Sebille et al., 2013). This locally formed variety of AABW is composed of Weddell Sea Deep Water (WSDW) and Weddell Sea Bottom Water (WSBW), both of which are the result of the interaction and mixture of relatively warm and

salty intermediate waters from the ACC and cold and salty shelf waters (Foster and Carmack, 1976; Kerr et al., 2009). WSDW is less dense and warmer than WSBW (Tab. 1, Fig. 3) and is exported by passages in the South Scotia Ridge and South Sandwich Trench (Fig. 2a), whereas WSBW can only be exported by the latter feature or by mixing process with waters above it (Meredith et al., 2013; Nicholls et al., 2009).

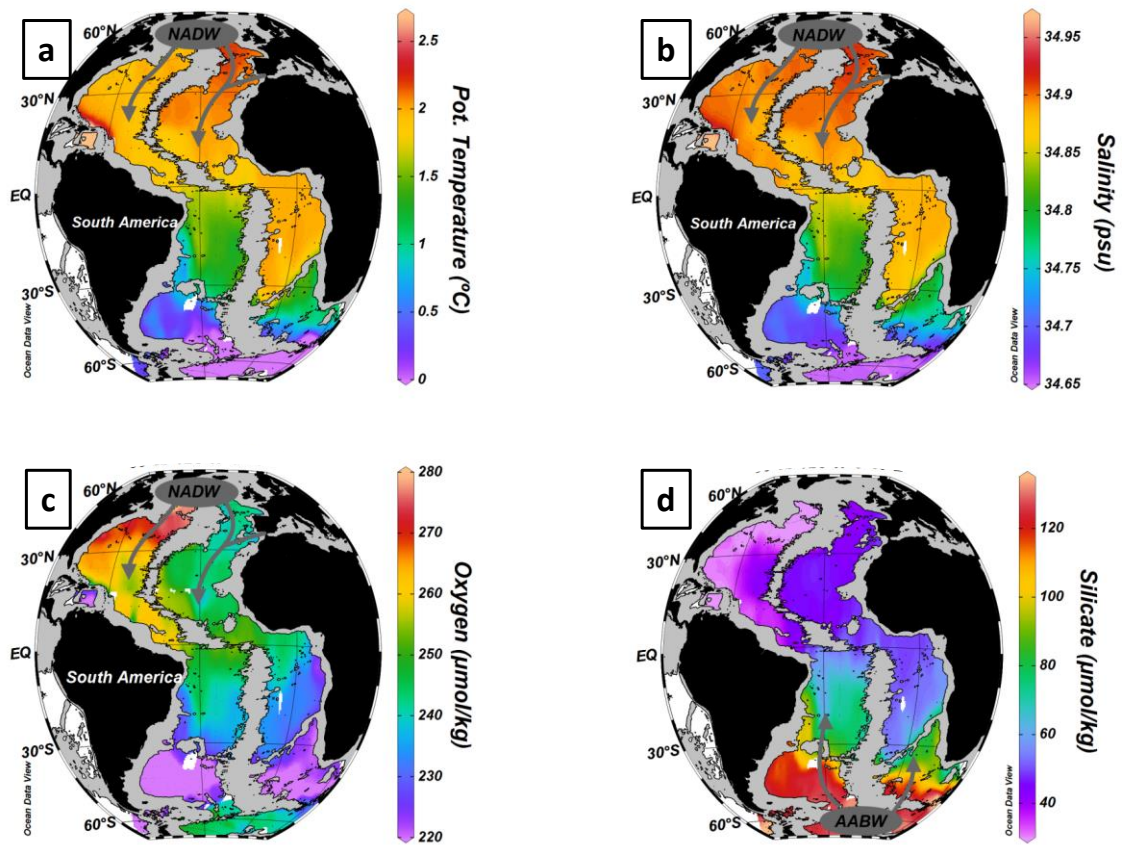


Figure 1: Horizontal distribution of potential temperature (a), salinity (b), dissolved oxygen (c) and silicate (d) between 4000 m and 4050 m. The grey ellipses mark the formation areas of NADW (a, b and c) and AABW (d), and the arrows represent the export of these water masses in the Atlantic Ocean. Higher values of potential temperature, salinity and oxygen and low values of silicate are indicative of a higher concentration of NADW.

Oscillation patterns and source water mass variability

Interdecadal variability influences the surface processes at high latitudes (Bacon, 1998; Gordon et al., 2010; Jullion et al., 2013), and such changes are observed in the strength of the westerlies mainly due to the North Atlantic

Oscillation (NAO) and South Atlantic Oscillation (SAO). Such variability (e.g., oscillation of the intensity of winter conditions, Våge et al., 2015) influences the deep water formation rate (e.g., Andrié et al., 2002; Bacon, 1998; Mauritzen, 1996; Rhein et al., 2002) and hydrographic properties (e.g., Fogelqvist et al., 2003; Schneider et al., 2015; Yashayaev, 2007). The LSW has underwent different phases of warming (e.g., early 1970s, early 1980s and 2006; Yashayaev and Clarke, 2008; Yashayaev, 2007) and cooling (e.g., 1980s and early 1990s; Yashayaev, 2007) and corresponding increasing salinity and freshening. Changes in the upper Atlantic (Saba et al., 2016) and Arctic Ocean freshwater content (de Steur et al., 2015) produce LSW, ISOW and DSOW hydrographic changes (Bacon, 1998; Dickson et al., 2002; Read and Gould, 1992), e.g., the freshening reported by Dickson et al. (2002) for these water masses in the subpolar North Atlantic basins from the 1960s to 2000 and the variability of ISOW and DSOW overflow over longer time scales (decadal to centennial) (Mjell et al., 2016).

The variability of the heat content of deep and bottom water masses in the Southern Ocean basins was reported for the Indian, Pacific and Atlantic sectors (Azaneu et al., 2013; Purkey and Johnson, 2010), with a rate of $+0.0006^{\circ}\text{C yr}^{-1}$ (1958-2010) reported for AABW in the Weddell Sea (Azaneu et al., 2013). In addition to warming, freshening of AABW originating in the Weddell Sea (as well as the Pacific and Indian sectors) was also reported at a rate of -0.0004 yr^{-1} (1993-2011; Jullion et al., 2013). The abyssal Atlantic basins north of the Southern Ocean also presented warming in the past decades (1990s-2000s, Purkey and Johnson, 2010), mainly the western basins in which the deep water column is filled with major quantities of AABW (Johnson, 2008; Purkey and

Johnson, 2010). However, Coles et al. (1996) revealed significant interannual (1989 compared to 1980-1987) changes in hydrographic properties of AABW in the southwestern basin (Argentine Basin), which was suggested to be related with AABW formation in the Weddell Sea.

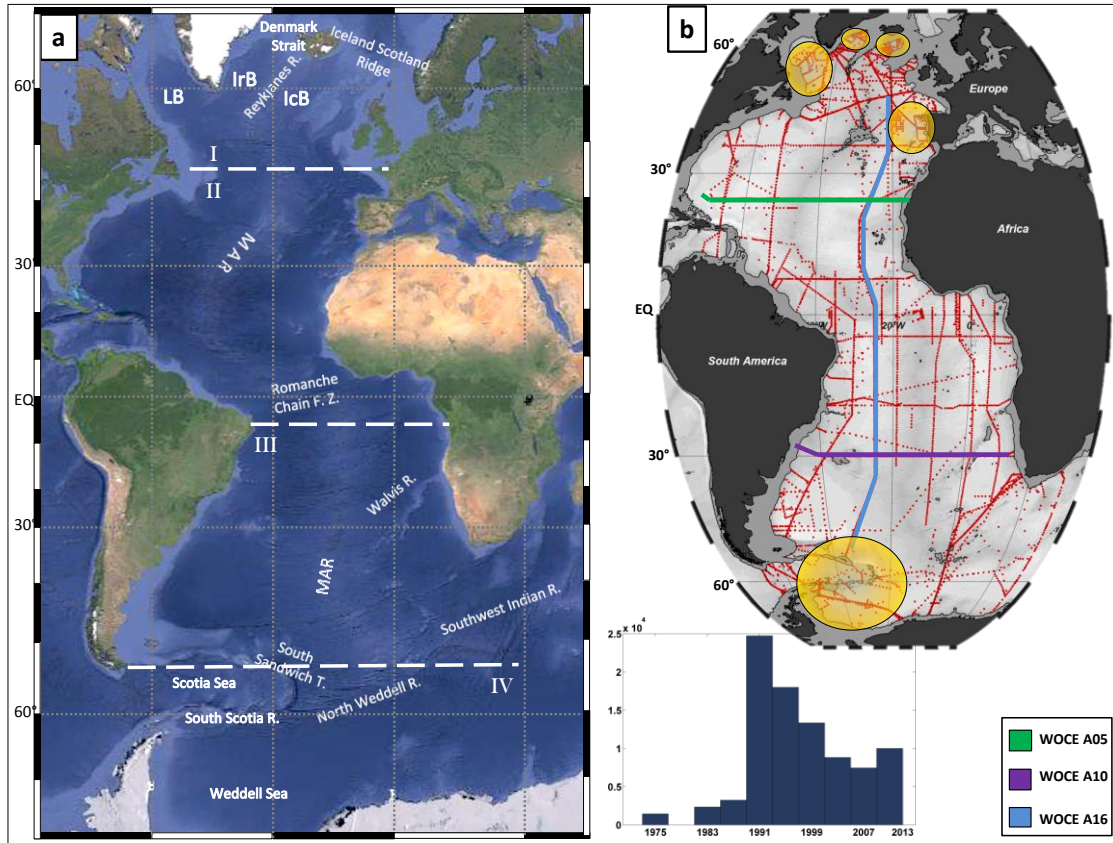


Figure 2: Maps of the studied area. (a) Atlantic Ocean basin bathymetric features. LB=Labrador basin, IrB=Irminger basin, IcB=Iceland basin, MAR=Mid-Atlantic Ridge, F.Z.=Fracture zone, R.=ridge, T.=trench. White dashed lines separate the Atlantic domains: (I) subpolar North Atlantic basins, (II) North Atlantic basins, (III) South Atlantic basins, (IV) subpolar South Atlantic basins. (b) Distribution of the hydrographic stations and position of the three WOCE repeat hydrographic sections (right) analyzed here. The yellow dots represent the source areas to determine the source waters of NADW in the North Atlantic Ocean and AABW in the Southern Ocean. Temporal distribution of data between 1973-2014 (inset).

3. Database and method

3.1. Hydrographic data set

The hydrographic and chemical parameters used to obtain the Atlantic's deep and bottom water distribution were obtained through the historical dataset available from the National Oceanographic Data Center (NODC) called the World Ocean Database (WOD13; <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD13>),

spanning 1973 to 2014. The data used to investigate the temporal variability of NADW and AABW source water masses were obtained through the WOCE repeat hydrographic sections from the Carbon Hydrographic Data Office (CCHDO, <http://cchdo.ucsd.edu>). The WOCE sections are temporally distributed as follows: A05 (zonal section at 25°N; 1992, 1998, 2004, 2011), A10 (zonal section at 30°S; 1993, 2003, 2011) and A16 (north-south section; 1988, 1993, 2003, 2013). The dataset underwent rigorous quality control performed by NODC's research group (e.g., Boyer et al., 2013; Johnson et al., 2013), and eventual outliers and spurious data were removed. The dataset comprises the Atlantic and southern deep basins below 2000 m depth, except for the WOCE sections (Fig. 2b) for which a depth of 1500 m was considered.

3.2. Optimum multiparameter analysis (OMP)

The optimum multiparameter (OMP) analysis was proposed by Tomczak (1981) and updated by Tomczak and Large (1989) as an alternative to the classical temperature-salinity diagram method. This method is a water mass inverse model based on solving linear equations to find the relative contributions of different source water types (SWTs) that best reproduce the observed data, while the residuals are minimized by applying the least squares method (e.g., Poole and Tomczak, 1999). The method has two main assumptions: (i) a water mass can be fully represented by the combination of determined SWTs and (ii) the contributions sum should be 100% and non-negative, obeying the law of mass conservation. The method is summarized in equation 1.

$$G x - d = R \quad (1)$$

where **G** is a matrix with the properties values of each SWT (Table 1), **x** is a vector of the calculated contributions for each SWT, **d** is a vector of the observed data, and **R** is the residual value.

The extended OMP method was applied here using both conservative (potential temperature— θ and salinity— S) and non-conservative (dissolved oxygen—DO, phosphate— PO_4^{3-} , nitrate— NO_3^- , and silicate— SiOH_4^{4-}) parameters and incorporates a correction factor (Redfield ratio) to analyze the water mass contributions over a large scale (oceanic basin). The non-conservative parameters modify their concentrations as the water masses evolve due to biogeochemical processes such as remineralization, respiration, and hydrothermal process (Anderson and Sarmiento, 1994; Redfield, 1942; Redfield et al., 1963)—the SWT parameter values used are summarized in table 1.

Table 1: SWTs and corresponding standard deviations, parameter weights and Redfield ratio defined for this study. The standard deviation of the potential vorticity was the same for all SWTs; the standard deviation values were extracted from the literature (García-Ibáñez et al., 2015; Pardo et al., 2012). Parameters: potential temperature (θ), salinity (S), dissolved oxygen (DO), phosphate (PO_4^{3-}), nitrate (NO_3^-), silicate (SiOH_4^{4-}), potential vorticity (PV).

SWT	θ °C	S	DO	PO_4^{3-}	NO_3^-	SiOH_4^{4-}	PV 10^8 (ms) ⁻¹
			$\mu\text{mol/kg}$				
LSW	2.9±0.190	34.84±0.020	301±10	1.02±0.12	15.9±0.8	9±0.8	0.0004 ±0.01
DSOW	1.3±0.060	34.90±0.006	301±10	0.94±0.06	14.2±0.8	8±0.5	0.0101
ISOW	2.7±0.080	34.97±0.003	266±10	1.13±0.04	15.6±0.6	15±1.0	0.0040
MW	9.6±0.200	35.50±0.011	197±08	1.04±0.03	16.7±0.2	9±0.15	0.0080
WSDW	0±0.005	34.67±0.005	217±03	2.34±0.04	33.8±0.6	125±2.0	-0.0010
WSBW	-1±0.005	34.63±0.005	261±03	2.27±0.04	32.7±0.6	109±2.0	-0.0010
AAIW	4.2±0.010	34.30±0.010	233±03	2.00±0.03	28.8±0.5	31±0.3	-0.0099
Weight	12.3396	12.3396	0.9597	7.2557	9.3896	12.3396	0.0957
Redf. Ratio	0	0	-170	1	16	40	0

Another important step in using the OMP is the determination of a weighting factor for each parameter; the weight is necessary due to the differences in

analytical and instrumental precision and also environmental variability. The weights (W ; Eq. 2) determined here follow the method described by Tomczak and Large (1989), which is the ratio of the parameter's (j) variance (σ_j^2) in matrix G and the maximum variance of the parameter considering all source areas.

$$W_j = \sigma_j^2 / \delta_{j\max} \quad (2)$$

The OMP method assumes that a water mass can be fully represented by a mixture of a finite number of SWTs, while the number of SWTs analyzed is restricted by the number of parameters available (Tomczak and Large, 1989). Here, the water types were defined based on the definition of NADW (Dickson and Brown, 1994; Mauritzen, 1996; Rhein et al., 2002; van Aken, 2000) and AABW (e.g., Orsi et al., 1999; van Sebille et al., 2013), totaling six SWTs (four for NADW and two for AABW) and, therefore, six parameters: potential temperature, salinity, dissolved oxygen, phosphate, nitrate and silicate. The minimum depth of 2000 m was selected because it corresponds to the upper limit of NADW occurrence and diminishes the possible error associated with the mixture with intermediate waters above (not considered in our mixing scheme, except for the OMP application in WOCE A10, Tab. 2).

OMP analysis has been successfully applied to calculate the relative contributions of water masses on regional (e.g., Bashmachnikov et al., 2015; Caspel et al., 2015; Dotto et al., 2016; García-Ibáñez et al., 2015; Huhn et al., 2008; Jenkins et al., 2014), ocean-basin (e.g., Kerr et al., 2009; Pardo et al., 2012; Poole and Tomczak, 1999), and global (e.g., Johnson, 2008) scales, as well as in numerical modeling (e.g., Kerr et al., 2009). The method is also presents well suited to identify the temporal variability of water masses (Dotto et al., 2016; Kerr et al., 2009; Leffanue and Tomczak, 2004; Tomczak and Liefink,

2005), although OMP analyses do not consider changes in the SWT definition, which will be further discussed in the next topic. Three transects from WOCE (A05, A10 and A16) were selected to investigate the temporal variability of the NADW and AABW source water masses. The WOCE A16 transect between 1993 and 1995 lacked nutrient data from the equator to 45°S, so data from the WOCE transect A17 from this same period was added in this zone. For the analysis of the WOCE A10 transect (in the South Atlantic), the parameters used were potential temperature, salinity, oxygen and potential vorticity, and Antarctic Intermediate Water (AAIW) was added in the analysis to decrease the errors from the contribution of LSW, even though a minimum depth of 1500 m was selected. The results are presented as anomaly plots; the anomaly is the contribution of each year minus the mean contribution (arithmetic mean of all years), and contributions lower than 10% were not shown.

Table 2: Dataset, SWTs and parameters used in each of the OMP applications. Parameters were salinity (S), potential temperature (θ), dissolved oxygen (DO), nitrate (NO_3^-), phosphate (PO_4^{3-}), silicate (SiOH_4^{4-}) and potential vorticity (PV).

Dataset	SWT	Parameters
WOD13	LSW + DSOW + ISOW + MW + WSDW + WSBW	S, θ , DO, NO_3^- , PO_4^{3-} , SiOH_4^{4-}
WOCE A05	LSW + DSOW + ISOW + MW + WSDW + WSBW	S, θ , DO, NO_3^- , PO_4^{3-} , SiOH_4^{4-}
WOCE A16	LSW + DSOW + ISOW + MW + WSDW + WSBW	S, θ , DO, NO_3^- , PO_4^{3-} , SiOH_4^{4-}
WOCE A10 (1)	LSW + ISOW + WSDW + AAIW	S, θ , DO, PV
WOCE A10 (2)	LSW + ISOW + WSDW + WSBW	S, θ , DO, PV

Sensitivity tests (not shown) were performed using empirical weights and weights from the literature (García-Ibáñez et al., 2015; Johnson, 2008; Pardo et al., 2012), and the best results (minor residual errors and best representations of the varieties in their formation region) were obtained using the calculated weights (Table 1). Additionally, only those results with residuals lower than 5%

were used (see Supplementary Material, Fig. S3). The sensitivity tests consisted of analyzing the same dataset by adding and subtracting the standard deviation (extracted from literature, Table 1) from all parameters that defined the SWTs. For the analysis of the WOCE transects, another test was performed using the salinity, potential temperature and dissolved oxygen variability trends applied for each corresponding year of a transect (the trends were calculated and extracted from the literature, see references in Table 3). The final results reported here are the average contributions of all OMP runs performed.

Table 3: Variability trends applied in the sensitivity test of the WOCE sections. The trends were calculated and extracted from the literature (Azaneu et al., 2013; Curry et al., 2003; Dickson et al., 2002; Yashayaev, 2007); the years used in the calculation of each property are identified in the following column.

SWT	θ °C	Years	S	Years	DO μmol/kg	Years
LSW	+0.002	1960-2005	-0.003	1955-2000	+0.01	1973-2013
DSOW	-0.010	1970-2002	-0.001	1965-2000	+0.01	1973-2013
ISOW	-0.007	1970-2002	-0.001	1965-2000	+0.01	1973-2013
MW	-0.006	1977-2013	+0.005	1955-2000	+0.01	1973-2013
WSDW	+0.001	1958-2010	-0.0001	1958-2010	+0.01	1973-2013
WSBW	+0.001	1958-2010	-0.0001	1958-2010	+0.01	1973-2013
AAIW	+0.002	1960-2005	-0.003	1955-2000	+0.01	1973-2013

3.3. Source water type (SWT) definition

Six source water masses (each represented by one SWT, Fig. 3) were considered to compose the NADW and AABW layers in the Atlantic Ocean (Tab. 1). The SWTs were calculated (through best linear fit) in the formation area of the source water masses (Fig. 2b), which were determined according to the literature (e.g., Dickson and Brown, 1994; Orsi et al., 1999; Pardo et al., 2012; van Sebille et al., 2013) and are summarized in Figure 2. The major contributor to AABW is formed in the Weddell Sea by the interaction of intermediate and shelf waters (Caspel et al., 2015; Orsi et al., 1999; van Sebille

et al., 2013), even though AABW is reportedly formed at several places around the Antarctic continent (e.g., Ross Sea, Adèlie Land; Nicholls et al., 2009; Orsi et al., 1999; Pardo et al., 2012). The SWTs of AABW were calculated in the Weddell and Scotia Seas because these locations are the main formation and export areas of AABW to the South Atlantic Ocean (Kerr et al., 2012; Meredith et al., 2013; Nicholls et al., 2009; van Aken, 2000) and also avoid characterized waters that are not exported to the Atlantic Ocean. The temporal variability of the water masses was diminished by using several years of data in the calculation (temporal range specified in Fig. 3).

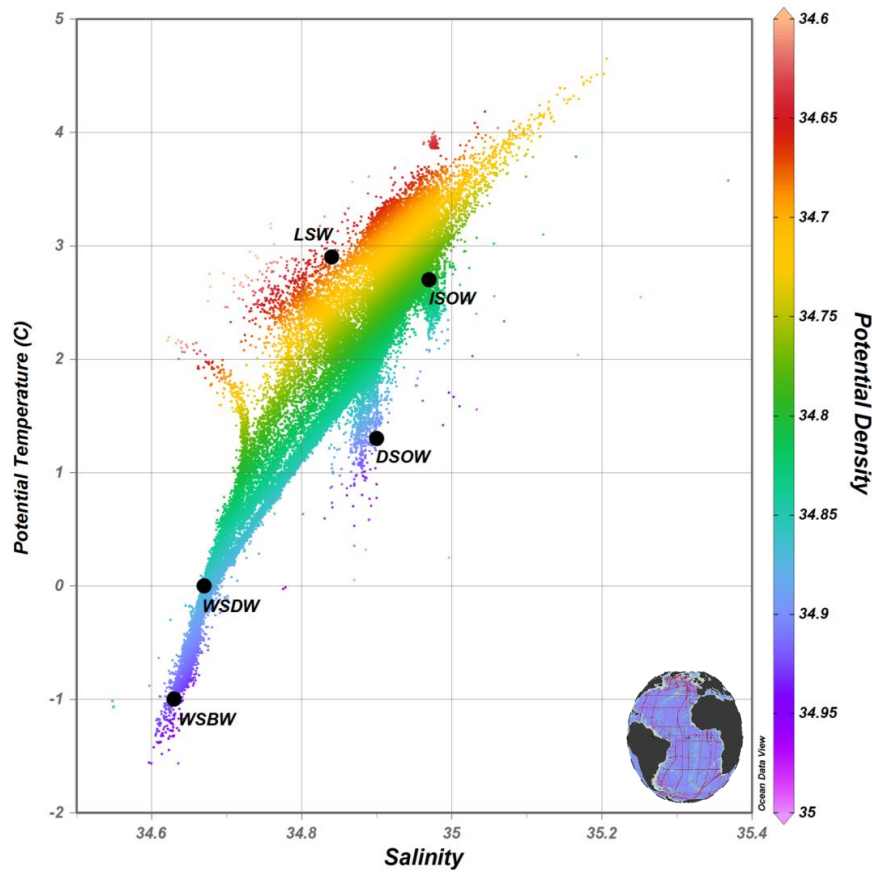


Figure 3: Potential temperature (°C)/salinity diagram and calculated SWTs (see Table 1) for the entire data set. The colors represent the potential density referenced to 1500 dbar ($\sigma_{1.5}$). LSW (range of years used in the SWT calculation: 1999-2010); DSOW (1973-1997); ISOW (1989-2001); WSDW (1980-2011); WSBW (1980-2011). MW (not shown, 1977-2013).

4. Results

4.1. Basin-scale water masses distributions

4.1.1. Subpolar North Atlantic basins

The Subpolar North Atlantic region (Fig. 2a) is the main formation area of NADW source water masses; hence, their cores are easily identified with high concentrations in this region. LSW—the lighter NADW source water—has higher concentration above 2700 m (Fig. 4a and c). The core of LSW is found at greater depths in its formation basin (Labrador basin) but suffers from gradual shoaling in eastern basins (Fig. 4c). The Reykjanes Ridge is an important feature that blocks the passage of part of LSW (low concentration in the eastern flank of the Reykjanes Ridge, Fig. 4b and c) due to its height (shallower than 2000 m). Thus, the main LSW core is found south and southeastward of the Labrador Sea and on the eastern side of the Iceland basin (Fig. 4b). LSW spreads preferentially along two distinct paths between 51°N and 47°N near 40°W: one branch flowing to the east, and the other to the south/southwest (Fig. 4b).

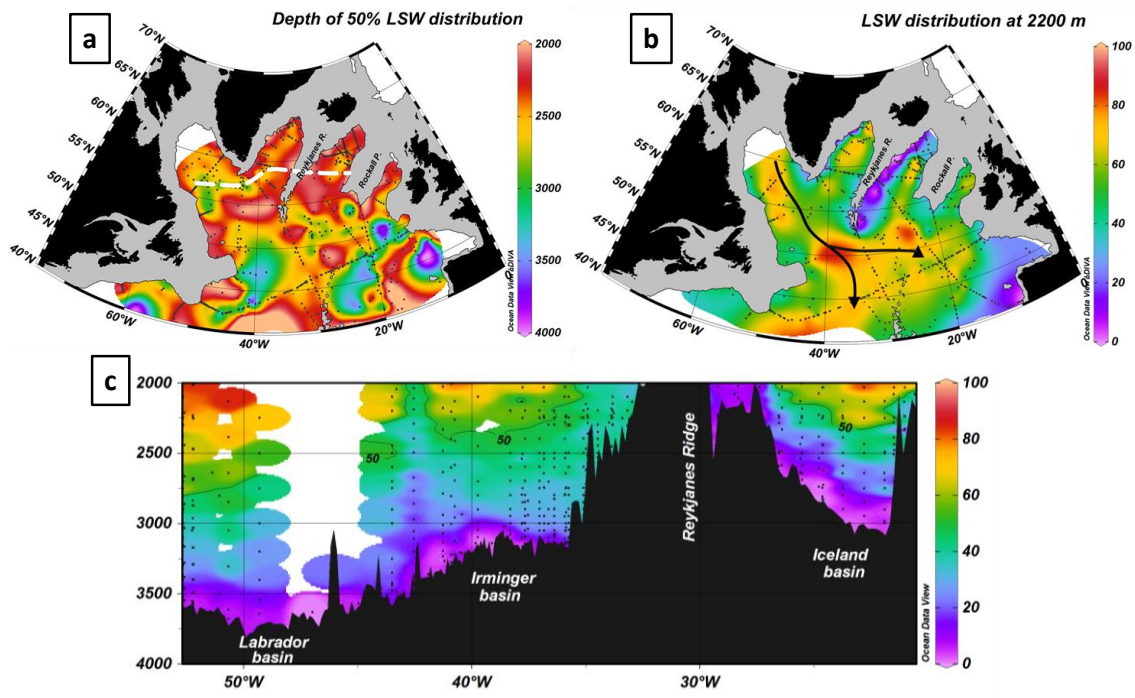


Figure 4: LSW contribution in the North Atlantic Subpolar region. (a) Depth (in meters) of the LSW 50% content; lower depths are observed in the Irminger and Iceland basins. (b) Contribution (%) of LSW between 2200 m and 2250 m. The black arrows show the main spreading pathways of LSW. (c) LSW contribution (%) of the section marked by the white line in (a). Continents are colored black, and bathymetry shallower than 2000 m is colored gray in (a) and (b); bathymetry is colored black in (c).

ISOW—the NADW’s source that enters the Atlantic Ocean from the east side of Iceland (Dickson and Brown, 1994)—is found in the Iceland basin and east of the Rockall Plateau from 2000 m to the sea floor (Fig. 5). Closer to the sill that separates the Nordic Seas from the North Atlantic Ocean, ISOW presents high contributions in the western and eastern boundaries of the Iceland basin (Fig. 5b). In the eastern Iceland basin, the main ISOW contributions of higher than 50% were identified at depths of approximately 2300 m, 2700 m and 2900 m; further south (approximately 50°N), ISOW is found deeply mixed with other NADW source waters. In the Irminger basin, ISOW is found near the western flank of the Reykjanes Ridge (Fig. 5b), occupying the layers deeper than 2400 m and representing a small portion of ISOW that outflows through the deep passages of the Reykjanes Ridge and contours of the Reykjanes Ridge (Fig.

5b). At approximately 45°N, ISOW contributions of 30% are identified in three places: (i) northwest towards the north part of the Labrador Sea; (ii) southwest towards the subtropical northwestern basin; and (iii) southeast towards the subtropical northeastern basin (Fig. 5a). At this same latitude, a high contribution (60%) core of ISOW appears that is constrained to the Newfoundland shelf between 2400 m and 4000 m (Fig. 5c).

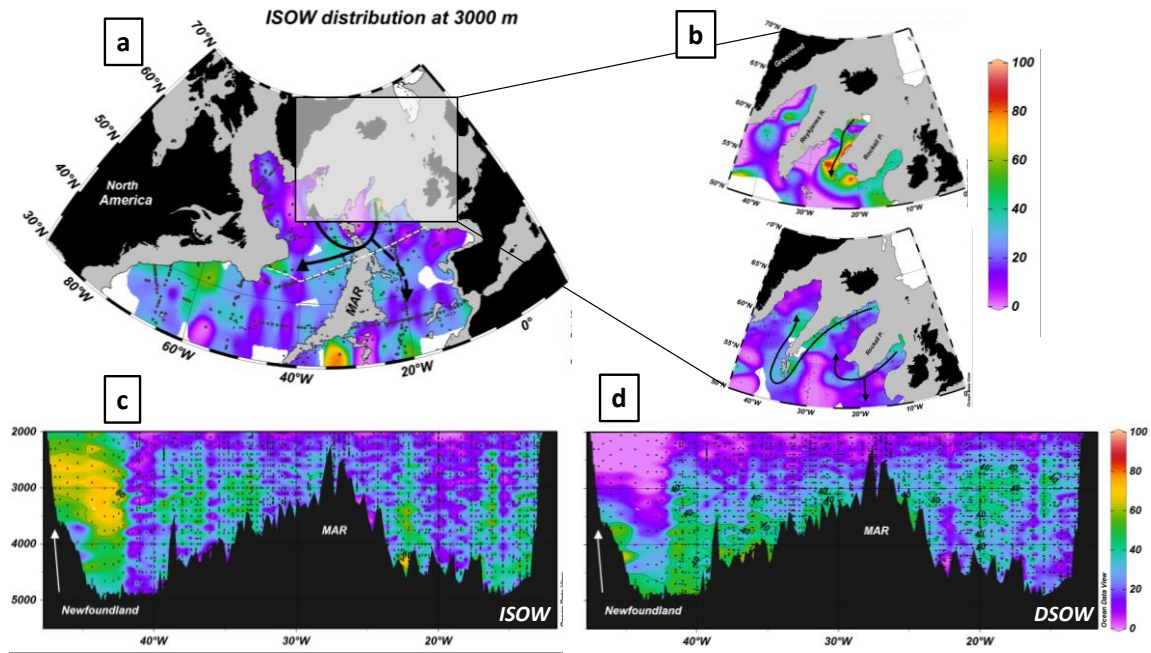


Figure 5: ISOW and DSOW contributions in the North Atlantic subpolar region. (a) ISOW contribution (%) between 3000 m and 3050 m. The black arrows indicate the three main pathways of ISOW: towards the Labrador Sea, southwest and southeast. (b) ISOW distribution (%) at 2800–2850 m (above) and 2000–2050 m (below) from the highlighted area in (a). The black arrows mark the southward transport crossing the Iceland basin (above) and the entrance of ISOW into the Irminger basin (below). (c) ISOW contribution (%) of the section marked by the white line in (a); the major core is found between 2500 m and 4000 m near Newfoundland. (d) DSOW contribution (%) with higher values near the seafloor in the northwestern basin and shallower depths in the northeastern basin. Continents are colored black, and bathymetry (2000 m and 3000 m) is colored gray in (a) and (b); bathymetry is colored black in (c) and (d).

DSOW enters the North Atlantic Ocean through the Denmark Strait (Fig. 2a), located between Greenland and Iceland (Dickson and Brown, 1994), and appears as a high concentration core (from 50% up to 100%) along the bottom layers at the Greenland slope and Labrador and Irminger basins (Fig. 6a and b). In the Iceland basin, DSOW is identified in the western boundary, although with

lower contributions (50% to 60%, Fig. 6b) possibly due to a dense variety of ISOW that can be exported to this basin (e.g., Boessenkool et al., 2007). In the subpolar northeastern basin, DSOW appears deeply mixed with mainly ISOW, with concentrations of approximately 40% in layers deeper than 2500 m (Figs. 5d and 6a). South of 47°N, the DSOW core decreases its contribution from maximum values ranging from 50% to 60% in the western basin and from 40% to 50% in the eastern basin, potentially indicating that DSOW recirculates inside the Labrador and Newfoundland basins (Fig. 6a).

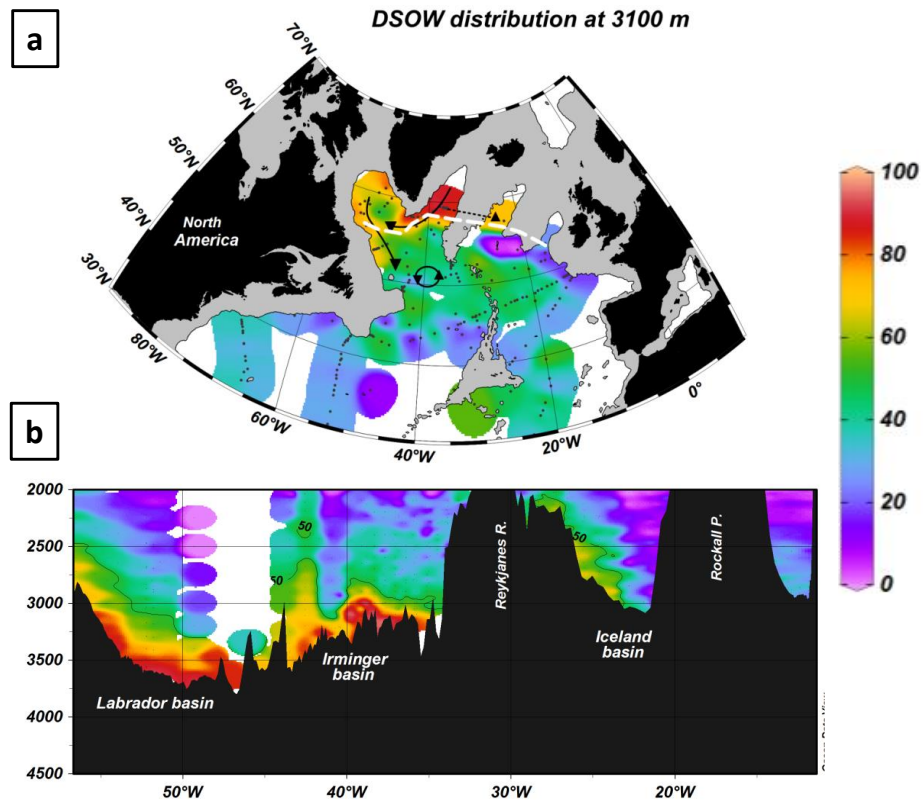


Figure 6: DSOW distribution in the Subpolar North Atlantic. (a) DSOW contribution (%) between 3100 m and 3150 m; the maximum contribution (>90%) is found at the DSOW formation area. The arrows mark the following features: black solid - the main spreading pathways, dashed - passage of DSOW through the Reykjanes Ridge, and circular - region of recirculation. (b) DSOW contribution (%) of the section marked by a white line in (a), showing higher concentrations of DSOW near the seafloor and at western side of the Iceland basin. Continents are colored black, and bathymetry (3000 m) is colored gray in (a); bathymetry is colored black in (b).

4.1.2. North Atlantic basins

In the tropical North Atlantic near 36°N, the warm, highly saline and low-nutrient MW enters the North Atlantic basin at the Strait of Gibraltar (Zenk and Armi, 1990). The core of this water mass is found shallower than 2000 m; thus, the maximum MW contribution is approximately 40% here. Although MW is restricted to intermediate layers, it also contributes to the mixture of deep waters and waters with higher thickness in the northeastern basin (Fig. 7b). A MW tongue extends southwest from the Strait, with contributions between 30% and 20% restricted to depths shallower than 2400 m (Fig. 7b)—this feature is well marked by the salinity and potential temperature distributions (Fig. 1a and b). The northernmost extension of MW is located at approximately 40°N with 30% contribution, except for a north branch that reaches the Bay of Biscay (~47°N, 10°W); the southern boundary is located ~20°N. The tongue of MW corresponds to a low contribution of LSW (Fig. 7), suggesting its major export pathway, which is also evidenced by low oxygen values in the layers at approximately 2000 m (not shown). LSW shows higher contributions at the western border of the North Atlantic (Fig. 7a) and reaches equatorial latitudes with contributions ranging from 40% at 2000 m (Fig. 7b) to 20% at 3000 m.

The major source waters that compose the lower NADW in the North Atlantic Ocean are DSOW and ISOW, which are intensely mixed with contributions closer to 40% each at mid-latitudes (see DSOW distribution in Fig. 8b). The equatorial region from 7°N to 5°S shows a marked difference in its water column composition patterns. At 7°N, DSOW is constricted to the western basin with concentrations between 40% and 50% (Fig. 8a), and ISOW is constricted to the eastern basin with concentrations between 50% and 60% (Fig. 8d).

Below 3000 m at the same latitude, WSDW is found with contributions up to 40% at the bottom of the western basin (Fig. 8c).

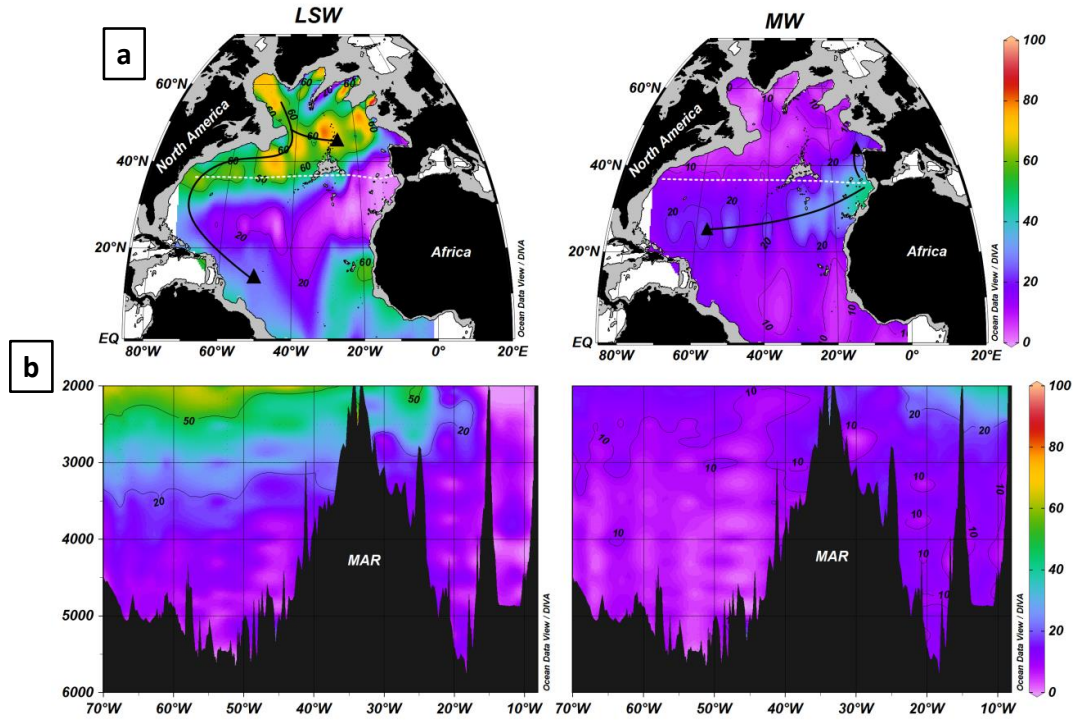


Figure 7: LSW and MW distributions in the Subtropical North Atlantic. (a) Contributions of LSW and MW (%) between 2000 m and 2050 m; black arrows mark the main spreading pathways. The higher contributions of LSW are found north of 30°N, below which they are restricted to the western boundary of the North Atlantic. MW shows a decreasing contribution towards the southwest and north. The region of a higher contribution of MW coincides with a lower contribution of LSW. (b) The LSW and MW contributions (%) of the section marked by a white line in (a). LSW diminishes its contribution towards the eastern basin, where MW has a higher concentration.

The presence of AABW in the deep North Atlantic basin is marked by high values of dissolved nutrients (phosphate, nitrate and silicate), whereas NADW varieties are marked mainly by salinity, potential temperature and oxygen (Fig. 1). AABW is observed until 45°N with 10% concentration and 40°N with 20% concentration in the northwestern Atlantic basin. In the northeastern basin, AABW is found until 50°N with 20% concentration and 55°N with 10% concentration. AABW is found with higher concentrations at low latitudes in the western basin but spreads northernmost in the eastern basin. The layer below 2000 m in the North Atlantic (from the equator to 45°N) is filled with 7% WSDW

and 9% WSBW in the northwestern basin and 9% WSDW and 10% WSBW in the northeastern basin (not shown). The presence of WSBW in the North Atlantic basins is interpreted here as a part of AABW that mixes with northern source waters, described in several studies as North East Atlantic Deep Water (NEADW; e.g., Dickson and Brown, 1994; García-Ibáñez et al., 2015; Jenkins et al., 2014).

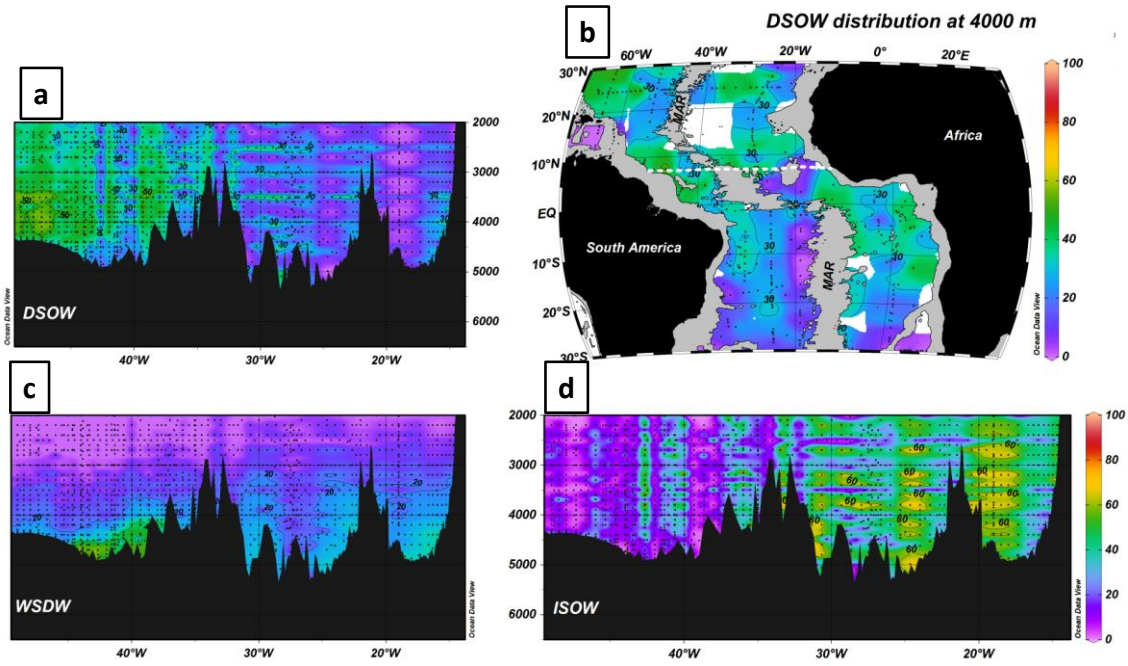


Figure 8: DSOW, WSDW and ISOW distributions in the equatorial Atlantic region. (a) DSOW contribution (%) of the section marked by a white line in (b, ~7°N), showing the highest values in the western basin. (b) DSOW distribution between 4000 m and 4050 m. (c) WSDW distribution (%) with higher values near the bottom of the western basin. (d) ISOW distribution (%) with a higher contribution in the eastern basin.

4.1.3. Subpolar and South Atlantic basins

In the equatorial region from 2000 m to 2300 m, lighter NADW is formed from 40% to 50% LSW and a mixture of 30% to 40% DSOW and ISOW (see DSOW and ISOW in Fig. 9a and c). The bottom fraction of the southwestern basin is filled with waters of southern origin; hence, NADW is constrained to

depths shallower than 4000 m (Fig. 9). However, in the eastern basin, NADW is found until the bottom due to a lower contribution of southern waters (Fig. 9).

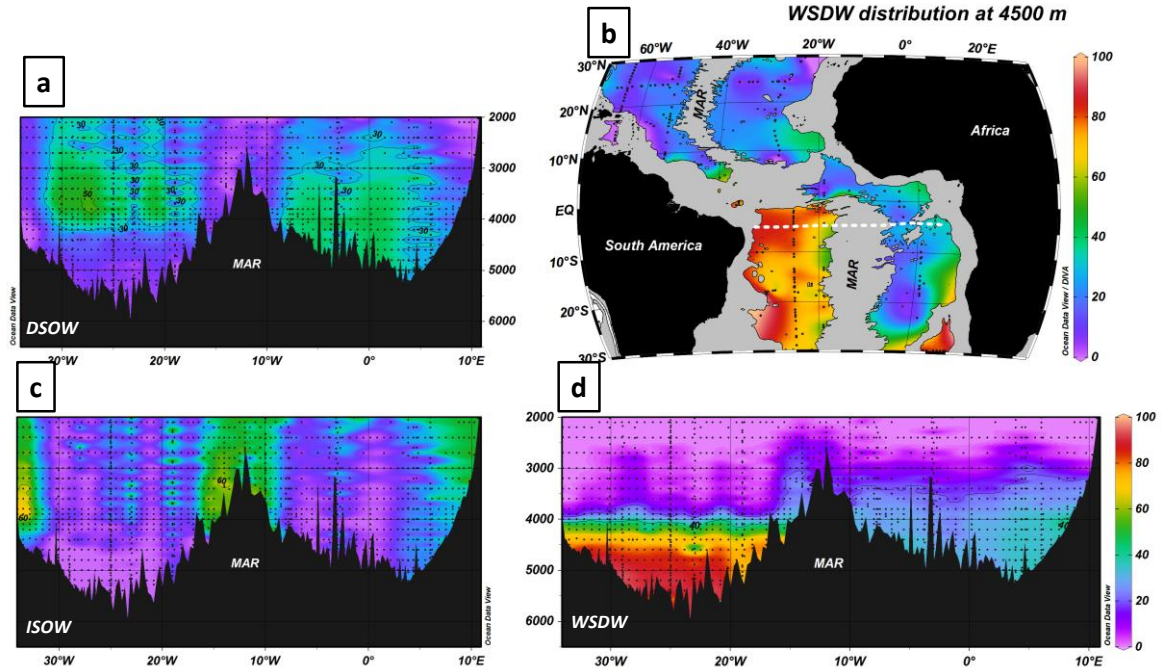


Figure 9: DSOW, WSDW and ISOW distributions in the equatorial Atlantic region. (a) DSOW distribution (%) of the section marked by the white line in (b, $\sim 5^{\circ}\text{S}$). (b) WSDW distribution between 4500 m and 4550 m; higher contributions are observed in the southwestern basin. (c) The ISOW distribution shows three cores: two near the continental border (western and eastern basins) and one near the MAR. (d) WSDW distribution, with higher values (until 90%) in the bottom layer of the western basin.

At 5°S , ISOW appears near the continental borders (western and eastern) and near the MAR, with contributions of 30% to 60% (Fig. 9c), whereas DSOW appears in the central parts of the western and eastern basins (Fig. 9a) with contributions of 30% to 50%. The maximum depth of DSOW and ISOW in the western basin is approximately 4000 m (Fig. 9a and c), and the layer below is filled with south-sourced waters (WSDW) with concentrations from 50% to 100% (Fig. 9b and d). However, the WSDW contribution does not exceed 40% in the eastern basin (Fig. 9b and d). From 7°N to 5°S , the depth of the western basin increases from 4700 m to 5900 m, and only 40% of AABW (WSDW) appears northward (Figs. 8c and 9d). This phenomenon is not observed in the

eastern basin, where the difference between the basin depths is not higher than 300 m and the NADW source waters sum to 60% contribution at the bottom layer (Figs. 8 and 9).

From the equatorial to subtropical regions, the upper NADW is enriched in LSW from 40% up to 70%, suggesting a deepening of its core at approximately 30°S, just before the NADW upwells to shallow depths between 40°S and 50°S due to the influence of the ACC (Fig. 10d). However, these contributions could be overestimated by the absence of a water type representing AAIW in the analysis. The lower NADW is composed of approximately 20% and <20% of ISOW and DSOW, respectively (with differences between the SE and SW regions, see Fig. 10b and c). The ISOW cores are found mainly along the western side of the MAR until 40°S, where they turn east—possibly due to the influence of the ACC—and are traced until the easternmost limit of the studied area (Fig. 10b). DSOW has >30% contribution north of the equator in the western basin and south of this latitude in the eastern basin (Fig. 10c), indicating an eastward transport of this water mass at the equatorial region. DSOW and ISOW appear mixed in deep layers (2000 m to 4500 m) in the southwestern basin, whereas DSOW is constrained below 3500 m and ISOW above it in the southeastern basin (not shown). DSOW is not found south of the Walvis Ridge (Fig. 10c), but ISOW does not appear to be prevented from flowing southward of this feature (Fig. 10b).

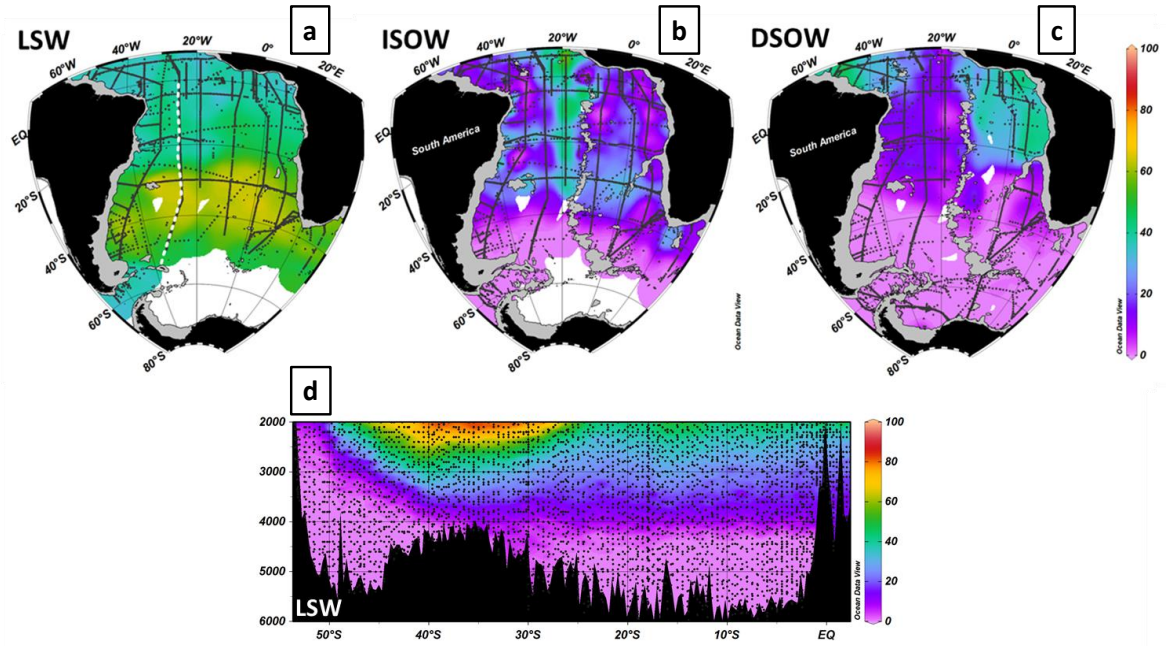


Figure 10: Distribution of NADW source waters in the South Atlantic Ocean. (a) LSW concentration (%) between 34.65 and 34.75 pot. density (σ_{1500}); the higher values at mid-latitudes (approximately 30°S) show the deepening of LSW. (b) ISOW distribution between 34.75 and 34.82 (σ_{1500}); 40°S is the southernmost spread of ISOW. (c) DSOW distribution below 34.82 (σ_{1500}); major contribution is found at southeast basin. (d) LSW distribution of the section marked by the white line in (a), illustrating the deepening at approximately 30°S and upwelling between 40°S and 50°S. The depths (m) corresponding to the potential density (kg.m^3) values are as follows: 34.65 to 2000 m, 34.75 to 2500 m, and 34.82 to 3500-4000 m.

The waters formed at the Weddell Sea fill the whole water column below 2000 m south of 47°S (Fig. 11). The denser variety, WSBW, is mostly retained by the North-Weddell Ridge and Southwest Indian Ridge (Fig. 2a), and only low contributions (mean values less than 20%) can be found north of these features (Fig. 11c). The lighter variety, WSDW, shows different contributions in the southwestern (80% below 4000 m) and southeastern (52% below 4000 m) basins (Fig. 11b), sinking from shallower to abyssal depths from 55°S to 30°S (Fig. 11d and e). The Walvis Ridge (Fig. 2a) is important in the process of blocking the northward passage of AABW (Fig. 11a and e); at 4000 m in the southeastern basin, the WSDW contribution decreases from 75% to 30% (Fig. 11b and e). The abyssal southwestern basin is fully (up to 91%) composed of

WSDW, whereas the southeastern basin is more mixed, composed of 47% NADW and 53% AABW (Figs. 10 and 11).

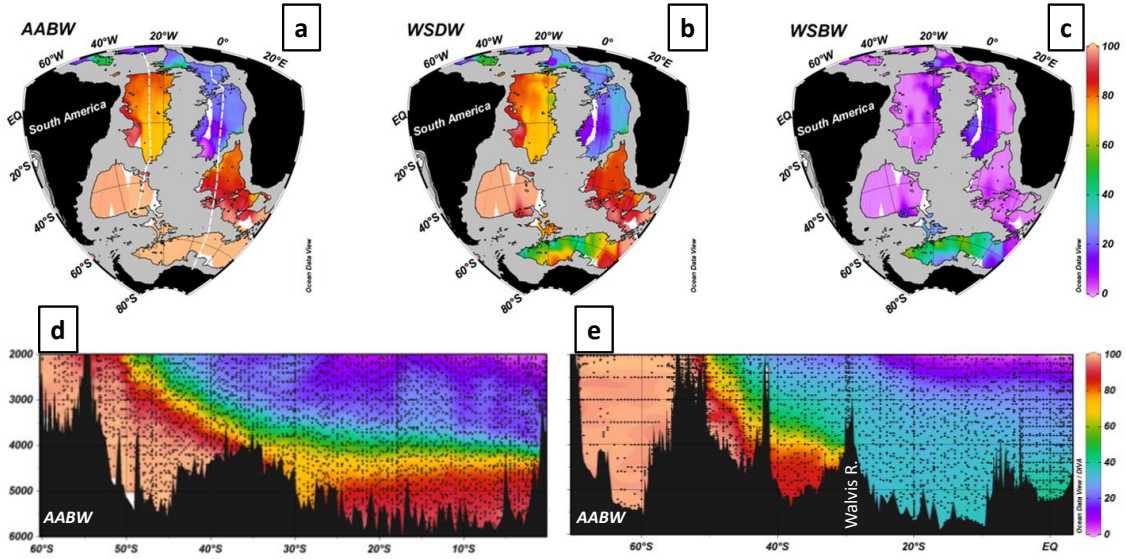


Figure 11: AABW and AABW SWTs distributions in the South Atlantic Ocean. (a) AABW distribution (%) between 4500 m and 4550 m, AABW is the result of the sum of WSDW and WSBW. (b) WSDW distribution between 4500 m and 4550 m, higher contributions are observed in the western basin and south of the Walvis Ridge; WSDW presents lower values in the Weddell Sea due its lower density than WSBW. (c) WSBW distribution between 4500 m and 4550 m, WSBW is retained by the ridges closer to 60°S. (d) AABW distribution in the southwestern basin corresponding to the section marked by the white line in (a). (e) AABW distribution in the southeastern basin of the section marked by the white line in (a); the higher contributions are blocked by the Walvis Ridge (30°S).

4.2. Temporal variability of the water masses from WOCE transects

WOCE A05

The WOCE A05 section crosses the northwestern and northeastern basins (Fig. 2a) and is filled by a mixture of NADW and AABW source water masses, as discussed above (Sect. 4.1.2). LSW and MW are the source water masses that present less variability for the years analyzed (see Supplementary Material, Fig. S1), whereas ISOW and DSOW show the greatest variability (values higher than 15% differing from the mean). LSW and MW did not greatly differ in their contributions (Fig. S1), except in 2004, when LSW presented the highest contribution (7% above the mean) and thickness, and 2011, when LSW and

MW had decreased thickness (Fig. S1). DSOW and ISOW exhibited an alternate cycling pattern: DSOW (ISOW) had the highest (lowest) contribution in 1992, lowest (highest) in 2011 and weak variations between those years. In the bottom of the northwestern basin, WSDW had an increased contribution in 1998 and decreased contribution in the following two years. However, WSDW was found in the northeastern basin at 30% contribution in 2011, whereas WSBW showed a marked decrease in contribution.

WOCE A10

In the WOCE A10 transects (Fig. 2b), the NADW source waters (LSW and ISOW) presented higher variability than the water masses formed in the south (AAIW, WSDW and WSBW). WSDW showed the largest variability in the eastern basin (east of the Walvis Ridge, Fig. 2a), and the NADW source waters showed the largest variability west of 30°W. However, all contributions ranged up to 8% (Fig. S2), which is very close to our error range (errors below 5% were considered, see methodology). Thus, the analysis was not suitable to describe the oscillations in the South Atlantic, and the few years of data also contributed to this inability.

WOCE A16

The meridional section WOCE A16 crosses the northeastern and southwestern basins (Fig. 2b). The lower NADW source water masses (DSOW and ISOW) showed the highest variability, and WSDW, WSBW and MW showed the lowest (Fig. 12). The opposite behavior of DSOW and ISOW is also observed in this section, but DSOW exhibited a variation pattern similar to LSW (not observed in the other WOCE sections) (Figs. 12, S1 and S2). An increase

in the contribution of LSW, DSOW and MW was observed beginning in the North Atlantic (1988/89) and passing to mid-latitudes in the North and South Atlantic (1993/95) to the South Atlantic (2003/05) (Fig. 12). DSOW (ISOW) showed the highest (lowest) positive anomaly (>15%) in 1993/95 and the lowest (highest) in 2003/05. Concerning the LSW, DSOW and MW distributions, 2013/14 was an anomalous year: LSW presented positive anomalies through the entire section (similar to ISOW), DSOW showed negative anomalies, and MW did not suffer significant changes (Fig. 12). LSW was more variable in the region south of 20°S between 1500 m and 2000 m, and DSOW and ISOW marked two regions of higher variability: the mid-latitudes in the North and South Atlantic (approximately 20°N and 30°S). In the sections in 1993/95 and 2003/05, all the source water masses presented opposite anomalies (Fig. 12).

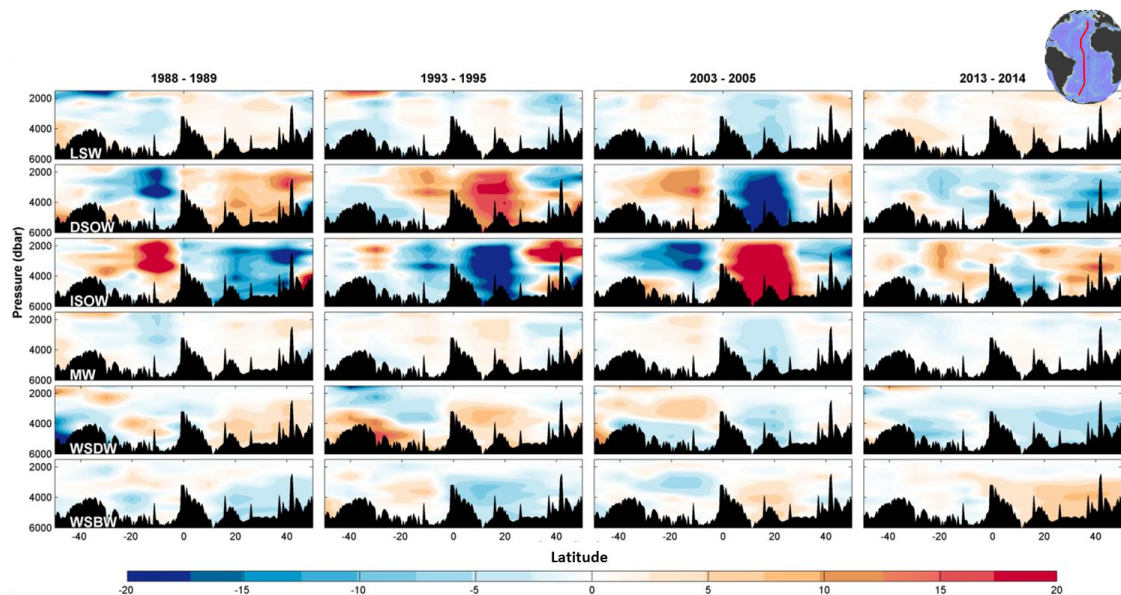


Figure 12: SWT contribution anomalies (in percentage) for each repeated WOCE A16 transect in 1988 – 2014. Lines represent the SWTs (indicated at the left bottom) and columns represent the years (indicated in the top of each column). The hot colors indicate positive anomalies, and cold colors indicate negative anomalies. The bathymetry is colored black.

WSDW had a decreased contribution (15% to 20%) near its exportation region (latitudes higher than 40°S) in 1988/89, followed by an increased

contribution (10% to 15%) in 1993/95 (Fig. 12). In 2013/14, WSDW suffered a decrease in contribution along all sections (Fig. 12). WSBW behaved opposite WSDW but did not present significant variations. The region that presented higher AABW (WSDW + WSBW) variability was the layer below 3000 m in the southwestern Atlantic, corresponding to a local higher contribution of AABW.

5. Discussion

5.1. Main NADW and AABW source water masses distributions in the Atlantic Ocean

The calculated contributions of the source waters of NADW and AABW within the Atlantic Ocean infer their main pathways through their spatial distribution. The upper part of NADW (2000 m to 2500 m) is composed of LSW (36%), DSOW (25%), ISOW (23%), MW (13%) and AABW (3%=1% WSDW and 2% WSBW) in the North Atlantic Ocean (Fig. 13a) and LSW (50%), DSOW (10%), ISOW (14%), MW (7%) and AABW (19%=16% WSDW, 3% WSBW) in the South Atlantic (Fig. 13a). The increase in the LSW contribution in the South Atlantic (Fig. 10a and d) is due to (i) an upward flow of LSW near the ACC (between the Subantarctic and Polar Fronts)—the wind stress in the surface layers generates divergent Ekman transport that produces an upwelling of deeper waters (Rintoul et al., 2001)—and (ii) a deepening of the isopycnals in response to the subtropical gyre (Reid, 1989; Talley et al., 2011) and entrance of AAIW into the Atlantic Ocean. This deepening is also evident in the study of NADW in Johnson (2008, see his Fig. 2) and Hirst (1999), who showed high contributions (more than 80%) of NADW at 2350 m in the same region. The southernmost limit traced for LSW was at approximately 50°S (Figs. 10d, 13a and 14a). The distribution of LSW in the subpolar and northern Atlantic basins

agree with regional studies of LSW spreading pathways (e.g., García-Ibáñez et al., 2015; Jenkins et al., 2014; Rhein et al., 2015), supporting the good applicability of the OMP method. The LSW contributions are higher along the western limit of the North Atlantic Ocean (Fig. 14a), which is a region with young LSW (Rhein et al., 2015) and an important deep current (DWBC, (e.g., Dickson and Brown, 1994; Doney and Jenkins, 1994; Rhein et al., 2015). LSW also presents high contributions inside the basins (e.g., Newfoundland basin; 42°W-43°N), similar to the recirculation pathways described for the lower limb of the AMOC (Bower et al., 2009; Gary et al., 2011; Rhein et al., 2002).

The lower NADW (2500 m – 4000 m) is composed of DSOW (32%), ISOW (25%), LSW (20%), MW (9%) and AABW (14% = 6% WSDW and 8% WSBW) in the North Atlantic (Fig. 13b). In the South Atlantic Ocean, the lower NADW increases its WSDW water content (in 22%), while DSOW (in 15%) and ISOW (in 9%) decrease (Fig. 13b). The bottom layer (depths greater than 4000 m) also presented differences in its NADW and AABW source water contents (Fig. 13c). LSW, DSOW and ISOW decrease their contribution from the North (~65%) to South Atlantic (~20%), while WSDW and WSBW decrease from the South (~75%) to North Atlantic (~30%). The southern boundary of NADW lies in the Southern Ocean, where it is known to flow upward and eastward (e.g., Johnson, 2008; Orsi et al., 1999). In this study, we demonstrated that the boundaries of LSW, ISOW and DSOW lie at 50°S, 40°S and 30°S, respectively (Figs. 10 and 14). Thus, larger contributions of LSW and ISOW are exported to and mixed with other ocean basins by the ACC, whereas DSOW is restricted to the southeastern basin by bathymetric features or recirculation pathways (Fig. 14, further investigation is needed regarding this issue). The shoaling of deep

waters (mainly LSW and ISOW, as described above) in the Southern Ocean has important implications in the mixture of water masses and properties (Orsi et al., 2002), which are reportedly exported back to other oceanic basins as surface, intermediate and bottom waters (Talley, 2013).

The AABW water mass is shown here composed mainly of WSDW (up to almost 100%, see the southwestern basin in Fig. 11) in the South Atlantic Ocean, with lower contributions of WSBW. WSBW is constrained south of the Southwest Indian Ridge, except for contributions found in the northeastern basin interpreted as the southern source water (AABW) influence in deep waters of this region. The higher WSDW contribution in the southwestern basin supports the main pathway for the entrance of AABW into the Atlantic Ocean for passages in the Scotia Sea and South Sandwich Trench (Fig. 14; Kerr et al., 2012; Meredith et al., 2013; Reid et al., 1977) and the constraint of a larger part of the bottom waters by the Walvis Ridge in the southeastern basin (Johnson, 2008). Although the maximum extent of AABW in the North Atlantic Ocean was observed at higher latitudes (at 45°N in the northwestern and 55°N in the northeastern basins) than in previous studies (e.g., until 40°N in Johnson, 2008), the southern source waters were largely described as an important component of a deep water mass found in the northeastern Atlantic (North East Atlantic Deep Water, NEADW; e.g., García-Ibáñez et al., 2015; van Aken, 2000) and also incorporated in recirculations at high latitudes (~40°N) identified by a high silicate concentration (McCartney, 1992). The current understanding of AMOC circulation is well described in Talley (2013), although the mixing processes between juxtaposed water masses (e.g., AABW and NADW) are less well defined. Here, we show that WSDW and WSBW mix with NADW until the

“upper deep layer” (2000 m-2500 m) in the North Atlantic (Fig. 13a) and that there are few contributions in the deeper layers (2500 m-4000 m) north of 45°N (Fig. 13b). Similarly, the LSW contribution was also present in the “upper deep layer” in the subpolar South Atlantic basin (Fig. 13a).

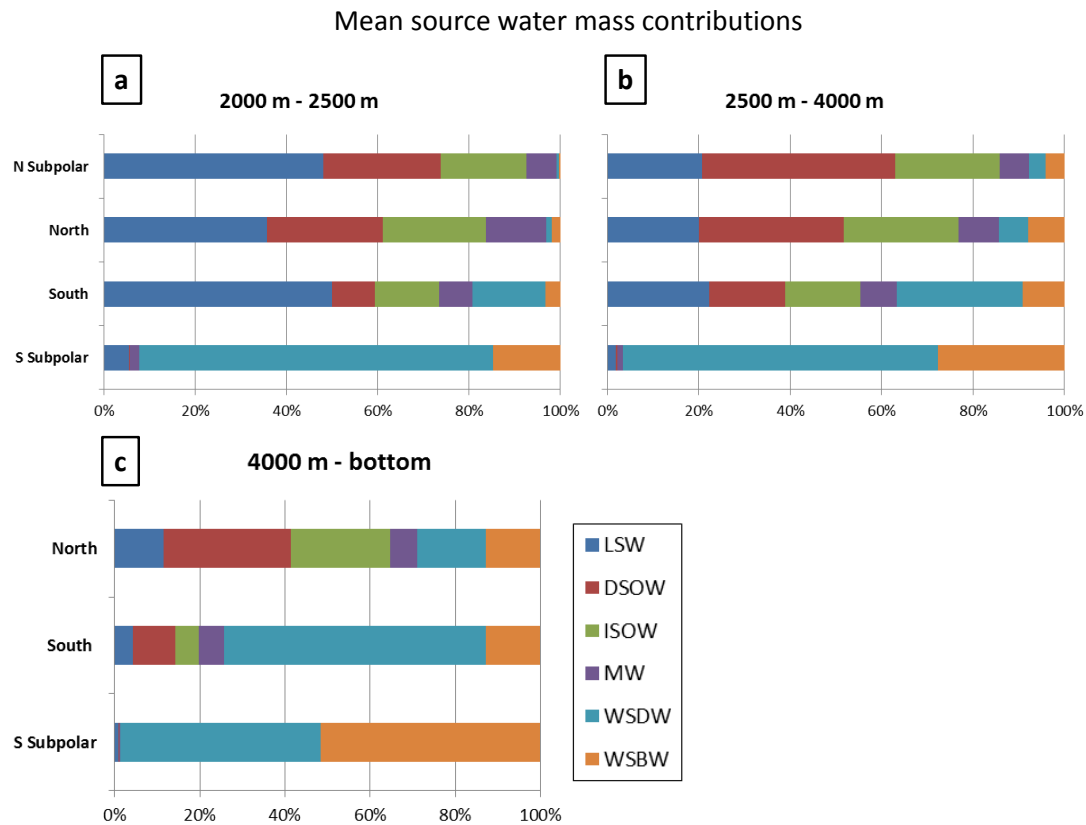


Figure 13: Mean values of the source water mass contributions in the Atlantic Ocean at (a) 2000 m-2500 m, (b) 2500 m-4000 m and (c) 4000 m-bottom. The lines represent the basin: N Subpolar (latitudes higher than 45°N), North (0<latitude<45°N), South (50°S<latitude<0) and S Subpolar (latitudes higher than 50°S).

The distribution of LSW, ISOW and DSOW in the equatorial region (differences in the distribution between the northern and southern basins; Figs. 8 and 9) suggests the incidence of important mixture and export processes of deep waters. The split of the ISOW and DSOW cores (Figs. 8 and 9) and the LSW distribution in the northeastern equatorial basin (Fig. 7) support an eastward flux of deep waters through the deep passages in the MAR (e.g., Romanche and Chain Fracture Zones, Fig. 2a) as described in several studies

(e.g., Andrié et al., 1998; Reid, 1994; Rhein et al., 2015). Furthermore, the contribution of WSDW decreases from south to north of the equator (Figs. 8 and 9), likely indicating substantial mixing, where AABW is incorporated within the NADW above.

5.2. Temporal variability of source water types (SWTs)

ISOW and DSOW showed the highest variability in all transects analyzed. Their variations were well pronounced in the North Atlantic (WOCE A05) throughout the deep basins, and a higher variability of ISOW was evidently constricted to the western limit of the southwestern basin (WOCE A10). These well pronounced variations in the contributions of these water masses explains the identification of the dispersed distributed cores evident in Figures 5, 8 and 9 due the use of 40 years of data. The change from positive (negative) to negative (positive) anomalies of DSOW (ISOW) from 1992 to 2011 in the North Atlantic (Fig. S1) illustrates the oceanic response to atmospheric oscillation (e.g., North Atlantic Oscillation, NAO; Hurrell et al., 2003), which influences the formation rates and properties of NADW source water masses (e.g., Bacon, 1998; Hansen et al., 2001; Holliday et al., 2015; Mjell et al., 2016; Rhein et al., 2015; Yashayaev, 2007). Furthermore, Boessenkool et al. (2007) indicated an opposite pattern of variation for ISOW compared with DSOW and LSW, which is evidenced in our analysis. The variations in the South Atlantic cannot be related with those in the North Atlantic because the transient time (Hirst, 1999; Rhein et al., 2015) of the deep water masses exceeded the age range analyzed, even though the lower variability in the South Atlantic suggests that (i) the variations

were less intense in the past and/or (ii) the variability was mitigated through deep-water transport and mixing. Conversely, the variability of DSOW and ISOW was traced moving southward along the meridional transect (WOCE A16), suggesting that those water masses transport their variability to the South Atlantic; thus, the hypotheses of lower variations in the past become more likely.

The LSW presented lower variability than the source waters of the lower NADW in the northern and southern basins. However, in the region where LSW deepened—visible in the meridional transect (Fig. 12)—LSW showed larger variability, suggesting that the intermediate layers (<2000 m) need to be analyzed to trace the variations in LSW and that the variability of deep layers is ruled by the lower NADW source waters. LSW was also important in the mixing processes in subpolar northern basins (Fig. 13a and b); therefore, its variability could also be incorporated into lower NADW during this mixing. Furthermore García-Ibáñez et al. (2014) showed that LSW variability may be attenuated by mixing far from its formation region. Another source water with low variability is MW, which occupied layers shallow than 2000 m and presented low contributions in deep layers. For these reasons, MW variability is believed to have been underestimated in our analysis. However, studies focused on the overflow and spilling of MW into the North Atlantic Ocean linked changes in its properties with changes in wind-drive circulation (Lozier and Sindlinger, 2009; Lozier and Stewart, 2008), which could explain the (although low) variability presented by MW.

The variability observed for AABW source waters was low in the southern and northern Atlantic basins. (i) WSBW varied more intensely in the North

Atlantic Ocean (WOCE A05), possibly through mixing with source waters of the lower NADW layer (Fig. 13b and c); (ii) WSDW showed high variability near its export region between the late 1980s and mid-1990s; and (iii) the variability pattern between WSDW and WSBW was opposite. The mixture of southern source waters with deep waters in the North Atlantic reportedly produces NEADW (van Aken, 2000). Thus, the variability of these deep waters (e.g., ISOW) could be incorporated into WSBW, explaining its larger variability in the North Atlantic. The opposite variability pattern of WSDW and WSBW was also described by Kerr et al. (2009) in the analysis of inter-annual variability in the Southern Ocean. The timescale variability of WSDW in the 1980s and 1990s agrees with the multidecadal variability reported for AABW properties in the Southern Ocean (e.g., Azaneu et al., 2013; Dotto et al., 2016; Jullion et al., 2013). The increasing contribution of WSDW south of 40°S in the three last years of WOCE A16 could be associated with the recent report of AABW lightening in the Southern Ocean (Azaneu et al., 2013).

The increasing fresh water input into the Nordic Seas and subpolar North Atlantic basins (Curry and Mauritzen, 2005; Polyakov et al., 2005) and consequent freshening of the main NADW source waters (Dickson et al., 2002) could lead to a decrease in their overflow rate, which is a significant driver of AMOC. Based on our results, the limit between the subpolar and North Atlantic basins (approximately 45°N, Fig. 2a) is a sensible location for these changes to occur because it is where AABW last mixes with NADW before turning back as the southward branch of AMOC. Other sensible locations for these AABW changes (e.g., warming and freshening; Azaneu et al., 2013; Jullion et al., 2013) include approximately 50°S because of the rising NADW—and further mixing

and export—and the southwestern Atlantic because of the high concentrations of WSDW from 4000 m to the bottom of this basin.

6. Conclusions

In this study, OMP analysis was successfully performed to quantify the contributions of NADW and AABW source water masses for the entire Atlantic Ocean. Although this method has been largely applied to identify water mass distributions and mixing on regional scales, it proved to be applicable to larger spatial scales as well. Our results agree with previous studies regarding the distribution of deep and bottom waters (e.g., García-Ibáñez et al., 2014; Jenkins et al., 2014; Bashmachnikov et al., 2015). In addition, new insights on the contribution of these bottom water masses far from their formation regions were obtained. The higher contributions of ISOW and LSW (compared to DSOW) at the southern boundary of NADW provide new information regarding the understanding of NADW mixing and export inside the Southern Ocean. The southern source waters were quantified as contributing up to 15% at 45°N before being totally absorbed by deep northern waters. Export pathways were inferred by tracking the high concentration cores (Fig. 14). Based on these pathways, meaningful places were identified with respect to water mass mixing, noting interesting regions for future investigations, such as the location between 10°N and 10°S, the western boundary of the North Atlantic, the region where LSW deepens (between 30°S and 45°S) and the location where AABW source waters are incorporated by NADW (~45°N, Fig. 14b).

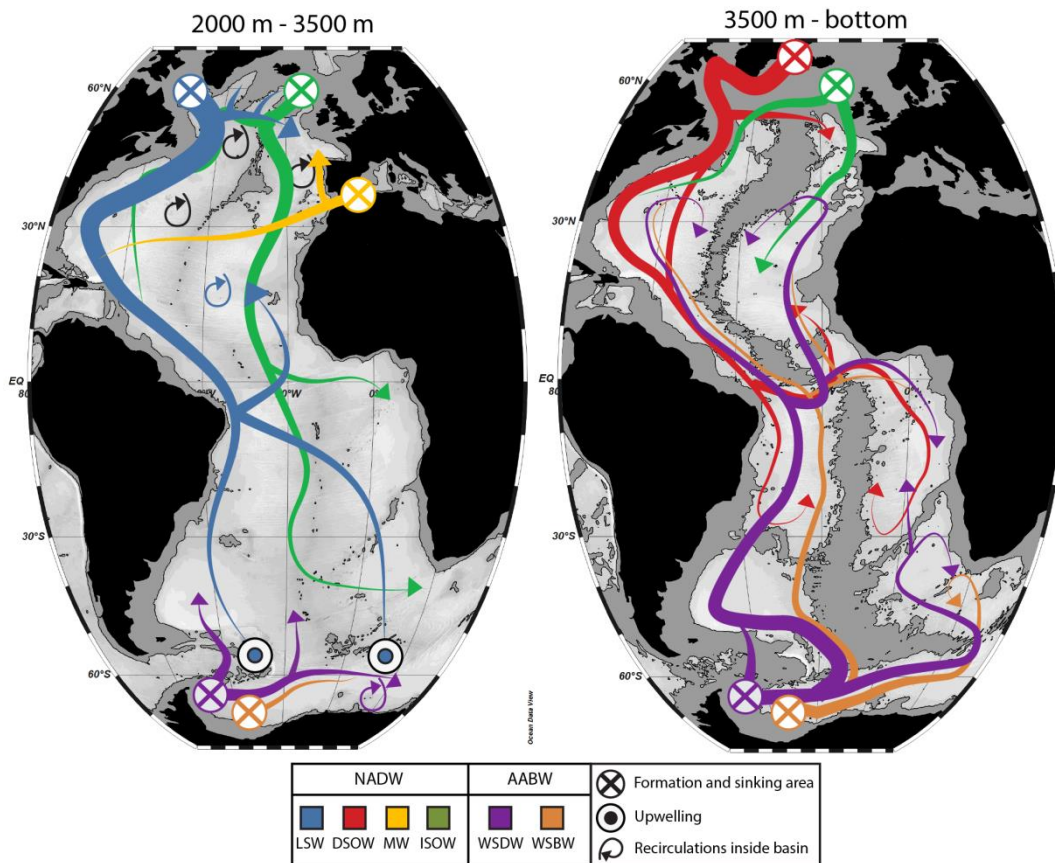


Figure 14: Map of NADW and AABW source water distributions between (a) 2000 m-3500 m and (b) 3500 m-bottom. The colored arrows illustrate the main pathways of the source waters based on their contributions, which thin as the contribution decreases. LSW upwells in the Southern Ocean, ISOW is exported eastwards, DSOW is constrained by bathymetric features and MW is incorporated by adjacent waters. WSDW and WSBW present similar pathways with different contributions (thickness of arrows). Main recirculations are also indicated.

The studied source waters are fundamental pieces to the maintenance of GOC because they drive the lower limb of AMOC. This analysis of their changes over the past 4 decades (1973-2014) showed that ISOW and DSOW are the water masses that present larger variability, which is exported to the South Atlantic without losing magnitude until 20°S. The variability in ISOW could be exported south of 40°S and even to others ocean basins (Fig. 14a), whereas the variability in DSOW had influence only until 30°S and mainly in the southeastern basin (Fig. 14b). Conversely, LSW and MW showed lower variability; however, this finding could be underestimated due to the mixing of LSW and MW with adjacent waters and their low contributions in deeper layers

(2000 m minimum depth). Some future scenarios suggest that the atmospheric oscillation patterns (NAO) could show, preferably, positive phases (associated with an intensification of atmospheric processes) (Hurrell et al., 2003). If so, the higher sensitivity of DSOW and ISOW could imply changes in the deep water composition and AMOC maintenance. WSDW and WSBW were less variable, except near their export region, where WSDW presented differences up to 20% contribution. The variability in AABW source waters is preferably observed in the southwestern basin due to their higher contribution and larger export (Fig. 14b).

Acknowledgments

This study contributes to the activities of the Brazilian High Latitudes Oceanography Group (GOAL; www.goal.furg.br), which is part of the Brazilian Antarctic Program (PROANTAR). GOAL has been funded by and/or has received logistical support from the Brazilian Ministry of the Environment (MMA); the Brazilian Ministry of Science, Technology and Innovation (MCTI); and the Council for Research and Scientific Development of Brazil (CNPq) through grants from the Brazilian National Institute of Science and Technology of Cryosphere (INCT-CRIOSFERA; CNPq grant nº 573720/2008-8), NAUTILUS (CNPq grant nº 405869/2013-4) and Ciências do Mar 2 (CAPES grant nº 23038.001421/2014-30) projects. M.L.C.F. and R.K. acknowledge a CAPES Foundation fellowship and CNPq researcher grant nº 302604/2015-4, respectively.

SUPPLEMENTARY MATERIAL

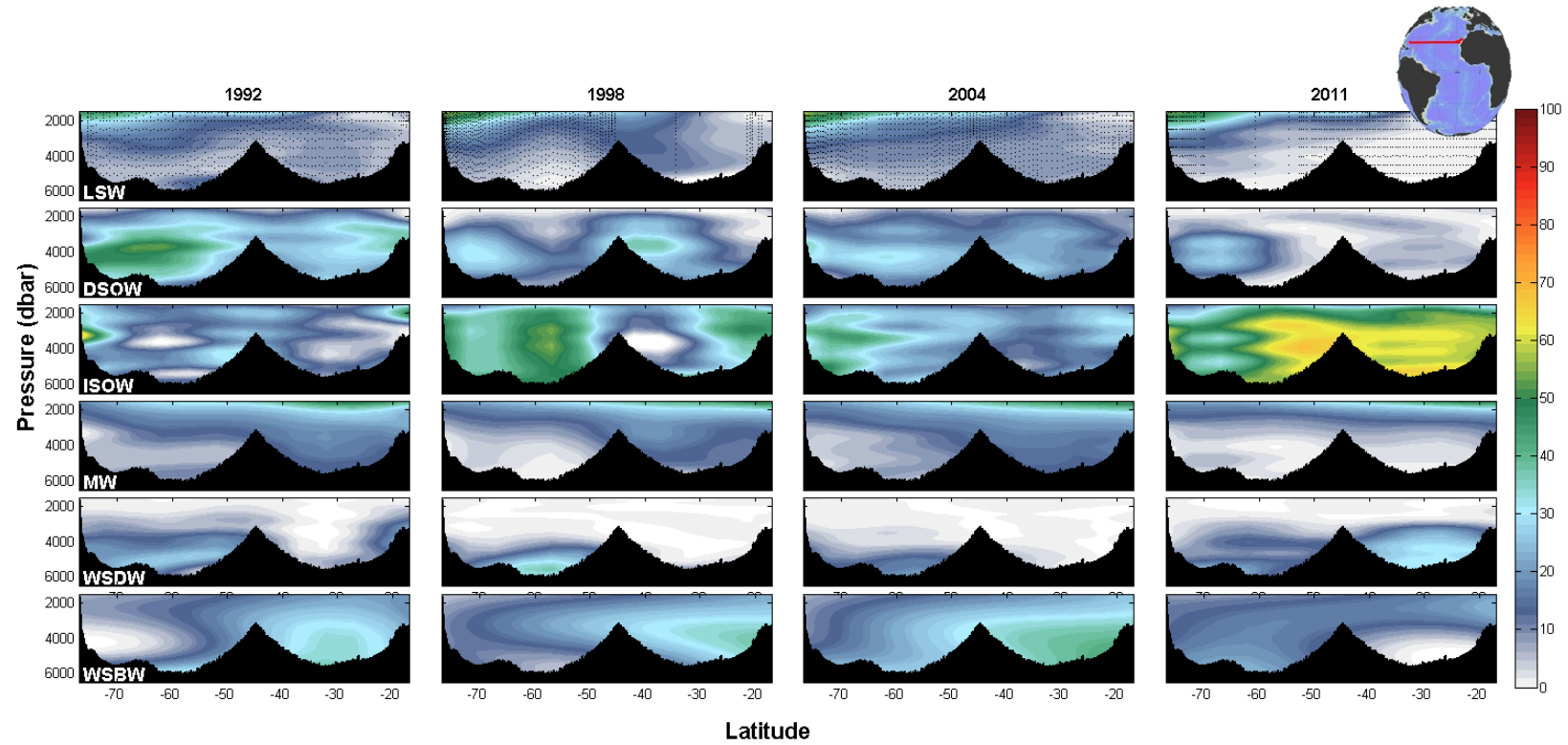


Figure S1: NADW and AABW source water mass (highlighted by their acronyms) contributions (%) for each repeated WOCE A05 section (25°N) in 1992-2011. Lines represent the source water masses, and columns represent the years. Negative latitudes represent southern latitudes.

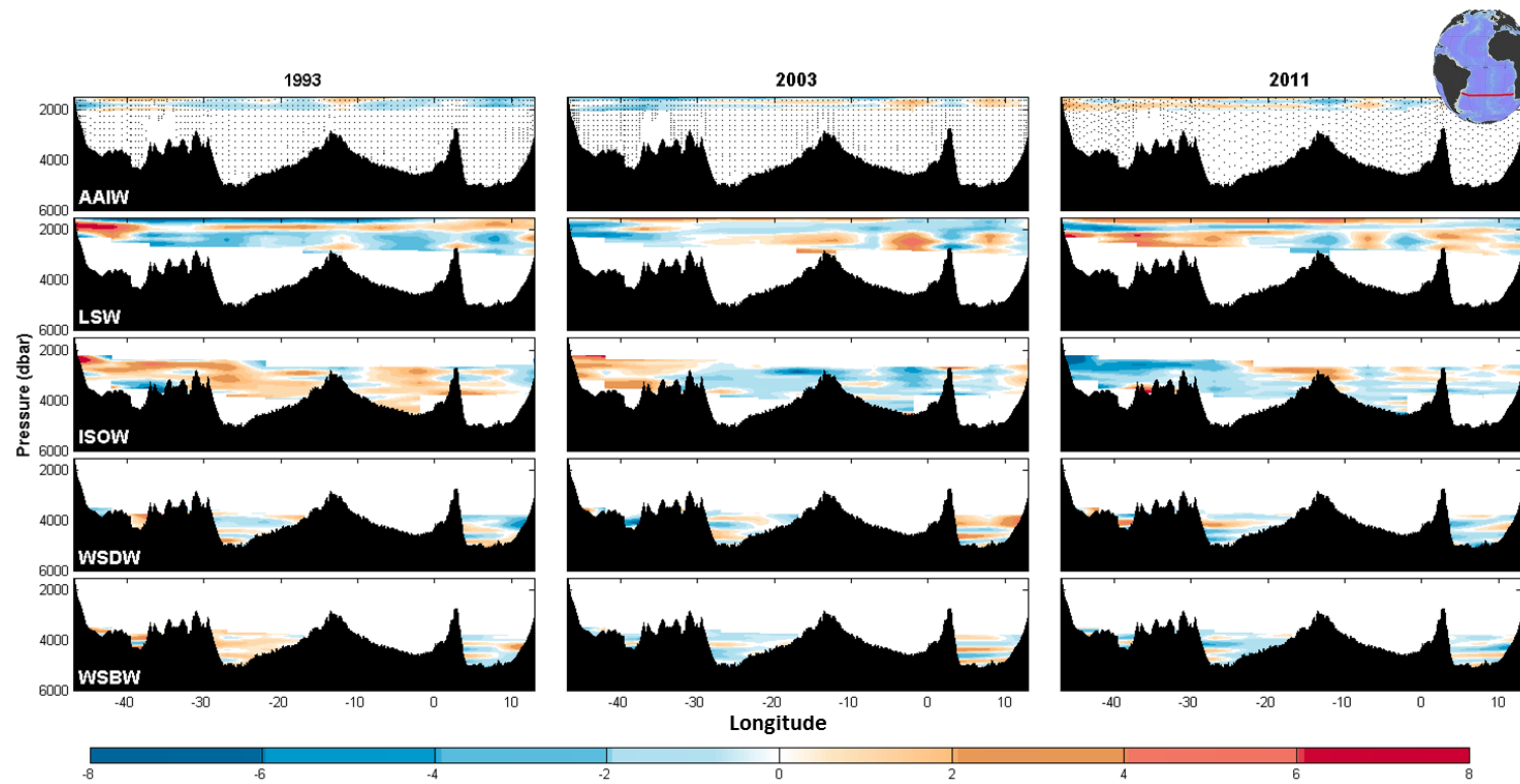


Figure S2: SWT contribution anomalies (in percentage) for each repeated WOCE A10 transect (30 S) in 1993–2011. The hot colors indicate positive anomalies, and cold colors indicate negative anomalies. Values lower than 10% for AAIW and 40% for the other SWTs were cut off.

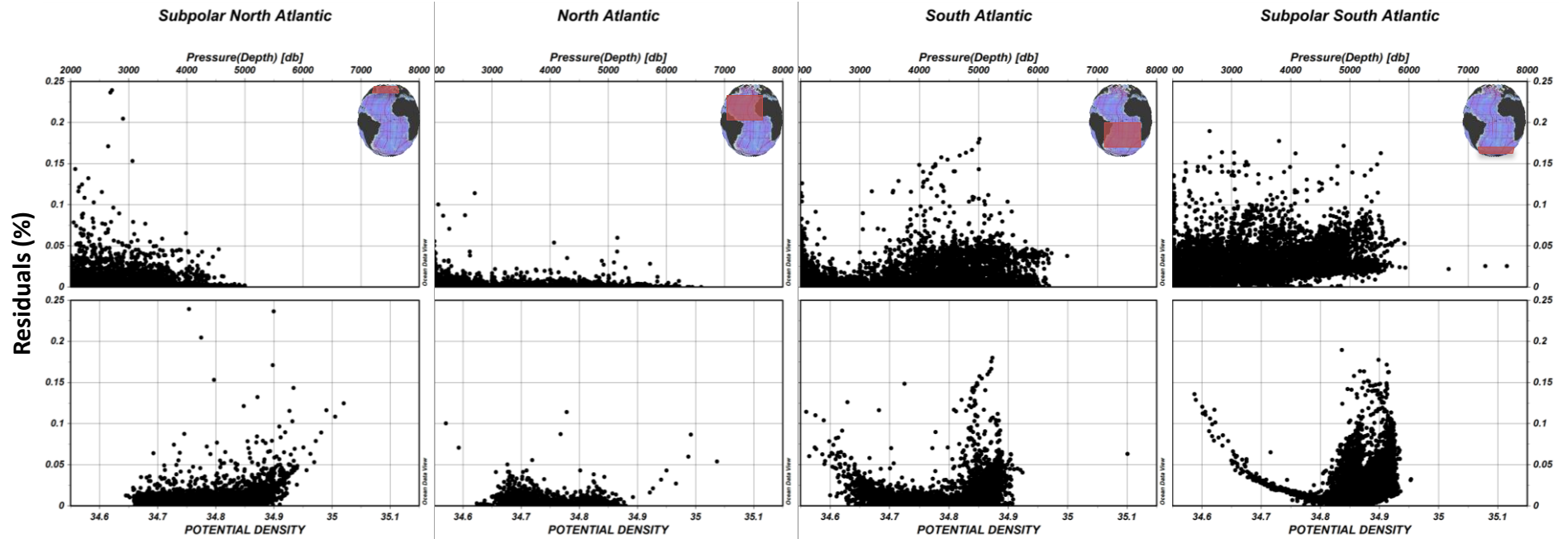


Figure S3: Correspondent residuals (%) from the four regions discussed in the paper; the residuals calculation is described in equation (1). The upper graphics show the residuals against pressure (dbar), and the lower graphics show the residuals against potential density. The highest values of residuals were observed in the subpolar North Atlantic basin but were not higher than 0.25%; in the subpolar South and South Atlantic, the higher residuals were concentrated at a potential density lower than 34.65 (volume of water that represents the mixing of LSW with water masses above) and higher than 34.8 (mixing results of mainly DSOW, ISOW, WSDW and WSBW).

Capítulo V: Síntese da Discussão e Conclusões

O Oceano Atlântico é o único no oceano global em que a formação de massas de águas profundas ocorre em seus dois extremos (norte e sul). Esse processo tem papel fundamental na renovação das camadas abissais do oceano, além de carregar grandes quantidades de calor, sais, gases e nutrientes. A intensidade da AMOC também é regida por esse processo, portanto compreender a distribuição das massas de água que compõe esse sistema tem sido alvo de muitos estudos. Recentemente, a investigação da variabilidade das propriedades hidrográficas e da taxa de formação das águas profundas e de fundo tem indicado que esse processo possui intensas variações e tem levantado questões sobre a influência no clima da Terra. Apesar das águas profundas (NADW) e de fundo (AABW) serem amplamente estudadas, a distribuição das águas fontes da NADW e AABW não

é analisada em detalhe em locais longe de sua formação, com isso esse estudo contribui quantificando e identificando a distribuição dessas águas por todo Oceano Atlântico. Para tal, o banco de dados históricos (WOD13) com cobertura de 40 anos (1973-2014) foi analisado utilizando método OMP.

Na análise de distribuição e quantificação das águas fontes verificou-se que altas contribuições da LSW se distribuíram ao longo da borda oeste do Oceano Atlântico Norte e que em médias latitudes no Atlântico Sul, a LSW sofre um aprofundamento devido à influência da ACC, do giro oceânico subtropical e, provavelmente, à entrada da AAIW no Oceano Atlântico. LSW juntamente com ISOW mostram ser as águas fontes da NADW que se estendem mais ao sul, contribuindo para misturas da NADW com outras camadas do oceano e para exportação da mesma para outros oceanos. Os limites de influência da LSW, ISOW e DSOW foram 50 S, 40 S e 30 S, respectivamente, sendo que maiores contribuições da DSOW ficaram contidas a norte de 30°S por feições batimétricas. Em relação às misturas, o limite entre Atlântico Subpolar Norte e Atlântico Norte mostrou grande importância no processo de incorporação da AABW (WSDW+WSBW) pelas águas profundas formadas no norte (LSW, DSOW e ISOW), a qual retorna para sul após esse processo (Talley 2013). Além disso, as maiores variações encontradas para DSOW e ISOW evidenciam a sensibilidade desse local tanto para mudanças no âmbito de misturas entre essas massas de águas quanto para o fluxo da porção profunda da AMOC, que é alimentada pela entrada da DSOW e ISOW no Oceano Atlântico e formação da LSW. Outro local interessante pelo comportamento das águas profundas e de fundo é a região equatorial (entre 10 N e 10 S) onde a distribuição principal dos núcleos das ISOW e DSOW mostraram mudanças e um significativo aprisionamento da WSDW no Hemisfério Sul devido a feições batimétricas e/ou recirculações (Fig. 16 do artigo, Andrié et al. 1998). As águas fontes da AABW mostraram contribuições de ~10% na camada entre 2500 m e 4000 m na bacia Subpolar Norte (Fig. 15 do artigo) enquanto LSW mostrou contribuição similar na camada entre 2000 m e 2500 m na bacia Subpolar Sul. A bacia Sudoeste apresentou maiores contribuições da WSDW e WSBW na sua parte inferior, enquanto a bacia Sudeste apresentam maiores contribuições de águas fonte da NADW.

As maiores variabilidades foram atribuídas a ISOW e DSOW, principalmente nas proximidades de suas áreas de formação. Porém a análise do transecto meridional (WOCE A16) também evidenciou que as variabilidades são transportadas para sul com significativa magnitude. WSDW também apresentou variabilidade nas proximidades de sua área de formação e, de acordo com a distribuição desta, a bacia sudoeste do Oceano Atlântico seria o local mais indicado para traçar mudanças nessa massa de água.

O método escolhido nos possibilitou analisar a mistura de seis massas de água com a utilização do banco de dados mais atual (WOD13) e completo. Para a análise foram utilizados dados de salinidade, temperatura e nutrientes, isso permitiu a utilização de um maior número de massas de água, porém, os dados de nutrientes foi um limitante em relação a uma melhor resolução espacial. A mesma limitação foi enfrentada na análise dos transectos WOCE, além dos poucos anos amostrados. Para esse problema a utilização de dados de reanálise poderia ser benéfica principalmente para completar lacunas espaciais de dados, porém estes não se tratam de dados observados e devem ser utilizados com cautela.

Para trabalhos futuros, a investigação do transporte das camadas profundas do oceano atrelado às contribuições de cada água fonte ajudaria a melhor compreender a distribuição observada em alguns locais como, por exemplo, a área de incorporação da AABW pela NADW, assim como para as seções de variabilidade. Outro aspecto seria o cálculo da taxa de mistura (difusividade) para afirmar—ou até mesmo identificar novos locais—a importância dos locais com possível sensibilidade destacados. E finalmente, a investigação da distribuição e composição (em relação a águas fontes) das águas profunda e de fundo no oceano global.

ANEXO I

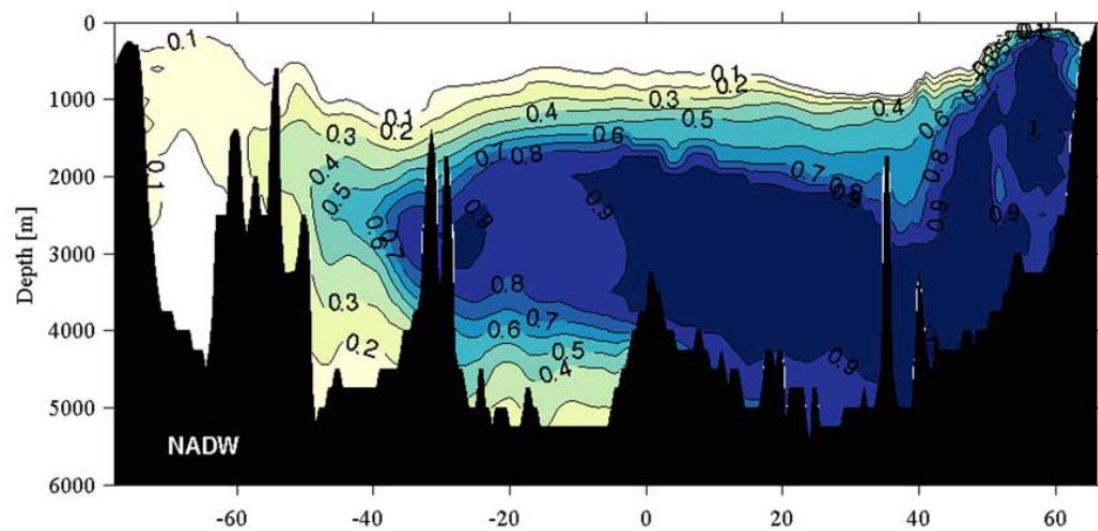


Figura 2 de Johnson (2008), identifica um aprofundamento da NADW entre as latitudes 20 S e 30 S antecedendo a ressurgência no oceano Austral.

Referências

- van Aken, H. M., 2000: The hydrography of the mid-latitude northeast Atlantic Ocean I: The deep water masses. *Deep Sea Res. Part I*, 47, 757–788.
- Anderson, L. a, and J. L. Sarmiento, 1994: Redfield ratios of remineralization determined by nutrient data analysis. *Global Biogeochem. Cycles*, 8, 65–80.
- Andrié, C., J. F. TERNON, M. J. Messias, L. Memery, and B. Bourlès, 1998: Chlorofluoromethane distributions in the deep equatorial Atlantic during January-March 1993. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.*, 45, 903–930, doi:10.1016/S0967-0637(98)00003-X.
- Azaneu, M., R. Kerr, M. M. Mata, and C. A. E. Garcia, 2013: Trends in the deep Southern Ocean (1958-2010): Implications for Antarctic Bottom Water properties and volume export. *J. Geophys. Res. C Ocean.*, 118, 1–15, doi:10.1002/jgrc.20303. <http://doi.wiley.com/10.1002/jgrc.20303> (Accessed August 20, 2014).
- Bacon, S., 1998: Decadal variability in the outflow from the Nordic seas to the deep Atlantic Ocean. 569, 871–874, doi:10.1038/29736. <http://www.nature.com/nature/journal/v394/n6696/full/394871a0.html>.
- Bashmachnikov, I., Â. Nascimento, F. Neves, and T. Menezes, 2015: Distribution of intermediate water masses in the subtropical northeast Atlantic. *Ocean Sci. Discuss.*, 12, 769–822, doi:10.5194/osd-12-769-2015. <http://www.ocean-sci-discuss.net/12/769/2015/>.
- Boessenkool, K. P., I. R. Hall, H. Elderfield, and I. Yashayaev, 2007: North Atlantic climate and deep-ocean flow speed changes during the last 230 years. *Geophys. Res. Lett.*, 34, 2–7, doi:10.1029/2007GL030285.
- Bower, A. S., M. S. Lozier, S. F. Gary, and C. W. Boning, 2009: Interior pathways of the North Atlantic meridional overturning circulation. *Nature*, 459, 243–247, doi:10.1038/nature07979. <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/19444214>.
- Boyer, T. P., and Coauthors, 2013: *World Ocean Database 2013*. 209 pp.
- Broecker, W., 1991: The Great Ocean Conveyor. *Oceanography*, 4, 79–89, doi:10.5670/oceanog.1991.07. http://www.tos.org/oceanography/archive/4-2_broecker.html.
- Broecker, W. S., 2005: *The role of the ocean in climate yesterday, today, and tomorrow*. Eldigio Press, Palisades, NY, USA, 176 pp.
- Broecker, W. D.; D. M. Peteet, and D. Rind, 1985: Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, 315, doi:10.1038/315021a0.
- Brown, E., A. Colling, D. Park, J. Phillips, D. Rothery, and J. Wright, 2001: *Global Fluxes and the Deep Circulation*. Ocean Circulation, Open University, 1–286.

- Caspel, M. Van, M. Schröder, O. Huhn, and H. H. Hellmer, 2015: Precursors of Antarctic Bottom Water formed on the continental shelf off Larsen Ice Shelf. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.*, doi:10.1016/j.dsr.2015.01.004. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2015.01.004>.
- Clark, P. U., N. G. Pisias, T. F. Stocker, and A. J. Weaver, 2002: The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, 415, 863–869, doi:10.1038/415863a.
- Coles, V. J., M. S. McCartney, D. B. Olson, and W. M. Smethie Jr, 1996: Changes in Antarctic Bottom Water properties in the western South Atlantic in the late 1980s(4).pdf. *J. Geophys. Res.*, 101, 8957–8970.
- Curry, R., and C. Mauritzen, 2005: Dilution of the northern North Atlantic Ocean in recent decades. *Science*, 308, 1772–1774, doi:10.1126/science.1109477.
- Curry, R, B. Dickson, and I. Yashayaev, 2003: A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature*, 426, 826–829, doi:10.1038/nature02206.
- Dickson, B., I. Yashayaev, J. Meincke, B. Turrell, S. Dye, and J. Holfort, 2002: Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature*, 416, 832–837, doi:10.1038/416832a.
- Dickson, R. R., and J. Brown, 1994: The production of North Atlantic Deep Water: sources, rates, and pathways. *J. Geophys. Res.*, 99, 12319, doi:10.1029/94JC00530. [papers2://publication/uuid/3C8334BD-C4ED-464F-824E-F81678BF33AA](https://pubs.geoscienceworld.org/jgr/jgrc/article/99/12/12319/abstract).
- Doney, S. C., and W. J. Jenkins, 1994: Ventilation of the Deep Western Boundary Current and Abyssal Western North Atlantic: Estimates from Tritium and ³He Distributions. *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 638–659, doi:10.1175/1520-0485(1994)024<0638:VOTDWB>2.0.CO;2. [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0485\(1994\)024<0638:VOTDWB>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0485(1994)024<0638:VOTDWB>2.0.CO;2).
- Dotto, T. S., R. Kerr, M. M. Mata, and C. A. E. Garcia, 2016: Multidecadal freshening and lightening in the deep waters of the Bransfield Strait, Antarctica. *J. Geophys. Res. - Ocean.*, submitted, 1–38.
- Duplessy, J. C., N. J. Shackleton, R. G. Fairbanks, L. Labeyrie, D. Oppo, and N. Kallel, 1988: Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanography*, 3, 343–360, doi:10.1029/PA003i003p00343.
- Emery, W. J., 2003: Water Types and Water Masses. *Ocean Circ.*, 1556–1567, doi:10.1016/B978-012374473-9.00108-9.
- Fogelqvist, E., ., Blindheim J., Tanhua T., Østerhus S., Buch E., Rey F., 2003: Greenland–Scotland overflow studied by hydro-chemical multivariate analysis. *Deep Sea Res. Part I*, 50, 73–102.
- Foster, T. D., and E. C. Carmack, 1976: Frontal zone mixing and Antarctic Bottom water formation in the southern Weddell Sea. *Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr.*, 23, 301–317, doi:10.1016/0011-7471(76)90872-X.

- García-Ibáñez, M. I., P. C. Pardo, L. I. Carracedo, H. Mercier, P. Lherminier, A. F. Ríos, and F. F. Pérez, 2015: Structure, transports and transformations of the water masses in the Atlantic Subpolar Gyre. *Prog. Oceanogr.*, 135, 18–36, doi:10.1016/j.pocean.2015.03.009.
<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0079661115000506>.
- Gary, S. F., M. Susan Lozier, C. W. Böning, and A. Biastoch, 2011: Deciphering the pathways for the deep limb of the Meridional Overturning Circulation. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.*, 58, 1781–1797, doi:10.1016/j.dsr2.2010.10.059.
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0967064511000221>.
- Gary, S. F., M. S. Lozier, a. Biastoch, and C. W. Bning, 2012: Reconciling tracer and float observations of the export pathways of Labrador Sea Water. *Geophys. Res. Lett.*, 39, 1–5, doi:10.1029/2012GL053978.
- Gordon, A. L., B. Huber, D. McKee, and M. Visbeck, 2010: A seasonal cycle in the export of bottom water from the Weddell Sea. *Nat. Geosci.*, 3, 551–556, doi:10.1038/ngeo916. <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo916>.
- Gutjahr, M., and J. Lippold, 2011: Early arrival of Southern Source Water in the deep North Atlantic prior to Heinrich event 2. *Paleoceanography*, 26, 1–9, doi:10.1029/2011PA002114.
- Hansen, B., and S. Osterhus, 2000: North Atlantic Nordic Seas Exchanges. *Prog. Oceanogr.*, 45, 109–208, doi:10.1016/S0079-6611(99)00052-X.
- Hansen, B, W. R. Turrell, and S. Østerhus, 2001: Decreasing overflow from the Nordic seas into the Atlantic Ocean through the Faroe Bank channel since 1950. *Nature*, 411, 927–930, doi:10.1038/35082034.
- Hirst, A. C., 1999: Determination of water component age in ocean models: application to the fate of North Atlantic Deep Water. *Ocean Model.*, 1, 81–94, doi:10.1016/S1463-5003(99)00010-4.
- Holliday, N. P., S. Bacon, J. Allen, and E. L. McDonagh, 2009: Circulation and Transport in the Western Boundary Currents at Cape Farewell, Greenland. *J. Phys. Oceanogr.*, 39, 1854–1870, doi:10.1175/2009JPO4160.1.
<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2009JPO4160.1>.
- Holliday, N. P., S. A. Cunningham, C. Johnson, S. F. Gary, C. Griffiths, J. F. Read, and T. Sherwin, 2015: Multidecadal variability of potential temperature, salinity, and transport in the eastern subpolar North Atlantic. *J. Geophys. Res. Ocean.*, 120, 1–23, doi:10.1002/2015JC010762. Received.
- Huhn, O., H. H. Hellmer, M. Rhein, C. Rodehacke, W. Roether, M. P. Schodlok, and M. Schröder, 2008: Evidence of deep- and bottom-water formation in the western Weddell Sea. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.*, 55, 1098–1116, doi:10.1016/j.dsr2.2007.12.015.
<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0967064508000489> (Accessed September 4, 2014).
- Hurrell, J. W., Y. Kushnir, G. Otterson, and M. Visbeck, 2003: An Overview of the North Atlantic Oscillation. *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*, Vol. 134 of, American Geophysical Union, p. 35.

- Ivanov, V. V., G. I. Shapiro, J. M. Huthnance, D. L. Aleynik, and P. N. Golovin, 2004: Cascades of dense water around the world ocean. 47-98 pp.
- Jenkins, W. J., W. M. Smethie, E. a. Boyle, and G. a. Cutter, 2014: Water mass analysis for the U.S. GEOTRACES (GA03) North Atlantic sections. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.*, 1–15, doi:10.1016/j.dsr2.2014.11.018. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0967064514003257> (Accessed January 7, 2015).
- Johnson, D. R., T. P. Boyer, and H. E. Garcia, 2013: World Ocean Database 2013 Tutorial. 25 pp. <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/SELECT/dbsearch/dbsearch.html>.
- Johnson, G. C., 2008: Quantifying Antarctic Bottom Water and North Atlantic Deep Water volumes. *J. Geophys. Res.*, 113, C05027, doi:10.1029/2007JC004477. <http://doi.wiley.com/10.1029/2007JC004477> (Accessed August 20, 2014).
- Johnson, G. C., K. E. McTaggart, and R. Wanninkhof, 2014: Antarctic Bottom Water Temperature Changes in the Western South Atlantic from 1989-2014. *J. Geophys. Res. Ocean.*, n/a – n/a, doi:10.1002/2014JC010367. <http://doi.wiley.com/10.1002/2014JC010367>.
- Jullion, L., S. C. Jones, a. C. Naveira Garabato, and M. P. Meredith, 2010: Wind-controlled export of Antarctic Bottom Water from the Weddell Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L09609, doi:10.1029/2010GL042822. <http://doi.wiley.com/10.1029/2010GL042822> (Accessed July 16, 2014).
- Jullion, L., A. C. Naveira Garabato, M. P. Meredith, P. R. Holland, P. Courtois, and B. A. King, 2013: Decadal Freshening of the Antarctic Bottom Water Exported from the Weddell Sea. *J. Clim.*, 26, 8111–8125, doi:10.1175/JCLI-D-12-00765.1. <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI-D-12-00765.1> (Accessed September 1, 2014).
- Jullion, L., Garabato, Alberto C Naveira, Bacon, Sheldon, Meredith, Michael P., Brown, Pete J, Torres-Valdés, Sinhue, Speer, Kevin G, Holland, Paul R, Dong, Jun, Bakker, Dorothee, Hoppema, Mario, Loose, Brice, Venables, Hugh J, Jenkins, William J, Messias, Marie-José, Fahrbach, Eberhard, 2014: The contribution of the Weddell Gyre to the lower limb of the Global Overturning Circulation. *J. Geophys. Res. Ocean.* doi:10.1002/2013JC009725.
- Kearey, P., K. A. Klepeis, and F. J. Vine, 2009: *Global Tectonics*. 3rd ed. 386 pp.
- Kerr, R., 2010: *PRODUÇÃO E EXPORTAÇÃO DE ÁGUAS PROFUNDAS NO ENTORNO DO CONTINENTE ANTÁRTICO*. Universidade Federal do Rio Grande (FURG), 277 pp.
- Kerr, R., M. M. Mata, and C. A. E. Garcia, 2009: On the temporal variability of the Weddell Sea Deep Water masses. *Antarct. Sci.*, 21, 383–400, doi:10.1017/S0954102009001990. http://www.journals.cambridge.org/abstract_S0954102009001990 (Accessed July 31, 2014).
- Kerr, R., K. J. Heywood, M. M. Mata, and C. A. E. Garcia, 2012: On the outflow of dense water from the Weddell and Ross Seas in OCCAM model. *Ocean Sci.*, 8, 369–388, doi:10.5194/os-8-369-2012.

- Kerr, R., da Cunha, L. C., Kikuchi, R., Horta, P., Ito, R., Müller, M., Orselli, I., Lencina-Avila, J., de Orte, M. R., Sordo, L., Pinheiro, B., Bonou, F., Schubert, N., Bergstrom, E., Copertino, M., 2015: The western South Atlantic Ocean in a high-CO₂ world: current measurement capabilities and perspectives from the Brazilian Ocean Acidification Network. *Environ. Manage.*, doi:10.1007/s00267-015-0630-x.
- Kieke, D., and I. Yashayaev, 2015: Studies of Labrador Sea Water formation and variability in the subpolar North Atlantic in the light of international partnership and collaboration. *Prog. Oceanogr.*, doi:10.1016/j.pocean.2014.12.010. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.010>.
- de Lavergne, C., J. B. Palter, E. D. Galbraith, R. Bernardello, and I. Marinov, 2014: Cessation of deep convection in the open Southern Ocean under anthropogenic climate change. *Nat. Clim. Chang.*, 4, 278–282, doi:10.1038/nclimate2132. <http://www.nature.com/doi/10.1038/nclimate2132> (Accessed July 10, 2014).
- Leffanue, H., and M. Tomczak, 2004: Using OMP analysis to observe temporal variability in water mass distribution. *J. Mar. Syst.*, 48, 3–14, doi:10.1016/j.jmarsys.2003.07.004. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S092479630400003X> (Accessed September 4, 2014).
- Levitus, S., M. E. Conkright, J. L. Reid, R. G. Najjar, and A. W. Mantyla, 1993: Distribution of nitrate, phosphate and silicate in the world oceans. *Prog. Ocean.*, 31, 245–273.
- Lozier, M. S., and N. M. Stewart, 2008: On the Temporally Varying Northward Penetration of Mediterranean Overflow Water and Eastward Penetration of Labrador Sea Water. *J. Phys. Oceanogr.*, 38, 2097–2103, doi:10.1175/2008JPO3908.1.
- Lozier, M. S., and L. Sindlinger, 2009: On the Source of Mediterranean Overflow Water Property Changes. *J. Phys. Oceanogr.*, 39, 1800–1817, doi:10.1175/2009JPO4109.1. [\\IBSERVERID_en\Journal_of_Physical_Oceanography\2009\Volume 39, Issue 08 \(August 2009\)\2009jpo4109.1.pdf](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JPO3130.1).
- Lumpkin, R., and K. Speer, 2007: Global Ocean Meridional Overturning. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 2550–2562, doi:10.1175/JPO3130.1. <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JPO3130.1> (Accessed November 20, 2014).
- Mamayev, O.I., 1975: Temperature-Salinity Analysis of World Ocean Waters. Elsevier Scientific Publication, Amsterdam, 374 pp.
- Marson, J. M., I. Wainer, M. M. Mata, and Z. Liu, 2014: The impacts of deglacial meltwater forcing on the South Atlantic Ocean deep circulation since the Last Glacial Maximum. *Clim. Past*, 10, 1723–1734, doi:10.5194/cp-10-1723-2014. <http://www.clim-past.net/10/1723/2014/> (Accessed September 17, 2014).
- Mauritzen, C., 1996a: Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland-Scotland Ridge. Part 1: Evidence for a revised circulation scheme. *Deep Sea Res.* 1, 43, 769–806. http://met.no/Forskning/Vare_forskere/Cecilie_Mauritzen/filestore/Mauritzen_DSR_1996A.pdf.

- Mauritzen, C., 1996b: Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland-Scotland Ridge. Part 2: An inverse model. *Deep Sea Res.* 1, 43, 807–835. http://met.no/sb5-met.no/Forskning/Vare_forskere/Cecilie_Mauritzen/filestore/Mauritzen_DSR1996B.pdf.
- McCartney, M. S., 1992: Recirculating components to the deep boundary current of the northern North Atlantic. *Prog. Oceanogr.*, 29, 283–383, doi:10.1016/0079-6611(92)90006-L.
- McCartney, M. S., and L. D. Talley, 1984: Warm-to-Cold Water Conversion in the Northern North Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 922–935, doi:10.1175/1520-0485(1984)014<0922:WTCWCI>2.0.CO;2. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1984\)014<0922:WTCWCI>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1984)014<0922:WTCWCI>2.0.CO;2).
- Meredith, M. P., A. L. Gordon, A. C. Naveira Garabato, E. P. Abrahamsen, B. A. Huber, L. Jullion, and H. J. Venables, 2011: Synchronous intensification and warming of Antarctic Bottom Water outflow from the Weddell Gyre. *Geophys. Res. Lett.*, 38, 1–4, doi:10.1029/2010GL046265. <http://doi.wiley.com/10.1029/2010GL046265>.
- Meredith, M. P., A. C. Naveira Garabato, A. M. Hogg, and R. Farneti, 2012: Sensivity of the overturning circulation in the Southern Ocean to decadal changes in wind forcing. *J. Clim.*, 25, 99–110, doi:10.1175/2011JCLI4204.1. <http://dx.doi.org/10.1175/2011JCLI4204.1>.
- Meredith, M. P., P. J. Brown, A. C. Naveira Garabato, L. Jullion, H. J. Venables, and M.-J. Messias, 2013: Dense bottom layers in the Scotia Sea, Southern Ocean: Creation, lifespan, and destruction. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 933–936, doi:10.1002/grl.50260. <http://doi.wiley.com/10.1002/grl.50260> (Accessed September 4, 2014).
- Mjell, T. L., U. S. Ninnemann, H. K. F. Kleiven, and I. R. Hall, 2016: Multidecadal changes in Iceland Scotland Overflow Water vigor over the last 600 years and its relationship to climate. *Geophys. Res. Lett.*, n/a – n/a, doi:10.1002/2016GL068227. <http://doi.wiley.com/10.1002/2016GL068227>.
- Nicholls, K. W., S. Østerhus, K. Makinson, T. Gammelsrød, and E. Fahrbach, 2009: ICE-OCEAN PROCESSES OVER THE CONTINENTAL SHELF OF THE SOUTHERN WEDDELL SEA, ANTARCTICA: A REVIEW. *Rev. Geophys.*, 47, 1–23, doi:10.1029/2007RG000250.
- Orsi, A. H., G. C. Johnson, and J. L. Bullister, 1999: Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. *Prog. Oceanogr.*, 43, 55–109, doi:10.1016/S0079-6611(99)00004-X. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S007966119900004X>.
- Orsi, A. H., W. M. Smethie Jr., and J. L. Bullister, 2002: On the total input of Antarctic waters to the deep ocean: A preliminary estimate from chlorofluorocarbon measurements. *J. Geophys. Res.*, 107, 3122, doi:10.1029/2001JC000976. <http://doi.wiley.com/10.1029/2001JC000976> (Accessed January 21, 2015).
- Pardo, P. C., F. F. Pérez, A. Velo, and M. Gilcoto, 2012: Water masses distribution in the Southern Ocean: Improvement of an extended OMP (eOMP) analysis. *Prog. Oceanogr.*, 103, 92–105, doi:10.1016/j.pocean.2012.06.002. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0079661112000651> (Accessed August 20, 2014).

- Polyakov, I. V., and Coauthors, 2005: One more step toward a warmer Arctic. *Geophys. Res. Lett.*, 32, 1–4, doi:10.1029/2005GL023740.
- Poole, R., and M. Tomczak, 1999: Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.*, 46, 1895–1921, doi:10.1016/S0967-0637(99)00025-4. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0967063799000254>.
- Purkey, S. G., and G. C. Johnson, 2010: Warming of global abyssal and deep Southern Ocean waters between the 1990s and 2000s: Contributions to global heat and sea level rise budgets. *J. Clim.*, 23, 6336–6351, doi:10.1175/2010JCLI3682.1.
- Pusceddu Antonio, Mea Marianna, Gambi Cristina, Bianchelli Silvia, Canals Miquel, Sanchez-Vidal Anna, Calafat Antoni, Heussner Serge, Durrieu De Madron Xavier, Avril Jérôme, Thomsen Laurenz, Garcia Rosa and Danovaro Roberto, 2010: Ecosystem effects of dense water formation on deep Mediterranean Sea ecosystems: an overview, *Advances in Oceanography and Limnology*, 1:1, 67-83. Available from: <http://dx.doi.org/10.1080/19475721003735765>.
- Rahmstorf, S., 2002: Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419, 207–214.
- Rahmstorf, S., 2006: Thermohaline Ocean Circulation. *Encycl. Quat. Sci.*, 1–10.
- Read, J. F., and W. J. Gould, 1992: Cooling and freshening of the subpolar North Atlantic Ocean since the 1960s. *Nature*, 360, 55–57, doi:10.1038/360055a0.
- Redfield, a C., 1942: The processes determining the concentration of oxygen, phosphate and other organic derivatives within the depths of the Atlantic ocean. *Phys. Oceanogr. Meteorol.*, 9, 5–21, doi:10.1575/1912/1053.
- Redfield, a. C., B. H. Ketchum, and F. a Richards, 1963: The influence of organisms on the composition of sea water, in: Hill, M. N. (Ed), *Global Coastal Ocean - Multiscale Interdisciplinary Processes*. pp. 26–77.
- Reid, J. L., 1989: On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. *Prog. Ocean.*, 23, 149–244.
- Reid, J. L., 1994: On the total geostrophic ciculation of the North Atlantic Ocean: flow patterns, tracers and transports. *Prog. Ocean.*, 33, 1–92.
- Reid, J. L., W. D. Nowlin, and W. C. Patzert, 1977: On the Characteristics and Circulation of the Southwestern Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 62–91, doi:10.1175/1520-0485(1977)007<0062:OTCACO>2.0.CO;2.
- Rhein, M., and Coauthors, 2002: Labrador Sea Water: Pathways, CFC Inventory, and Formation Rates. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 648–665.
- Rhein, M., D. Kieke, and R. Steinfeldt, 2015: Advection of North Atlantic Deep Water from the Labrador Sea to the Southern Hemisphere. *J. Geophys. Res. Ocean.*, 1–29, doi:10.1002/ 2014JC010605.
- Rintoul, S. R., C. Hughes, and D. Olbers, 2001: The Antarctic Circumpolar Current System. *Ocean Circulation and Climate*, G. Siedler, J. Church, and J. Gould, Eds., Academic Press, New York, 271–302 <http://epic.awi.de/2649/>.

- Roberts, C. D., L. Jackson, and D. McNeall, 2014: Is the 2004-2012 reduction of the Atlantic meridional overturning circulation significant? *Geophys. Res. Lett.*, 41, 3204–3210, doi:10.1002/2014GL059473. <http://doi.wiley.com/10.1002/2014GL059473>.
- Saba, V. S., and Coauthors, 2016: Enhanced warming of the Northwest Atlantic Ocean under climate change. *J. Geophys. Res. Ocean.*, 121, 118–132, doi:10.1002/2015JC011346. <http://doi.wiley.com/10.1002/2015JC011346>.
- Schmidtko, S., K. J. Heywood, A. F. Thompson, and S. Aoki, 2014: Multidecadal warming of Antarctic waters. *Science* (80-.), 346, 1227–1231, doi:10.1126/science.1256117. <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1256117> (Accessed December 4, 2014).
- Schneider, L., and Coauthors, 2015: Variability of Labrador Sea Water transported through Flemish Pass during 1993-2013. *J. Geophys. Res. Ocean.*, 120, 5514–5533, doi:10.1002/2015JC010939. <http://doi.wiley.com/10.1002/2015JC010939>.
- van Sebille, E., P. Spence, M. R. Mazloff, M. H. England, S. R. Rintoul, and O. a. Saenko, 2013: Abyssal connections of Antarctic Bottom Water in a Southern Ocean State Estimate. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1–6, doi:10.1002/grl.50483. <http://doi.wiley.com/10.1002/grl.50483> (Accessed July 17, 2014).
- Siedler, G., S. M. Griffies, J. Gould, and J. A. Church, 2014: Ocean Circulation & Climate: a 21 century perspective.
- Steinfeldt, R., M. Rhein, J. L. Bullister, and T. Tanhua, 2009: Inventory changes in anthropogenic carbon from 1997-2003 in the Atlantic Ocean between 20°S and 65°N. *Global Biogeochem. Cycles*, 23, n/a – n/a, doi:10.1029/2008GB003311. <http://doi.wiley.com/10.1029/2008GB003311> (Accessed January 21, 2015).
- de Steur, L., R. S. Pickart, D. J. Torres, and H. Valdimarssons, 2015: Recent changes in the freshwater composition east of Greenland. *Geophys. Res. Lett.*, 1–7, doi:10.1002/2014GL062759.
- Talley, L. D., 2013: Closure of the Global Overturning Circulation Through the Indian, Pacific, and Southern Oceans: Schematics and Transports. *OCEANOGRAPHY*, 26, 80–97, doi:10.5670/oceanog.2013.07. <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2013.07>.
- Talley, L. D., G. L. Pickard, W. J. Emery, and J. H. Swift, 2011a: Introduction to Descriptive Physical Oceanography. *Descr. Phys. Oceanogr.*, 1–6, doi:10.1016/B978-0-7506-4552-2.10001-0. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/B9780750645522100010>.
- Toggweiler, J. R., and J. Russell, 2008: Ocean circulation in a warming climate. *Nature* http://www.geo.arizona.edu/BGDL/articles/Toggweiler_Russell_2008.pdf.
- Tomczak, M., 1981: A multi-parameter extension of temperature/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing. *Prog. Ocean.*, 10, 147–171, doi:0079-6611/81-0701-0147\$05.00/0.
- Tomczak, M., 1999: Some historical, theoretical and applied aspects of quantitative water mass analysis. *J. Mar. Res.*, 57, 275–303,

doi:10.1357/002224099321618227. <http://www.ingentaselect.com/rpsv/cgi-bin/cgi?ini=xref&body=linker&reqdoi=10.1357/002224099321618227>.

Tomczak, M., and D. G. B. Large, 1989: Optimum Multiparameter Analysis of Mixing in the Thermocline of the Eastern Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 94, 16141–16149, doi:0148-0227/89/89JC-01395\$05.00.

Tomczak, M., and S. Liefvink, 2005: Interannual variations of water mass volumes in the Southern Ocean. *J. Atmos. Ocean Sci.*, 10, 31–42, doi:10.1080/17417530500062838.

Våge, K., G. W. K. Moore, S. Jónsson, and H. Valdimarsson, 2015: Water mass transformation in the Iceland Sea. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.*, doi:10.1016/j.dsr.2015.04.001.
<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0967063715000680>.

van Wijk, E. M., and S. R. Rintoul, 2014: Freshening drives contraction of Antarctic Bottom Water in the Australian Antarctic Basin. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 1–8, doi:10.1002/2013GL058921. Received.

Yashayaev, I., 2007: Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960-2005. *Prog. Oceanogr.*, 73, 242–276, doi:10.1016/j.pocean.2007.04.015.

Yashayaev, I., and a Clarke, 2008: Evolution of North Atlantic Water Masses Inferred From Labrador Sea Salinity Series. *Oceanography*, 21, 30–45, doi:10.5670/oceanog.2008.65. <Go to ISI>://WOS:000261638400009.

Zenk, W., and L. Armi, 1990: The complex spreading pattern of Mediterranean Water off the Portuguese continental slope. *Deep Sea Res.*, 37, 1805–1823.