



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE OCEANOGRAFIA

Fernanda DI Alzira Oliveira Matos

**A INFLUÊNCIA DO TRANSPORTE INTEGRADO DE ÁGUA DOCE NA  
ESTABILIDADE DA CÉLULA DE REVOLVIMENTO MERIDIONAL DO ATLÂNTICO**

Salvador  
2016

Fernanda DI Alzira Oliveira Matos

**A INFLUÊNCIA DO TRANSPORTE INTEGRADO DE ÁGUA DOCE NA  
ESTABILIDADE DA CÉLULA DE REVOLVIMENTO MERIDIONAL DO ATLÂNTICO**

Monografia apresentada ao Curso de Oceanografia da Universidade Federal da Bahia, como requisito parcial para obtenção do título de Bacharel em Oceanografia.

Orientadora: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Janini Pereira

Co-orientadores: Dr<sup>a</sup>. Jennifer Mecking e Dr. Sybren Drijfhout

Salvador  
2016

Fernanda DI Alzira Oliveira Matos

**A INFLUÊNCIA DO TRANSPORTE INTEGRADO DE ÁGUA DOCE NA ESTABILIDADE DA CÉLULA DE REVOLVIMENTO MERIDIONAL DO ATLÂNTICO**

Monografia apresentada ao Curso de Oceanografia da Universidade Federal da Bahia, como requisito parcial para obtenção do título de Bacharel em Oceanografia.

---

Profª Drª Janini Pereira – UFBA (Orientadora)

---

Prof Dr Carlos Alexandre Domingos Lentini - UFBA (Banca Examinadora)

---

Prof Dr Clemente Augusto Souza Tanajura - UFBA (Banca Examinadora)

Salvador, 21 de Outubro de 2016.



## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, dedico esta monografia às mulheres da minha vida.

Agradeço à senhora Dilma Rousseff, última presidente legítima do Brasil, pois foi por ela acreditar que investir em ciência era um dos caminhos certos para o país, que eu tive a oportunidade de escrever esta monografia.

Agradeço à minha mãe, Mônica, a mulher mais guerreira que conheço, minha maior inspiração e a alma mais linda do mundo (eu te amo, mamãe!). À tia Angélica e tia Schirley por serem exemplos tão bonitos na minha vida, à tia Lora e sua sabedoria, minhas vovós Maria e Odete, minha madrinha Cinira e minha irmã Deza.

À Dra. Laura Grange pelo suporte aos alunos do CSF, à Dra. Jennifer Mecking pela paciência e pela confiança em um espaço tão curto de tempo, à Dra. Eleanor Frajka-Williams, por me apresentar à CRMA e imensamente à professora Dra. Janini Pereira, que me acolheu nesse desafio e ajudou a transformar o que antes era confusão em certeza.

Aos meus amigos da UFBA, de Coité e do UUK - 170/2013 (Nanda, Debbie, Mari, Zoca, Kiu, Malu, Lena, Bia, Nise, Tami, Rai, Deco, Chel, Vitu, Nego, Max e Guinho) pela paciência e compreensão, aos companheiros de física (Mirelinha, Ju, Brisa e Rafa).

Por fim, quero agradecer aos meus 4 pais (Raimundinho, Leleo, Neto e Danilo), ao meu vovô Raimundo, ao meu padrinho José Antônio, pelo apoio, pelo carinho e por acreditar em mim; aos doutores Simon Boxall e Sybren Drijfhout, meus motivos para decidir por Southampton e minha alegria por tê-los como professores, aos doutores Clemente Tanajura e Carlos Lentini pelo suporte, a todos os professores do curso de Oceanografia e do Colégio Projeção, e ao meu pai Guilherme, por ter me ensinado desde pequenininha a amar o oceano. Obrigada, por tudo!

## RESUMO

A força da Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico Norte (CRMA) e o fluxo líquido do transporte meridional de água doce integrado verticalmente ( $F_{ov}$ ) nas latitudes 34°S, 10°N e 60°N, simulados por 4 modelos pertencentes à base de dados da quinta fase do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (CMIP5) para o cenário histórico (1850-2005) e cenários climáticos futuros são examinados. Embora a magnitude dos resultados varie consideravelmente entre os modelos, as simulações de cenários futuros indicam um decréscimo nos valores  $F_{ov}$ , ou seja, um  $F_{ov}$  mais negativo ao longo do tempo, seguido de enfraquecimento da CRMA até o final do século XXI, apontando a redução do transporte de água doce como sendo fator desestabilizante da Circulação Termohalina do Atlântico. Dentro do cenário RCP4.5 (analisado para dois modelos com duração até 2100 e dois com duração até 2300), o enfraquecimento até o ano de 2100 é de 24%-56% da média histórica individual de cada modelo, enquanto que dentro do cenário RCP8.5 o enfraquecimento no mesmo período é de 34%-70% da média histórica. Os mapas de função de corrente também revelaram o enraseamento da Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) como resultado da redução da densidade Água Antártica de Fundo (AAF) no Atlântico, que soergue a APAN. As séries temporais com duração até 2300 para o cenário RCP4.5 exibem uma estabilização da CRMA após o final do século, além de redução na taxa de enfraquecimento, resultando em uma recuperação estável, porém sem chegar aos níveis de transporte apresentados nas médias históricas. A redução notória em  $F_{ov}$  corrobora o uso da latitude de 34°S como um bom índice de análise da variabilidade da CRMA, uma vez que esta tendência se confirma para as outras latitudes. Além disso, a série temporal da latitude de 60°N constata a existência de uma anomalia positiva de água doce na região de formação da convecção profunda, principal razão pela qual a CRMA entra em modo instável. Possíveis forçantes que contribuem na redução do transporte de água doce do Atlântico, no enfraquecimento da CRMA, além de fatores que possam desencadear a recuperação da circulação são discutidos.

**Palavras-Chave:** Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico, Circulação Termohalina, Transporte Meridional de Água Doce.

## ABSTRACT

The strength of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) and the net vertically integrated meridional freshwater transport ( $F_{ov}$ ) at 34°S, 10°N and 60°N, simulated by 4 models from the database of the phase 5 of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5) for historical (1850-2005) and future climate scenarios are examined. Although the magnitude of the results varies considerably among the models, the future climate scenarios indicate a decrease in  $F_{ov}$ , in other words, a more negative  $F_{ov}$  over time, followed by a weakening of the AMOC until the end of the twenty-first century, what indicates that a reduction in the net freshwater transport is a potential driver for the AMOC destabilisation. Under the RCP4.5 scenario (analysed using two models ending in 2100 and two ending in 2300), the weakening by 2100 is 24%-56% of the individual model's historical mean, whereas under the RCP8.5 scenario over the same period, the weakening is 34%-70% of the historical mean. The streamfunction plots also revealed an interesting changing in the circulation, which is a shoaling of the North Atlantic Deep Water (NADW) as a result of the freshening of the Antarctic Bottom Water (AABW), which thus shoals the NADW. The timeseries ending in 2300 under RCP4.5 exhibits a stabilisation of the AMOC after the end of the 21st century and a decrease in the weakening rate, leading to a stable recovery, although it doesn't reach the historical mean transport levels. The notorious reduction of  $F_{ov}$  corroborates the use of the 34°S latitude as an index for the study of AMOC's variability, once this trend is also confirmed in the other latitudes. Furthermore, the timeseries for 60°N also corroborates the positive anomaly in the net freshwater transport in the region where the deep convection occurs, which is pointed as the major forcing of AMOC instability. Possible causes for the reduction of the salinity transport, AMOC weakening, including potential drivers for its stabilisation are discussed.

**Keywords:** Atlantic Meridional Overturning Circulation, Thermohaline Circulation, Net Meridional Freshwater Transport.

**LISTA DE TABELAS**

Tabela 1 - Lista de massas de água do Oceano Atlântico juntamente com seus índices termohalinos e referências de onde estes foram encontrados .....	16
Tabela 2 - Lista de todos os modelos utilizados e suas características .....	22



## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Esquema simplificado da Circulação Termohalina. Em magenta destaca-se o membro superior e em verde o membro inferior da circulação. (Retirado de Talley (2011); modificado de Broecker, (1987)) ..... 2
- Figura 2 - Esquema do diagrama de bifurcação em sela para a força da CRMA  $\Psi$  em função da força de uma forçante de água doce  $\gamma$ . As linhas azuis representam os dois modos estáveis ON e OFF e a linha cinza o regime de CRMA instável. Nos pontos delimitados por círculos verdes, onde estão L1 e L2, o sistema muda de estável para instável. As linhas tracejadas vermelhas delimita o intervalo de  $\gamma$  relacionado ao regime de equilíbrio múltiplo. As setas vermelhas indicam a variação entre os modos ON e OFF respondendo a mudanças nos valores de  $\gamma$ . Modificada de Climatoribus *et al.* (2014) ..... 3
- Figura 3 - Esquema da circulação superficial do (a) Oceano Atlântico Norte e (b) Oceano Atlântico Sul segundo a Projeção em Coordenadas Geográficas até aproximadamente 1000 metros de profundidade. (Extraído de Talley *et al.* 2011) ..... 7
- Figura 4 - Posição diferenciada da ZCIT em relação ao Oceano Atlântico em: vermelho para o mês de Julho (verão boreal) e azul para o mês de Janeiro (verão austral). Modificada de: commons.wikimedia.org ..... 9
- Figura 5 - Distribuição das principais massas de água do Oceano Atlântico. Modificada de: [http://cursos.unisanta.br/oceanografia/correntes\\_marinhas/Image11.gif](http://cursos.unisanta.br/oceanografia/correntes_marinhas/Image11.gif) ..... 17
- Figura 6 - Evaporação menos precipitação (E-P) (cm/ano), com base em dados médios anuais climatológicos (1979 - 2005) do Centro Nacional de Previsão Ambiental da NOAA. A precipitação líquida é representada em azul e a evaporação líquida é representada em vermelho. Modificada de Talley *et al.* (2011) ..... 18

Figura 7 - Transporte meridional de água doce (Sv). Valores positivos indicam adição de água doce no oceano e valores negativos indicam remoção de água doce do oceano. As incertezas nas estimativas globais são dadas em verde e os símbolos nas barras de erro mostram estimativas de transporte direto de Bryden e Imawaki (2001). As linhas preta, azul e vermelha representam o fluxo de água doce somado ao aporte fluvial para todo o globo, para o Atlântico e para o Indo-Pacífico, respectivamente. Estimativas diretas são representadas por símbolos de diamante, triângulos e quadrados, também respectivamente para o globo, Atlântico e Indo-Pacífico. Extraído de Large & Yeager (2009) ..... 18

Figura 8 - Exemplo do mapa da média histórica do modelo GFDL-CM3. A barra de cor apresenta a força da CRMA de -20Sv a 20Sv, sendo que os valores negativos representam transporte para sul e valores positivos transporte para o norte. O eixo x representa a latitude a partir do Hemisfério Sul (34°S) à esquerda até o Hemisfério Norte (65°N) à direita ..... 24

Figura 9 - Exemplo de série temporal da CRMA para o modelo GFDL-CM3. Em preto estão representadas as médias anuais históricas, em azul as médias anuais para o cenário RCP 4.5, e em vermelho as médias anuais para o cenário RCP 8.5. .... 25

Figura 10 - Exemplo de série temporal de  $F_{ov}$  para o modelo GFDL-CM3 na latitude 34°S. Em preto estão representadas as médias anuais históricas, em azul as médias anuais para o cenário RCP 4.5, e em vermelho as médias anuais para o cenário RCP 8.5. .... 27

Figura 11 - Exemplo de gráfico de dispersão da CRMA normalizada contra  $F_{ov}$  na latitude 34°S para o modelo GFDL-CM3. Pontos pretos representam dados históricos, enquanto que os símbolos “+” azuis representam dados do cenário RCP 4.5 ..... 28

Figura 12 - Exemplo de gráfico de dispersão da CRMA normalizada contra  $F_{ov}$  na latitude 34°S para o modelo GFDL-CM3. Pontos pretos representam dados

históricos, enquanto que os símbolos “+” azuis representam dados do cenário RCP 8.5 ..... 28

Figura 13 - Mapas de função de corrente da CRMA para o modelo ACCESS1.0 nas simulações (13.1a) histórico, (13.1b) RCP 4.5, e (13.1c) RCP 8.5; e para o modelo NorESM1-ME nas simulações (13.2a). histórico, (13.2b) RCP 4.5, e (13.2c) RCP 8.5. O intervalo temporal dos experimentos para ambos os modelos na simulação histórica vai de 1850-2005 e nos cenários RCP 4.5 e RCP 8.5 vai de 2081-2100. As linhas tracejadas em vermelho delimitam o ramo superior da CRMA, enquanto que as linhas tracejadas em azul delimitam seu ramo inferior. NorESM1-ME computa valores muito baixos da circulação profunda, logo não foi possível delimitar o ramo inferior da CRMA neste modelo ..... 30

Figura 14 - Mapas de função de corrente da CRMA para o modelo CanESM2 nas simulações (14.1a) histórico, (14.1b) RCP 4.5 de 2081-2100, (14.1c) RCP 8.5, e (14.1d) RCP 4.5 de 2281-2300; e para o modelo GFDL-CM3 nas simulações (14.2a) histórico, (14.2b) RCP 4.5 de 2081-2100, (14.2c) RCP 8.5, e (14.2d) RCP 4.5 de 2281-2300. O intervalo temporal dos experimentos para ambos os modelos na simulação histórica vai de 1850-2005 e no cenário RCP 8.5 vai de 2081-2100. As linhas tracejadas em vermelho delimitam o ramo superior da CRMA, enquanto que as linhas tracejadas em azul delimitam seu ramo inferior ..... 31

Figura 15 - Séries temporais da CRMA ( $S_v$ ) entre 30°N e 65°N para todos os modelos em ambos os cenários RCP. As linhas sólidas antes de 2005 representam dados históricos e depois de 2005 representam dados do cenário RCP 4.5, enquanto que linhas tracejadas entre 2006 e 2100 representam os dados do cenário RCP 8.5 ..... 33

Figura 16 - Séries Temporais de  $F_{ov}$  ( $S_v$ ) na latitude de 34°S para todos os modelos em ambos os cenários RCP. As linhas sólidas antes de 2005 representam dados históricos e depois de 2005 representam dados do cenário RCP 4.5, enquanto que linhas tracejadas entre 2006 e 2100 representam os dados do cenário RCP 8.5

..... 35

Figura 17 - Séries Temporais de  $F_{ov}$  (Sv) na latitude de  $10^{\circ}N$  para todos os modelos em ambos os cenários RCP. As linhas sólidas antes de 2005 representam dados históricos e depois de 2005 representam dados do cenário RCP 4.5, enquanto que linhas tracejadas entre 2006 e 2100 representam os dados do cenário RCP 8.5  
..... 37

Figura 18 - Séries Temporais de  $F_{ov}$  (Sv) na latitude de  $60^{\circ}N$  para todos os modelos em ambos os cenários RCP. As linhas sólidas antes de 2005 representam dados históricos e depois de 2005 representam dados do cenário RCP 4.5, enquanto que linhas tracejadas entre 2006 e 2100 representam os dados do cenário RCP 8.5  
..... 38

Figura 19 - Gráfico de dispersão de  $F_{ov}$  (Sv) contra a CRMA normalizada a partir da média histórica para o cenário RCP 4.5 nas latitudes de (a)  $34^{\circ}S$ , (b)  $10^{\circ}N$  e (c)  $60^{\circ}N$ . Pontos sólidos representam os dados históricos e símbolos “+” representam os dados do cenário RCP 4.5. A linha em 0 no eixo de  $F_{ov}$  delimita o limite entre os valores negativos e positivos e a linha 1 no eixo da CRMA normalizada delimita a média histórica ..... 41

Figura 20 - Gráfico de dispersão de  $F_{ov}$  (Sv) contra a CRMA normalizada a partir da média histórica para o cenário RCP 8.5 nas latitudes de (a)  $34^{\circ}S$ , (b)  $10^{\circ}N$  e (c)  $60^{\circ}N$ . Pontos sólidos representam os dados históricos e símbolos “+” representam os dados do cenário RCP 8.5. A linha em 0 no eixo de  $F_{ov}$  delimita o limite entre os valores negativos e positivos e a linha 1 no eixo da CRMA normalizada delimita a média histórica ..... 42

Figura 21 - Mapas da (21.1) salinidade superficial e da (21.2) anomalia da salinidade superficial, em relação à media espacial de cada simulação, do Oceano Atlântico segundo o modelo GFDL-CM3. Em (12.2), anomalias positivas de salinidade estão representadas em vermelho e anomalias negativas em azul, com intervalo variando de -7 a 7. Todas as áreas acima deste intervalo estão representadas pela cor mais

escura da paleta e são aportes significativos de água doce ou salina para Atlântico, embora não estejam necessariamente em seu domínio. .... 45

**LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS**

- AAF: Água Antártica de Fundo  
ACAN: Água Central do Atlântico Norte  
ACAS: Água Central do Atlântico Sul  
ACCESS1.0: Australian Community Climate and Earth System Simulator Coupled Model versão 1.0  
AIA: Água Intermediária Antártica  
AM: Água do Mediterrâneo  
AML: Água do Mar do Labrador  
AMSP: Água Modal Subpolar  
AN: Atlântico Norte  
APAN: Água Profunda do Atlântico Norte  
APD: Água de Plataforma Densa  
AS: Atlântico Sul  
AT: Água Tropical  
ATED: Água de Transbordo do Estreito da Dinamarca  
ATEI: Água de Transbordo da Escócia-Islândia  
ATMN: Água de Transbordo dos Mares Nórdicos  
BC: Carbono Negro  
BOM: Bureau of Meteorology Australia  
CAN: Corrente do Atlântico Norte  
CanESM2: Canadian Earth System Model 2  
CAS: Corrente do Atlântico Sul  
CB: Corrente do Brasil  
CCA: Corrente Circumpolar Antártica  
CCCma: Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis  
CCNE: Contra-Corrente Norte Equatorial  
CCO: Corrente de Contorno Oeste  
CCSE: Contra-Corrente Sul Equatorial  
CMIP3: Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados fase 3  
CMIP5: Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados fase 5  
CNB: Corrente Norte do Brasil

CNE: Corrente Norte Equatorial  
CPCO: Corrente Profunda de Contorno Oeste  
CRMA: Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico  
CSE: Corrente Sul Equatorial  
CSEC: Corrente Sul Equatorial Central  
CSIRO: Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation  
CNES: Corrente Norte Equatorial Sul  
CTH: Circulação Termohalina  
F<sub>ov</sub>: Transporte meridional de água doce integrado verticalmente  
FSA: Frente Subantártica  
GHG: Gases de Efeito Estufa  
GFDL: Geophysics Fluid Dynamics Laboratory  
GFDL-CM3: Geophysics Fluid Dynamics Laboratory Coupled Model 3  
IPCC: Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas  
LU: Mudanças no Uso da Terra  
MD: Poeira Mineral  
NCC: Norwegian Climate Centre  
NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration  
NorESM1-ME: Norwegian Earth System Model 1 - medium resolution with capability to be fully emission driven  
OC: Carbono Orgânico  
Oz: Ozônio Troposférico e Estratosférico  
RCP: Representative Concentration Pathways  
SA: Efeitos Diretos e Indiretos do Aerossol de Sulfato Antropogênico  
SE: Subcorrente Equatorial  
SI: Irradiação Solar  
SS: Sal Marinho  
TSM: Temperatura da Superfície do Mar  
VI: Aerossol Vulcânico  
ZCIT: Zona de Convergência Intertropical

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 Objetivos .....</b>	<b>5</b>
<b>1.2 Estrutura da Monografia .....</b>	<b>6</b>
<b>2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>6</b>
<b>2.1 Circulação no Atlântico Sul .....</b>	<b>8</b>
<b>2.2 Circulação Tropical.....</b>	<b>9</b>
<b>2.3 Circulação no Atlântico Norte .....</b>	<b>10</b>
<b>2.3.1 Giro Subtropical .....</b>	<b>10</b>
<b>2.3.2 Giro Subpolar .....</b>	<b>11</b>
<b>2.4 Massas de Água .....</b>	<b>12</b>
<b>2.5 Padrões de Precipitação e Evaporação .....</b>	<b>17</b>
<b>3 METODOLOGIA .....</b>	<b>19</b>
<b>3.1 Base de Dados .....</b>	<b>19</b>
<b>3.2 Modelos Utilizados .....</b>	<b>20</b>
<b>3.4 Mapas de Função de Corrente .....</b>	<b>23</b>
<b>3.5 Séries Temporais de CRMA .....</b>	<b>24</b>
<b>3.6 Séries Temporais de <math>F_{ov}</math> .....</b>	<b>25</b>
<b>3.7 Gráficos de Dispersão .....</b>	<b>27</b>
<b>4 RESULTADOS .....</b>	<b>28</b>
<b>4.1 Mapas de Função de Corrente .....</b>	<b>28</b>
<b>4.2 Séries Temporais de CRMA .....</b>	<b>32</b>
<b>4.3 Séries Temporais de <math>F_{ov}</math> .....</b>	<b>34</b>
<b>4.3.1 Séries Temporais de <math>F_{ov}</math> em 34°S .....</b>	<b>34</b>
<b>4.3.2 Séries Temporais de <math>F_{ov}</math> em 10°N .....</b>	<b>36</b>
<b>4.3.3 Séries Temporais de <math>F_{ov}</math> em 60°N .....</b>	<b>38</b>
<b>4.4 Gráficos de Dispersão .....</b>	<b>40</b>
<b>5 DISCUSSÃO .....</b>	<b>43</b>
<b>6 CONCLUSÃO .....</b>	<b>50</b>
<b>7 LIMITAÇÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS .....</b>	<b>51</b>



**8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS ..... 53**

## 1 INTRODUÇÃO

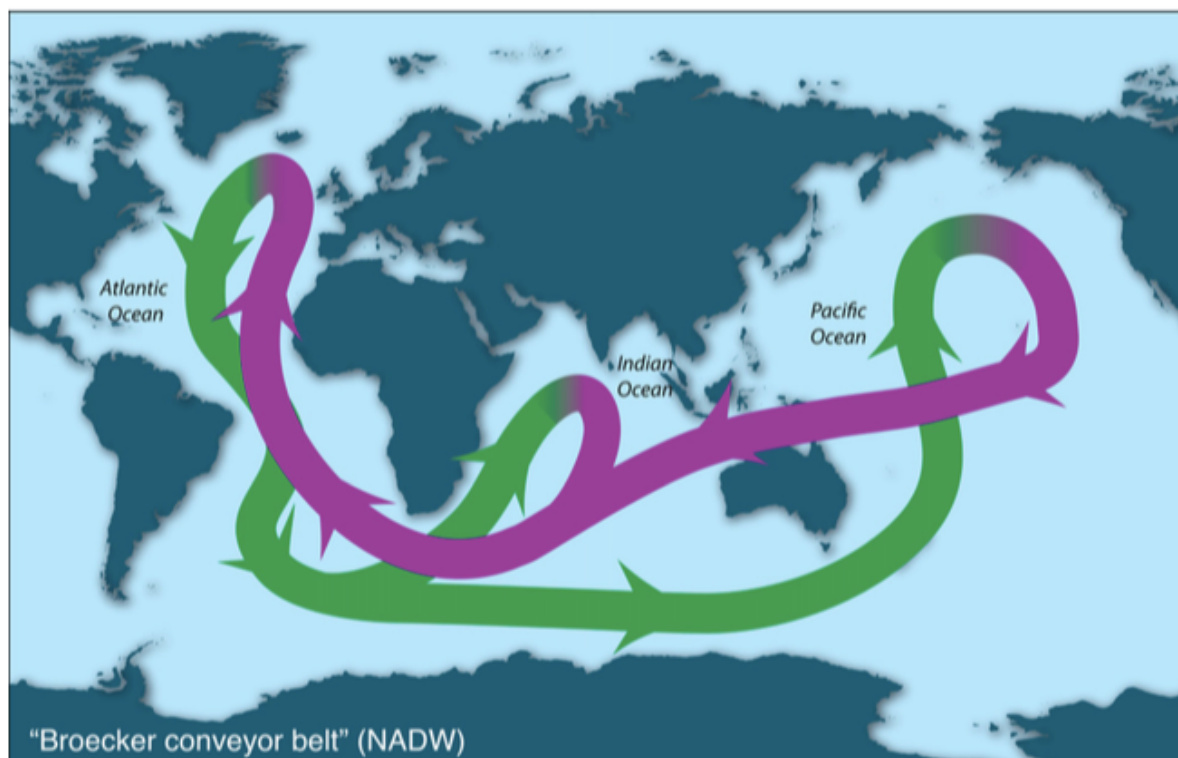
Os oceanos são estratificados em colunas de água seguindo um gradiente vertical positivo de densidade (LOZIER, 2012). No entanto, propriedades físico-químicas podem desestabilizar essa estratificação e causar um revolvimento tanto de escala local, dando origem, por exemplo, a vórtices, quanto de escala global, dando origem à Circulação Termohalina (CTH; Figura 1), que é controlada majoritariamente por diferenças entre a densidade das massas de água em função de variações em sua temperatura e salinidade ao longo do globo, de forma que um padrão de circulação tridimensional de larga escala é formado.

O ramo da Circulação Termohalina no Oceano Atlântico é, portanto, chamado de Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (CRMA; do inglês *Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC*) e consiste de um membro superior com águas quentes e salinas se deslocando para o norte e submergindo em altas latitudes como um membro inferior frio e denso se deslocando para o sul, sendo este último representado pela da Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (CHENG *et al.*, 2013; DRIJFHOUT *et al.*, 2011).

Matematicamente, a CRMA pode ser definida como o fluxo meridional de volume integrado em função da latitude e profundidade. A soma das componentes meridionais de transporte, ou seja, a soma do transporte para o Atlântico Norte (AN) com o transporte para o Atlântico Sul (AS) fornece uma medida para a força da Célula de Revolvimento Meridional (CARTON *et al.*, 2014), e estes cálculos podem ser feitos usando diferentes metodologias a depender da finalidade de cada trabalho.

Segundo Stommel (1961), a CRMA está vulnerável a flutuações no conteúdo de água doce devido ao feedback de advecção de sal, que além de afetar a distribuição de salinidade, acaba por influenciar o padrão e a força da circulação ao ser responsável, também, pela determinação da densidade das massas d'água. Desta forma, acredita-se que fluxos de água doce positivos ou negativos se deslocando para o Atlântico Norte podem se tornar fatores potencialmente desestabilizantes dos feedbacks envolvendo a CRMA (CLIMATORIBUS *et al.*, 2012; 2014; de VRIES & WEBER, 2005; STOUFFER *et al.*, 2006).

Embora a temperatura também exerça um papel significativo na densidade das massas de água que compõem a Circulação Termohalina, esta propriedade é



**Figura 1** | Esquema simplificado da Circulação Termohalina. Em magenta destaca-se o membro superior e em verde o membro inferior da circulação. (Retirado de Talley *et al.* (2011); modificado de Broecker (1978))

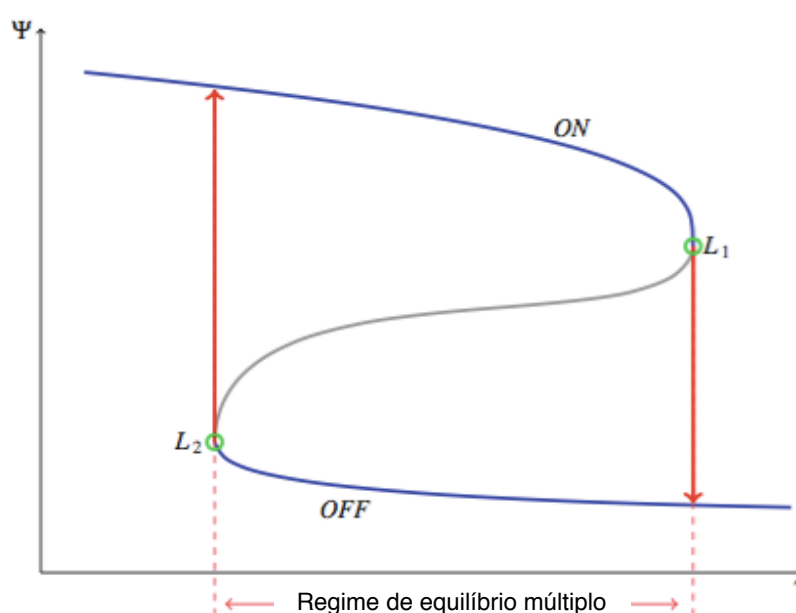
bem menos efetiva para a determinação da força da CRMA, uma vez que o transporte de calor oceânico está sujeito à diversas variações de injeção ou remoção desta variável via circulação atmosférica (den TOOM *et al.*, 2012).

O sinal do transporte meridional de água doce ( $F_{ov}$ ) na bacia do Atlântico em  $34^{\circ}\text{S}$  tem sido apontado como um bom traçador da estabilidade da CRMA, ou seja, se esta está em um regime de equilíbrio único ou múltiplo (de VRIES & WEBER, 2005, DRIJFHOUT *et al.*, 2011). Um sinal de  $F_{ov}$  ficando mais positivo ao longo do tempo, indica um regime único de equilíbrio, ou seja, o Oceano Atlântico está importando água doce em taxas normais a um sistema sem anomalias e estabilizado. Desta forma, somente um estado de CRMA forte é mais provável de ocorrer, uma vez que há uma conformidade entre a remoção e a adição de sal em função dos aportes e sumidouros.

Inversamente, um sinal de  $F_{ov}$  ficando mais negativo ao longo do tempo indica um regime múltiplo de equilíbrio, ou seja, o Oceano Atlântico está importando águas mais salinas, em função da remoção de água doce do oceano como resultado do desequilíbrio no balanço de sal. Desta forma, tanto um estado de enfraquecimento, quanto um estado de recuperação e fortalecimento da CRMA são possíveis, um a

vez que, ao se estabelecerem anomalias nos transportes de água doce em diferentes regiões do globo, estes podem ser fatores determinantes na prevenção da formação de massas de água, de modificação de suas características termohalinas, ou até mesmo na inibição completa da circulação (WEAVER *et al.*, 2012; CLIMATORIBUS *et al.*, 2012).

Os modos de variabilidade da CRMA podem ser melhor elucidados através da teoria do nodo de bifurcação em sela. Segundo Climatoribus *et al.* (2014), em um determinado ponto,  $L_1$ , o sistema que antes estava em um modo ON de CRMA vigorosa, perde a estabilidade por uma forçante anômala de água doce e entra em um modo estável de CRMA mais fraca, que é definido como o modo OFF. Se a forçante é então reduzida ou o sistema atinge um valor crítico, chega-se a um ponto em que o modo OFF perde sua estabilidade e volta ao modo ON, o que é mostrado no ponto  $L_2$ . Esta bifurcação em sela é mostrada na figura 2, abaixo, onde os modos estão dispostos pela linha azul, e a região entre  $L_1$  e  $L_2$  representa o regime de CRMA instável:



**Figura 2** | Esquema do diagrama de bifurcação em sela para a força da CRMA  $\Psi$  em função da força de uma forçante de água doce  $\gamma$ . As linhas azuis representam os dois modos estáveis ON e OFF e a linha cinza o regime de CRMA instável. Nos pontos delimitados por círculos verdes, onde estão  $L_1$  e  $L_2$ , o sistema muda de estável para instável. As linhas tracejadas vermelhas delimita o intervalo de  $\gamma$  relacionado ao regime de equilíbrio múltiplo. As setas vermelhas indicam a variação entre os modos ON e OFF respondendo a mudanças nos valores de  $\gamma$ . Modificada de Climatoribus *et al.* (2014).

Além da componente termohalina,  $F_{ov}$ , o balanço global de água doce é controlado por termos de menor escala e maior variabilidade ao redor do globo,

como: (ii) o aporte advindo de vórtices e dos giros subtropicais, i.e vindo da retroflexão da Confluência Brasil-Malvinas; (ii) o transporte de água doce através do Estreito de Bering, no Atlântico Norte; e (iii) o balanço entre o total de evaporação e precipitação somado ao aporte fluvial, sendo este último drasticamente afetado pelas mudanças globais dos últimos anos.

Diversos estudos com modelos climáticos acoplados apontam para um enfraquecimento da CRMA, embora de magnitude incerta por conta das diferentes forçantes utilizadas na configuração de cada um dos modelos e limitações na modelagem de mudanças abruptas do clima no passado. O completo encerramento da circulação, exibido por uma redução no transporte de volume ( $1Sv = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ) chegando a zero, é considerado, segundo o quinto relatório do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC; do inglês *Intergovernmental Panel on Climate Change*), como sendo pouco provável (PACHAURI *et al.*, 2014), e teria grandes impactos climáticos, uma vez que a CRMA controla grande parte dos transportes meridionais de calor e sal.

Dentre os possíveis impactos climáticos do enfraquecimento da CRMA destacam-se: (1) enfraquecimento do transporte meridional de calor (CHENG *et al.*, 2007; BRADY & OTTO-BLIESNER, 2010); (2) resfriamento no Atlântico Norte de até 8°C e aquecimento no Atlântico Sul de até 1°C (CUNNINGHAM *et al.*, 2013; BROECKER, 1988); (3) deslocamento para o sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (den TOOM *et al.*, 2012); (4) aumento do nível do mar principalmente ao longo da costa da América do Norte e Europa (DRIESSCHAERT *et al.*, 2007; BOULTON *et al.*, 2014); (5) secas prolongadas na região de Sahel, na África (BOULTON *et al.*, 2014); (6) aumento da precipitação em forma de neve no norte Europeu, juntamente com aumento da evaporação em zonas subtropicais (VELLINGA & WOOD, 2002); e (7) inibição da formação da APAN (BRODEAU & KOENIGK, 2016; ARZEL *et al.*, 2012; BIASTOCH & BÖNING, 2013).

Portanto, por contar com uma parcela significativa da regulação do clima global, bem como do transporte de propriedades físico-biogeoquímicas dos oceanos, a CRMA possui diversos mecanismos que controlam sua estabilidade, tornando o uso de modelos climáticos acoplados uma ferramenta importante no estudo e representação de tamanha complexidade, uma vez que estes funcionam como a ferramenta mais eficiente de investigação da resposta do sistema climático a diversas

forçantes, avaliação do clima passado, análise do clima presente e investigação do clima futuro, desde escalas decenais a escalas milenares (STOCKER *et al.*, 2013), além de ser considerado um método adequado para a análise de seu equilíbrio por apresentar médias condizentes com o transporte médio da CRMA que, segundo Talley (2008), é de aproximadamente 15 Sv .

No entanto, a confiança nos resultados já alcançados ainda é baixa e novas abordagens se tornam necessárias como: (1) a confirmação de que o comportamento do fluxo de água doce se mantém mais ou menos constante ao longo do Atlântico, ou seja, que o padrão apresentado em 34°S, que se configura no início do giro subtropical do Atlântico Sul, dentro de um gradiente sul-norte, se perpetua ao longo do tempo e do espaço até, por exemplo, o início do giro subtropical do Atlântico Norte em 10°N e, finalmente até a região onde ocorre a convecção profunda e formação da APAN, que está em torno de 60°N, e (2) a investigação acerca do que de fato pode ser acessado como controlador do balanço de sal em outras regiões do Atlântico.

Desta forma, esta monografia possui como hipótese principal a de que Fov é um bom índice para a determinação de colapso ou enfraquecimento da CRMA, e utiliza como método a comparação de resultados de modelos acoplados.

## 1.1 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é analisar a influência do transporte integrado de água doce na estabilidade da Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico com base da análise de dados de modelos acoplados.

Os objetivos específicos são:

- Comparação dos resultados gerados por cada modelo para séries temporais de Fov e CRMA período de no mínimo 155 anos e máximo de 355 anos (1850-2300);
- Identificação da correlação entre F<sub>ov</sub> e CRMA nas latitudes de 34°S, 10°N e 60°N;
- Identificação de sinais de possíveis consequências da estabilização ou desestabilização da circulação da CRMA;

- Avaliação de  $F_{ov}$  como um índice para determinação de colapso ou enfraquecimento da Circulação Termohalina no Oceano Atlântico.

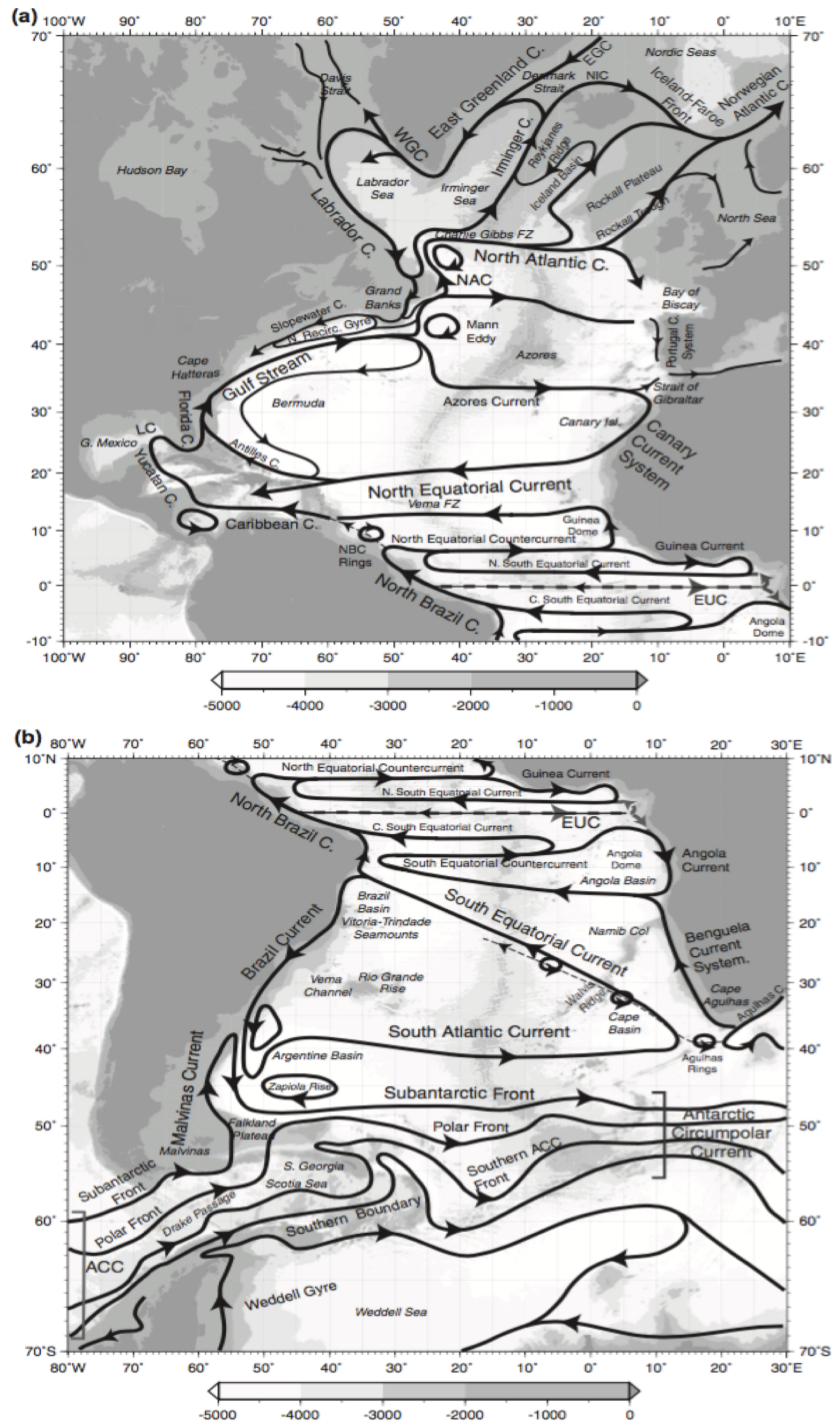
## 1.2 Estrutura da Monografia

A estrutura desse trabalho segue, na seção 2, com uma descrição e caracterização da área de estudo que, neste caso, engloba toda a bacia do Oceano Atlântico juntamente com seu sistema de correntes, massas d'água, principais rios e suas subseqüentes características Termohalinas como contribuintes para a Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico. A seção 3 traz toda a metodologia realizada para cada seção de imagens geradas, bem como breve discussão acerca da base de dados utilizada e, mais precisamente, acerca dos modelos acoplados empregados neste trabalho.

A seção 4 trata dos resultados e apresenta de forma quantitativa as séries temporais de  $F_{ov}$  e CRMA e qualitativa os resultados dos gráficos de dispersão. Já as seções 5 e 6, que compõem a discussão e a conclusão, respectivamente, argumentam acerca dos processos oceânicos e atmosféricos que acabam por corroborar a hipótese apresentada no objetivo desta monografia. Por fim, são apresentadas as referências bibliográficas.

## 2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O Oceano Atlântico (Figura 3) é caracterizado, principalmente, pela complexidade de sua circulação e pela sua importância em termos de transporte meridional de volume, calor e água doce. No oceano superficial, o transporte até aproximadamente 1000 metros acaba sendo dominado pela força e cisalhamento dos ventos, que forçam os giros subtropicais anticiclônicos e subpolares ciclônicos dos Atlântico Norte e Sul, associados às suas respectivas Correntes de Contorno Oeste (CCOs), e às correntes de leste em zonas de ressurgência. Em contraste, a circulação no oceano profundo acaba sendo controlada pelo aumento da densidade da massa de água superficial no norte do Atlântico Norte, e conseqüentemente, pela sua conversão em águas profundas e intermediárias por conta de variações nas forçantes Termohalinas (WUNSCH, 2002).



**Figura 3** | Esquema da circulação superficial do (a) Oceano Atlântico Norte e (b) Oceano Atlântico Sul segundo a Projeção em Coordenadas Geográficas até aproximadamente 1000 metros de profundidade. (Extraído de Talley *et al.* 2011).

A seguir são apresentados, de modo mais abrangente, os sistemas de correntes do Atlântico Sul, Tropical e Norte, bem como as principais massas de água sendo formadas e circulando em cada bacia, o regime fluvial mais relevante e os padrões de precipitação e evaporação meridional.



Desta forma, foi escolhido um gradiente meridional Sul - Norte por conta da maior complexidade da circulação norte-atlântica em comparação com a sul-atlântica.

## 2.1 Circulação no Atlântico Sul

O Atlântico Sul (Figura 3b), diferentemente do Atlântico Norte, não possui um giro subpolar bem definido. Desta forma, a sua circulação superficial em altas latitudes fica representada pela Corrente Circumpolar Antártica (CCA - *Atlantic Circumpolar Current*) que flui para leste, em contato também com os Oceanos Índico e Pacífico (MCCAVE *et al.*, 2014).

Seu contato a partir do Oceano Pacífico se dá pela entrada da Frente Sub-Antártica (FSA - *Subantarctic Front*) a partir da passagem de Drake, quando esta retroflete para o norte pela costa leste da América do Sul, formando a Corrente das Malvinas, que se encontra com a Corrente do Brasil na região conhecida como confluência Brasil-Malvinas, e depois segue de forma separada como a Frente das Malvinas voltando a ser chamada de Frente Sub-Antártica, que flui em direção ao Oceano Índico.

O seu giro subtropical é delimitado pelo giro tropical ao norte, e com o giro subtropical do Oceano Índico ao sul, uma vez que este aporta água quente e salina através do Vazamento das Agulhas pela borda oeste do sul da África na região do Cabo das Agulhas. O Vazamento das Agulhas é, portanto, um dos mecanismos-fonte mais importantes no transporte meridional sul-norte de volume, sal e calor, e consequentemente no estabelecimento da circulação de revolvimento do Atlântico.

Este giro é representado por um sistema formado a partir da Corrente Sul Equatorial (CSE - *South Equatorial Current*), que flui para o noroeste até encontrar a borda leste da América do Sul, onde se separa em dois ramos: a Corrente Norte do Brasil (CNB - *North Brazil Current*), que flui para o norte, e a Corrente do Brasil (CB - *Brazil Current*), que desce ao longo da costa em direção aos polos como uma corrente de contorno oeste. O giro se fecha com a Corrente do Atlântico Sul (CAS - *South Atlantic Current*), que flui para o leste e deflete para o noroeste como a CSE.

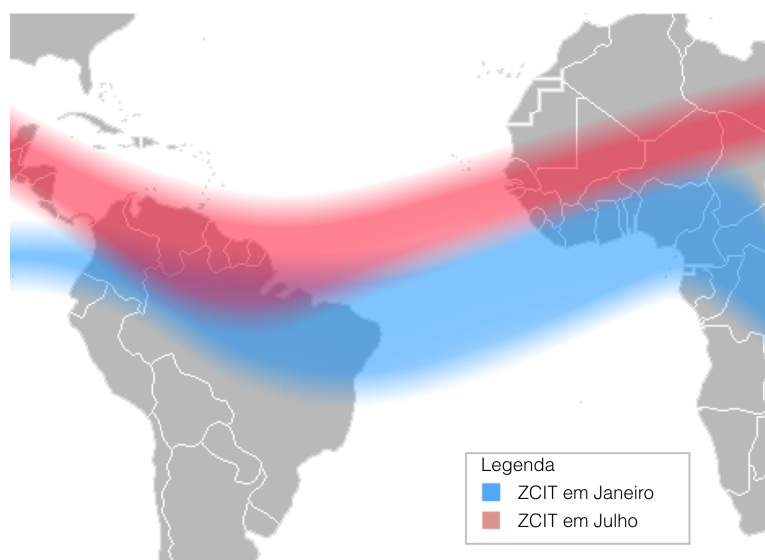
Mesmo não fazendo parte do giro subtropical do Atlântico Sul, a Corrente de Benguela, originada pela passagem da Corrente das Agulhas para o Atlântico, flui

em direção ao Equador ao longo da costa oeste da África, até encontrar a Bacia da Angola (*Angola Basin*).

## 2.2 Circulação Tropical

A circulação tropical do Oceano Atlântico, presente tanto na figura 3a, quanto na figura 3b, entre aproximadamente 10°S e 10°N, é bastante complexa, uma vez que é diretamente influenciada pela forte sazonalidade dos ventos alísios (STRAMMA & SCHOTT, 1999), pelo padrão intenso de precipitação, além da descarga significativa de grandes rios, como o Amazonas no oeste do Atlântico e o Rio do Congo no leste do Atlântico.

A alta sazonalidade nesta região acaba sendo responsável pelos padrões de deslocamento e força da Zona de Convergência Intertropical (Figura 4), que fica mais ao sul no verão do Hemisfério Sul e mais ao norte no verão do Hemisfério Norte, por conta do ciclo sazonal da temperatura da superfície do mar (CHIANG *et al.*, 2002).



**Figura 4** | Posição diferenciada da ZCIT em relação ao Oceano Atlântico em: vermelho para o mês de Julho (verão boreal) e azul para o mês de Janeiro (verão austral). Modificada de: commons.wikimedia.org

Ainda seguindo o gradiente meridional sul-norte, a circulação equatorial começa com a separação da CSE na CB e na CNB. No equador, o fluxo que veio da corrente de Benguela e defletiu pela bacia de Angola, retorna para o leste sobre a forma da CCSE, que está associada com a ZCIT no Hemisfério Sul. Parte da CCSE

se divide então em dois ramos. O ramo sul continua seu percurso, retornando à bacia da Angola, enquanto que o ramo norte deflete para o noroeste, dando origem à Corrente Sul Equatorial Central (CSEC), que acaba se juntando à CNB, fechando um giro sul equatorial ciclônico.

Em aproximadamente 7°N, a CNB deflete para o leste, dando origem à Contra-Corrente Norte Equatorial (CCNE), associada com a forçante da formação da ZCIT no Hemisfério Norte. Ao chegar à costa oeste da África, a CCNE se separa em um ramo sul, dando origem à Corrente da Guiné e um ramo norte que retorna à borda leste do Continente Americano, na região do Domo da Guiné. A Corrente da Guiné segue pela costa da África, retornando sob a forma da Corrente Norte Equatorial Sul (CNES), fechando um giro norte equatorial ciclônico.

Já ao longo do Equador, se estabelece a Subcorrente Equatorial (SE; EUC na figura 3), que segue na direção leste, contribuindo para o desenvolvimento de um gradiente de temperatura entre os dois limites zonais do Atlântico, semelhante ao desenvolvido no Oceano Pacífico, mas em escala bem menor (CHIANG & VIMONT, 2004).

## **2.3 Circulação no Atlântico Norte**

O sistema de correntes do Atlântico Norte conta com a existência tanto de um giro subtropical, quanto de um giro subpolar. O seu giro subtropical se desenvolve de forma mais complexa do que no Atlântico Sul, sendo dividido em quatro sistemas principais: (1) Corrente do Golfo, (2) Corrente das Canárias, (3) Corrente de Portugal e (4) Corrente do Atlântico Norte (CAN). Já o seu giro subpolar acaba sendo extremamente dependente da topografia por estar limitado à uma região estreita e sem muita contribuição do vento como forçante da circulação (figura 2b).

### **2.3.1 Giro Subtropical**

O sistema da Corrente do Golfo começa a ser gerado a partir da entrada pelo Mar do Caribe da Corrente Norte Equatorial (CNE) e da Corrente do Caribe, gerada como resultado da propagação dos vórtices da CNB para o noroeste do Atlântico, depois que esta deflete para formar a CCNE. A Corrente do Caribe então segue para

o norte como uma CCO pela costa de Honduras, passando pelo Canal de Yucatan, onde recebe o nome de Corrente de Yucatan. Ao entrar no Golfo do México, passa a ser chamada de Corrente de Loop, e segue pela costa da Flórida, onde vira a Corrente da Flórida e, por fim, a Corrente do Golfo.

A Corrente do Golfo se divide então em três ramos, dos quais o primeiro forma a Corrente das Antilhas, que retorna em um giro anticiclônico, o segundo segue para o norte e o terceiro segue para o leste como a Corrente de Açores. Quando esta última chega à costa noroeste da África, uma parte é importada como água superficial para o Mar Mediterrâneo a outra parte desce, dando origem ao sistema da Corrente das Canárias, que entre 20°N e 25°N passa a fluir em direção ao Mar do Caribe, se juntando com a CNE e fechando um primeiro subgiro do giro subtropical.

A parte da Corrente do Golfo que segue para o norte acaba se subdividindo novamente na região entre 40°N e 45°N. Um ramo segue para o leste e, ao encontrar a costa de Portugal, forma o sistema da Corrente de Portugal, que flui para o sul; e o outro ramo continua viajando em direção ao Norte, dando origem à CAN. Chegando na Zona da Fratura Charlie-Gibbs, em 52°N, a CAN se subdivide em três ramos principais, os quais dois seguem para o norte e passam a alimentar tanto o giro subpolar, quanto os Mares Nórdicos. O ramo da Corrente do Atlântico Norte que continua a fluir para o leste, deflete para o sul na região da Passagem de Rockfall, fechando o giro (figura 3b).

### **2.3.2 Giro Subpolar**

Devido à limitação topográfica imposta pela Cordilheira de Reykjanes (figura 2b), o giro subpolar do Atlântico Norte é dividido em dois membros, o oeste e o leste. O membro oeste corresponde a um giro ciclônico dentro dos Mares do Labrador e de Irminger e é alimentado por um dos ramos da CAN que penetra a bacia da Islândia, meandra para o sudoeste pela Cordilheira de Reykjanes, depois para o norte como a Corrente de Irminger, meandrando novamente para o sudoeste como a Corrente Leste da Groenlândia, contornando a costa até chegar ao Mar de Labrador, onde contorna a costa leste do Canadá como a Corrente do Labrador. Parte deste giro também é alimentada por fluxos advindos dos Estreitos de Davis e da

Dinamarca, enquanto que a outra parte se desloca para o sul pela região de Newfoundland.

O membro leste, que está compreendido na região dos Mares Nórdicos, também é alimentado pela CAN, tanto pelo ramo que segue para formar o membro oeste, quanto pelo ramo que segue pela Passagem de Rockfall. Estes dois, ao seguir para nordeste, acabam se juntando para formar a Frente Faroé-Islândia nos Mares Nórdicos e seguem em direção à costa da Noruega como a Corrente Atlântica da Noruega, que se desvia para o oeste e ao encontrar a costa da Groenlândia, e então junta-se à Corrente da Groenlândia, fechando um grande giro subpolar (TALLEY *et al.*, 2011).

## 2.4 Massas de Água

As massas d'água do Oceano Atlântico podem ser, de acordo com níveis verticais fixos, classificadas em superficiais, intermediárias, profundas e de fundo e possuem, cada uma, uma assinatura própria de parâmetros físico-químicos que coincidem com a sua região de formação, sendo caracterizadas, portanto, por índices termohalinos (salinidade, temperatura e densidade) e por suas concentrações de oxigênio e nutrientes (TALLEY *et al.*, 2011).

Embora sejam bastante características, algumas massas d'água podem contribuir na formação de outras durante o seu percurso pelo oceano, enquanto que outras, principalmente as águas superficiais, desaparecem quando atingem uma determinada latitude, por não conseguirem se sustentar mantendo suas características Termohalinas.

A seguir, serão definidas e caracterizadas as massas de água mais importantes do Oceano Atlântico, que também estão dispostas de forma sumarizada ao final desta seção na tabela 1.

As massas de água superficiais do Atlântico, que possuem maior relevância na Circulação Termohalina, são as Águas Centrais, a Água Tropical e a Água Modal Subpolar.

As águas centrais do Atlântico, assim como o nome sugere, se localizam no centro do oceano e possuem profundidade média de 300m no Equador, aumentando à medida em que chegam a latitudes médias. A ACAS é formada na Zona de

Convergência Subtropical do Atlântico Sul com densidade de  $1026,2 \text{ kgm}^{-3}$ , entre  $30-40^{\circ}\text{S}$  e possui uma cobertura do Equador até aproximadamente  $30^{\circ}\text{S}$ , mas pode se estender até pouco mais ao norte com temperatura variando entre  $6^{\circ}\text{C}$  a  $18^{\circ}\text{C}$  e salinidade entre 34,5 e 36. No outro hemisfério, a ACAN ocupa a área entre  $10^{\circ}\text{N}$  a  $40^{\circ}\text{N}$  e é formada na Zona de Convergência Subtropical do Atlântico Norte durante o inverno boreal, com densidade de  $1027,2 \text{ kgm}^{-3}$ . Sua temperatura varia entre  $8^{\circ}\text{C}$  a  $19^{\circ}\text{C}$  e sua salinidade é maior que a da ACAS, variando entre 35,1 e 36,7 (TALLEY (2011)).

Acima das Águas Centrais, entre os 200 metros de profundidade e próximas às latitudes tropicais, está a Água Tropical, que consiste de toda massa de água com temperaturas acima de  $20^{\circ}\text{C}$  e salinidade maior que 36 (PEREIRA *et al.*, 2014).

Por fim, a Água Modal Subpolar (AMSP) é formada de águas modais densas ao norte do giro subtropical e no giro subpolar do Atlântico Norte e possui características diferenciadas a depender da região onde é formada, com densidade de  $26,9 \text{ kgm}^{-3}$  na região leste de Newfoundland e  $1027,8 \text{ kgm}^{-3}$  no Mar do Labrador e temperaturas variando de  $4^{\circ}\text{C}$  a  $14^{\circ}\text{C}$ . A AMSP mais quente é formada ao norte do giro subtropical do Atlântico Norte, com temperatura de  $14^{\circ}\text{C}$  e densidade de  $1026,9 \text{ kgm}^{-3}$ , seguindo a CAN. À medida que a CAN se move para o leste, a sua AMSP perde calor, chegando aos  $11^{\circ}\text{C}$  e  $1027,2 \text{ kgm}^{-3}$ . Quando a CAN se move para o norte, subdivide-se em três ramos que formam, cada um, a sua própria AMSP. A mais importante dessas é a formada no Mar de Irminger, que contribui para a formação da Água do Mar do Labrador e a Água do Mar de Irminger, bem como a Água Profunda do Atlântico Norte quando esta chega a temperaturas abaixo de  $4^{\circ}\text{C}$  (MCCARTNEY & TALLEY, 1982; HANAWA & TALLEY, 2001).

Abaixo das águas superficiais, em profundidades entre 500-2000m, estão localizadas as três águas intermediárias do Atlântico: A Água do Mar do Labrador (AML), a Água do Mediterrâneo (AM) e a Água Intermediária Antártica (AIA).

Dentre essas, apenas a AM possui alta salinidade, uma vez que é formada em uma região com balanço positivo de sal, ou seja, onde a evaporação excede a precipitação/aporte fluvial. A AML e a AIA são ambas caracterizadas por sua baixa salinidade e temperatura, em decorrência da sua formação em zonas subpolares e com balanço negativo de sal. Portanto, a densidade relativamente baixa adquirida

por conta do balanço alta salinidade/alta temperatura ou baixa salinidade/baixa temperatura, resulta na localização intermediária destas massas de água.

A Água do Mar do Labrador é um dos dois produtos da circulação ciclônica da AMSP no Atlântico Norte e se torna uma das contribuintes para a formação da Água Profunda do Atlântico Norte. Devido ao seu processo de formação no Mar do Labrador e sua pouca idade em relação às outras massas d'água intermediárias, a AML possui vorticidade potencial mínima e concentração alta de gases traço de águas com formação recente, além de baixa temperatura entre 3,3°C - 3,4°C, baixa salinidade entre 34,84 - 34,89, e densidade potencial entre 1027,76 - 1027,78 kgm<sup>-3</sup> (TALLEY & MCCARTNEY, 1982).

A Água do Mediterrâneo pode ser facilmente observada como uma língua de alta salinidade saindo do Estreito de Gibraltar e formando um gradiente que diminui à medida que a AM vai se misturando à água ambiente. Assim como a AML, a Água do Mediterrâneo contribui para formação da APAN, que carrega uma assinatura considerável de salinidade por conta desta contribuição. A AM entra no Atlântico com salinidade de 38,4 e densidade de 1028,95 kgm<sup>-3</sup>, também contribuindo em cerca de 30% para a alta salinidade característica do Atlântico Norte (CANDELA, 2001).

Finalmente, a Água Intermediária Antártica, assim como a AML, possui baixa salinidade, variando entre 34,2 e 34,4. A AIA é formada na região da Zona da Frente Polar Antártica e entra no Atlântico se deslocando pela costa leste do Brasil até que deflete para o leste na região da Confluência Brasil-Malvinas, sendo carregada pelo giro subtropical e retornando à costa da América pela CNB. Esta massa de água distribui-se desde aproximadamente 40°S até 30°N no Oceano Atlântico, com temperatura variando entre 3°C - 5°C e densidade entre 1027,1 - 1027,3 kgm<sup>-3</sup>. Durante seu percurso, vai ganhando temperatura e salinidade e, desta forma, conserva a sua profundidade (SANTOSO & ENGLAND, 2004).

Já as massas d'água profundas e de fundo são as mais densas do oceano, e no Atlântico são representadas pela Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), a Água Antártica de Fundo (AAF) e as Águas de Transbordo dos Mares Nórdicos (ATMN).

As ATMN são massas de água formadas nas altas latitudes do Atlântico Norte e que, por conta da limitação topográfica promovida pela região entre a Groenlândia, Islândia e Escócia, acabam sendo barradas e entram no oceano em níveis mais

rasos do que entrariam, por conta da sua alta densidade, se não houvesse tamanha limitação. Mesmo assim, contribuem de forma decisiva na formação da APAN, compondo o ramo mais denso da Água Profunda do Atlântico Norte. Os principais canais, por onde essas águas transbordam, são: (1) O estreito da Dinamarca à oeste, onde se forma a Água de Transbordo do Estreito da Dinamarca (ATED); e (2) o Canal do Banco de Faroé a leste, onde se forma a Água de Transbordo da Escócia-Islândia (ATEI).

Em relação aos índices termohalinos, a ATED possui temperatura variando entre  $-0,18^{\circ}\text{C}$  -  $0,17^{\circ}\text{C}$ , salinidade entre 34,66 - 34,88 e densidade entre  $1027,82$  -  $1028,02 \text{ kgm}^{-3}$ . Enquanto que a ATEI possui temperatura variando entre  $-0,5^{\circ}\text{C}$  -  $3^{\circ}\text{C}$ , salinidade entre 34,87 - 34,90 e densidade entre  $1027,8$  -  $1028,02 \text{ kgm}^{-3}$  (SAUNDERS, 2001).

A Água Profunda do Atlântico Norte é, em termos de sustentação da Circulação Termohalina, a massa de água profunda mais importante, pois representa quase que em sua totalidade o ramo profundo da CRMA, regulando a temperatura do oceano à medida que é carregada do Atlântico Norte para o Atlântico Sul pela Corrente Profunda de Contorno Oeste (CPCO) com temperatura variando entre  $3$  -  $4^{\circ}\text{C}$  salinidade entre 34,6 - 35 (PEREIRA *et al.*, 2014).

A APAN possui três ramos marcados por um máximo de salinidade no ramo superior e máximos de oxigênio nos dois ramos mais profundos, sendo que cada um de seus ramos leva a assinatura da massa de água que contribuiu para a sua formação. Uma vez que é formada em altas latitudes com participação dos fluxos das Águas de Transbordo dos Mares Nórdicos e da Água do Mar do Labrador, a APAN possui baixa temperatura e concentrações altas de oxigênio, já que as ATMN e a AML são massas de água de formação recente. Por outro lado, a salinidade relativamente alta do ramo superior pode ser explicada pela contribuição da Água do Mediterrâneo (STRAMMA & ENGLAND, 1999).

Finalmente, no Hemisfério Sul, mas também em altas latitudes, é formada a Água Antártica de Fundo, que também conta como um importante componente da CTH global. A AAF é formada primeiramente como a Água de Plataforma Densa (APD), que perde flutuabilidade por conta da interação com as plataformas de gelo nos Mares de Weddel, Ross e fora da costa de Adélie (OHSHIMA *et al.*, 2013) e, por isso, é identificada no Atlântico como a massa de água mais fria, chegando a



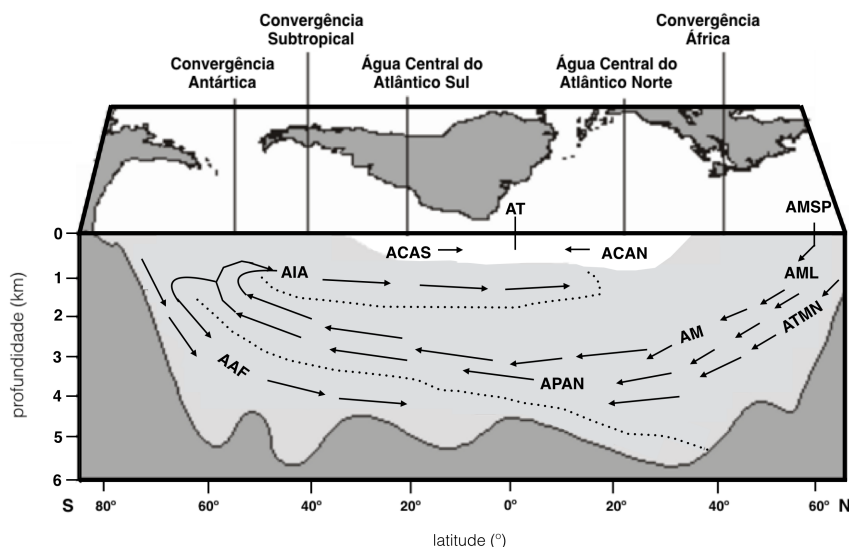
aproximadamente menos de 2°C (STRAMMA & ENGLAND, 1999). Sua densidade é considerada neutra, de aproximadamente 1028,87 kgm<sup>-3</sup>, e sua salinidade é de cerca de 34.8 (PURKEY & JOHNSON, 2013).

**Tabela 1** | Lista de Massas de Água do Oceano Atlântico juntamente com seus índices termohalinos e referências de onde estas foram encontradas.

Sigla	Nome Completo	Temperatura (°C)	Salinidade	Densidade (kgm <sup>-3</sup> )	Referências
ACAS	Água Central do Atlântico Sul	6-18	34,5-36	1026,2	Talley <i>et al.</i> , 2011
ACAN	Água Central do Atlântico Norte	8-19	35,1-36,7	1027,2	Talley <i>et al.</i> , 2011
AT	Água Tropical	>20	>36	<1025,7	Pereira <i>et al.</i> , 2014
AMSP	Água Modal Subpolar	4-14	n.e.	1026,9 - 1027,8	Hanawa & Talley, 2001
AML	Água do Mar do Labrador	3,3-3,4	34,84-34,89	1027,76 - 1027,78	Talley & McCartney, 1982
AM	Água do Mediterrâneo	n.e.	38,4	1028,95	Candela, 2001
AIA	Água Intermediária Antártica	3-5	34,2-34,4	1027,1 - 1027,3	Santoso & England, 2004
ATMNs	Águas de Transbordo dos Mares Nórdicos				
ATED	Água de Transbordo do Estreito da Dinamarca	-0,18-0,17	34,66-34,88	1027,82 - 1028,02	Saunders, 2001
ATEI	Água de Transbordo da Escócia-Irlanda	-0,5-3	34,87-34,9	1027,8 - 1028,02	Saunders, 2001
APAN	Água Profunda do Atlântico Norte	3-4	34,6-35	>1027,53	Pereira <i>et al.</i> , 2014
AAF	Água Antártica de Fundo	<2°C	34,8	1028,87	Purkey & Johnson, 2013

OBS: Os valores dos índices termohalinos aqui apresentados são aproximados

As massas de água do Atlântico possuem, portanto, índices termohalinos e assinatura biogeoquímica característica da sua região de formação que determinam sua posição vertical na coluna d'água, e que, com isso, contribuem para a regulação e distribuição de calor, salinidade, oxigênio e nutrientes nos oceanos. Seu padrão de distribuição pode ser observado na figura 5 abaixo, que exhibe as principais massas d'água do Atlântico de acordo com a variação da sua profundidade em relação à latitude. De um modo geral, a AAF, a AIA e a ACAS se formam no Atlântico Sul, enquanto que a APAN, a AMSP, a AML, as ATMNs, a AM e a ACAN são formadas no Atlântico Norte e seguem de sua região de formação nos dois hemisférios em direção ao Equador.



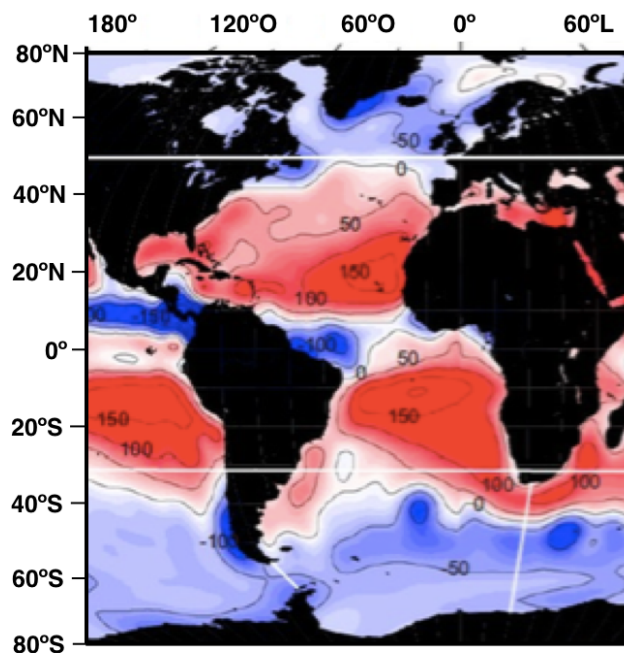
**Figura 5** | Distribuição das principais massas de água do Oceano Atlântico. Modificada de: [http://cursos.unisantabr.com.br/oceanografia/correntes\\_marinhas/Image11.gif](http://cursos.unisantabr.com.br/oceanografia/correntes_marinhas/Image11.gif)

## 2.5 Padrões de Precipitação e Evaporação

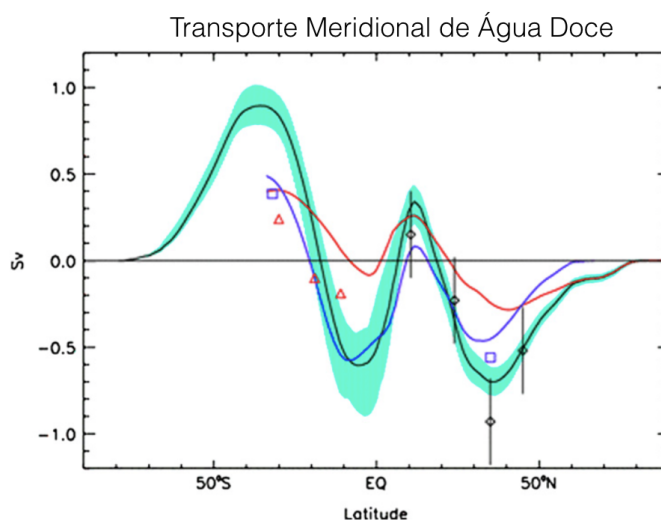
O balanço do sal no oceano é função, em grande parte do balanço entre a precipitação somada ao aporte fluvial e à evaporação, sendo extremamente importante para a compreensão da variação meridional no transporte de água doce do Oceano Atlântico e, como consequência, da CRMA. O aporte fluvial do Atlântico já foi comentado na seção da Circulação Tropical, onde os Rios Amazonas e do Congo servem como um aporte de água doce no sistema, juntamente com outros rios menores. Já a precipitação e evaporação seguem um padrão diferenciado, com evaporação superando a precipitação na zona subtropical, onde se localizam os giros subtropicais. O contrário ocorre entre 10°S e 10°N, associado à região da ZCIT (figura 6).

A figura 7 mostra a uma certa compatibilidade entre as regiões onde há transporte positivo de água doce, com as regiões de maior precipitação, e entre as regiões onde há transporte negativo de água doce, com as regiões de maior evaporação, sugerindo que os padrões de precipitação e evaporação do oceano influenciam no transporte meridional de água doce.

Devido à esta conformidade entre a precipitação e a evaporação com o fluxo de água doce e, conseqüentemente com a CRMA, mudanças significativas na temperatura podem alterar indiretamente o balanço de sal na camada de mistura por provocar uma maior perda ou ganho de fluabilidade.



**Figura 6** | Evaporação menos precipitação (E-P) (cm/ano), com base em dados médios anuais climatológicos (1979 - 2005) do Centro Nacional de Previsão Ambiental da NOAA. A precipitação líquida é representada em azul e a evaporação líquida é representada em vermelho. Modificada de Talley *et al.* (2011).



**Figura 7** | Transporte meridional de água doce (Sv). Valores positivos indicam adição de água doce no oceano e valores negativos indicam remoção de água doce do oceano. As incertezas nas estimativas globais são dadas em verde e os símbolos nas barras de erro mostram estimativas de transporte direto de Bryden e Imawaki (2001). As linhas preta, azul e vermelha representam o fluxo de água doce somado ao aporte fluvial para todo o globo, para o Atlântico e para o Indo-Pacífico, respectivamente. Estimativas diretas são representadas por símbolos de diamante, triângulos e quadrados, também respectivamente para o globo, Atlântico e Indo-Pacífico. Extraído de Large & Yeager (2009).

Confirmando esta hipótese, o quinto relatório do IPCC prevê o aumento global na temperatura nos próximos anos, implicando, principalmente, no aumento da evaporação nas latitudes médias e no derretimento de gelo em zonas subpolares

associado à redução da precipitação em forma de neve, o que dificulta a formação de calotas e mantos de gelo perenes. Embora o primeiro seja mais significativo, resultando no aumento da salinidade do oceano, o segundo interfere diretamente na convecção profunda e é apontado como um possível contribuinte para a redução do transporte meridional de água doce (PACHAURI *et al.*, 2014).

### 3 METODOLOGIA

#### 3.1 Base de Dados

Foram utilizadas saídas de 4 modelos selecionados da base de dados do CMIP5, que reúne uma série de modelos climáticos acoplados e reformulados desde à terceira fase do projeto, CMIP3. Taylor *et al.* (2012), define o projeto como sendo um design experimental com intervalo de 5 anos (2008-2013) para modelagem de mudanças climáticas, focando principalmente na avaliação da previsibilidade do clima ao longo de escalas temporais longas e na detecção das causas de vieses entre os modelos e seus resultados, ainda que estes apresentem forçantes similares.

Os dados de salinidade e velocidade para o Oceano Atlântico foram então processados e analisados dentro de simulações históricas e dos cenários de clima futuro RCP (Caminhos de Concentração Representativa; do inglês *Representative Concentration Pathways*). Para este trabalho foram usados os cenários RCP4.5 e RCP8.5, que revelaram uma melhor cobertura para estudos relacionados à CRMA, uma vez que se apresentam como cenários realistas dentre as condições climáticas atuais e as possibilidades de mitigação de danos futuros (CHENG *et al.*, 2013).

As simulações históricas compõem uma tentativa de representar um histórico de dados climáticos, enquanto que os cenários RCP investigam o clima futuro de acordo com as emissões de gases de efeito estufa, uso do oceano e da terra, e sua consequência no sistema climático e são identificados por sua forçante radioativa total no ano de 2100 referente ao ano de 1975. O cenário RCP4.5, definido por uma forçante radioativa de aproximadamente  $4.5 \text{ Wm}^{-2}$ , representa a simulação do estado climático futuro com emissões de, por exemplo, gases de efeito estufa, atingindo um pico no ano 2040, a partir do qual começam a se estabilizar, caracterizando-se como o cenário mais conservativo e realista. Já o cenário RCP8.5,

definido por uma forçante radioativa total de aproximadamente  $8.5 \text{ Wm}^{-2}$ , representa o cenário climático futuro com aumento gradativo das emissões até o final da série temporal, ou seja, sem atingir um pico até o ano de 2100, sendo pouco provável de representar a realidade por ser mais pessimista.

A força da CRMA foi calculada através do transporte meridional máximo integrado verticalmente entre as latitudes de  $30^{\circ}\text{N}$  e  $65^{\circ}\text{N}$ , onde o transporte de água doce é considerado mais forte no Oceano Atlântico Norte. Não foram consideradas latitudes abaixo das citadas ou no Hemisfério Sul por estas serem componentes menos significativas em termos de velocidade de transporte de água doce, além de sofrerem pouca variabilidade temporal.

Já  $F_{ov}$  foi calculado a partir do transporte meridional de água doce integrado verticalmente nas latitudes  $34^{\circ}\text{S}$ ,  $10^{\circ}\text{N}$  e  $45^{\circ}\text{N}$  para avaliar o sinal do  $F_{ov}$  desde a sua entrada no Oceano Atlântico até a região de formação da APAN e averiguar, portanto, se  $F_{ov}$  é um fator significativo na determinação da estabilidade de Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico.

### 3.2 Modelos utilizados

Os modelos utilizados neste trabalho (ACCESS1.0, CanESM2, GFDL-CM3 e NorESM1-ME) são componentes da base de dados do CMIP5 e possuem acesso irrestrito à comunidade científica. Cada modelo se difere em relação a características como: a sua resolução, suas forçantes, centro de desenvolvimento, e presença de dados que incluem componentes do sistema climático, tais como a atmosfera, aerossóis, química da atmosfera, superfície terrestre, biogeoquímica do oceano e gelo marinho.

O primeiro modelo, o ACCESS1.0 (*Australian Community Climate and Earth System Simulator Coupled Model version 1.0*), desenvolvido pela Organização de Bem-comum de Pesquisa Industrial e Científica (CSIRO - *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation*) em parceria com o Escritório de Meteorologia da Austrália (BOM - *Bureau of Meteorology Australia*), possui dados com duração de 1850 até 2100 e, embora possua alta cobertura nas altas latitudes e no Equador, não possui componentes que incluem a química da atmosfera e a biogeoquímica do oceano, enquanto que a falta do último conjunto de dados não apontaria mudanças significativas nos resultados desse modelo em relação aos demais, o primeiro

influencia diretamente na forma de aferir o transporte de calor atmosférico, uma vez que este é dependente da determinação da concentração de substâncias químicas presentes na atmosfera.

Já o CanESM2 (*Canadian Earth System Model 2*), desenvolvido pelo Centro Canadense de Modelagem e Análise Climática (CCCma - *Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis*), possui duração de 1850 a 2300, todos os compartimentos do sistema ambiental e resolução mediana em comparação aos outros modelos.

O modelo GFDL-CM3 (*Geophysical Fluid Dynamics Laboratory - Coupled Model 3*), desenvolvido pelo Laboratório de Geofísica de Dinâmica de Fluidos (GFDL - *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*) da Administração Nacional de Oceano e Atmosfera (NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*), possui duração de 1860 a 2300 e a melhor resolução dentre os modelos. No entanto, não inclui saídas referentes à biogeoquímica do oceano, o que, de fato, não influencia de forma significativa em resultados de circulação de larga escala.

Finalmente, o NorESM1-ME (*Norwegian Earth System Model 1 - medium resolution with capability to be fully emission driven*), desenvolvido pelo Centro Norueguês do Clima (NCC - *Norwegian Climate Centre*), possui duração entre 1850 e 2100, todos os compartimentos do sistema ambiental, embora possua uma baixa resolução em regiões de alta variabilidade, além de computar valores de circulação profunda muito mais baixos do que os da circulação superficial.

Dos 4 modelos o ACCESS1.0, o CanESM2 e o GFDL-CM3 são classificados como sendo do tipo de grade B, enquanto o NorESM1-ME é do tipo de grade C. Maiores detalhes sobre os componentes e outras características de cada modelo estão organizados na tabela 2.

Na realização dos cálculos foram utilizados três *outputs* diferentes. Especificamente para as funções de corrente de CRMA foi utilizada a variável da função de corrente do revolvimento oceânico de massa, com saída variando entre “msfyyz” para os modelos ACCESS1.0 e GFDL-CM3 e “msftmyz” para os modelos CanESM2 e NorESM1-ME. Já para o cálculo das séries temporais de  $F_{ov}$  foram usadas as variáveis “so”, que representa a média anual da salinidade do oceano em PSU, e “vo”, que representa a média anual da componente meridional velocidade do oceano em  $ms^{-1}$ .

**Tabela 2 | Lista de todos os modelos utilizados e suas características.**

Modelos	Forçantes	Tipo de Grade	Instituição	Duração		Atmosfera	Aerosol	Química da Atmosfera	Superfície Terrestre	Oceano	Biogeoquímica do Oceano	Gelo Marinho
				Histórico	RCP							
ACCESS10	GHG, Oz, SA, Si, Vi, BC, OC	B	CSIRO-BOM	1850-2005	2006-2100	2006-2100	(1) Nome do Componente ou tipo (2) Grade Horizontal (3) Resolução Horizontal (4) Número de níveis verticais	(1) Nome do Componente ou tipo (2) Resolução Horizontal (3) Número de Níveis	(1) Nome do Componente Horizontal (2) Resolução Horizontal (3) Número de níveis verticais	(1) Nome do Componente (2) Grade Horizontal (3) Resolução Horizontal	(1) CICE4.1 (2) 1.0° OL/NS, tripolar ao norte de 65°N, refinamento horizontal para 1/3° de 10°S-10°N (3) 50	(1) CICE4.1 (2) 1.0° OL/NS, tripolar ao norte de 65°N, refinamento horizontal para 1/3° de 10°S-10°N (3) 50
CanESM2	GHG, Oz, SA, Si, Vi, BC, OC, LU	B	CCCma	1850-2005	2006-2300	2006-2100	(1) CanAM4 (2) Espectral T63 (3) — (4) 35	(1) Incluído (1) Componente Interativa	(1) CLASS2.7 CTEM	(1) CanOM4 e CMOC1.2 (2) 256x182 (3) 40	(1) Não implementado (1) CMOC1.2	(1) CanSIM1 (2) Espectral T63
GFDL-CM3	GHG, Oz, SA, Si, Vi, BC, OC, MD, SS	B	NOAA/GFDL	1860-2005	2006-2300	2006-2100	(1) AM3 (2) ~200km (3) — (4) 48	(1) Incluído (1) Componente Interativa	(1) LM3 (2) — (3) 48	(1) MOM4 (2) 1° tripolar 360x200 (3) 50	(1) Não Implementado	(1) SIS (2) — (3) 1° tripolar 360x200
NorESM1-ME	GHG, Oz, SA, Si, Vi, BC, OC	C	NCC	1850-2005	2006-2100	2006-2100	(1) CAM4-Oslo (2) — (3) 2.5° OL/1.9° NS (4) 26	(1) CAM4-Oslo	(1) CLM4	(1) MICOM (2) 1.125° ao longo do equador (3) 53	(1) HAMOCC	(1) CICE4

Descrição das forçantes | GHG = Gases de efeito estufa; Oz = Ozônio (Troposférico + Estratosférico); SA = Sulfato Antropogênico (efeitos diretos e indiretos); SI = Irradiância; VI = Aerossol Vulcânico; BC = Carbono Negro; OC = Carbono Orgânico, LU = Mudança no Uso da Terra; MD = Poeira Mineral; SS = Sal Oceânico.

Descrição dos Institutos | CSIRO-BOM = Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation e Bureau of Meteorology Australia; CCCma = Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis; NOAA/GFDL = NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory; NCC = Norwegian Climate Centre

OL\* = Oeste/Leste, referente à longitude  
NS\* = Norte/Sul, referente à latitude

FONTE: <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/> e Stocker *et al.* 2013

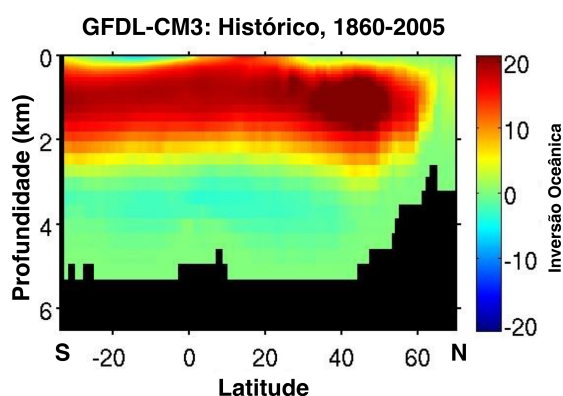
Desta forma, embora cada modelo seja distinto, a comparação qualitativa de seus resultados é estabelecida como metodologia, tanto para avaliação dos modelos, quanto para a avaliação da hipótese, uma vez que, se com composição de dados tão diferenciados é possível se estabelecer uma correlação, a esta pode ser atribuída uma confiança maior.

### 3.4. Mapas de Função de Corrente

Os gráficos de função de corrente da CRMA foram plotados considerando o intervalo de latitude entre 34°S e 65°N. A CRMA foi calculada em Sverdrups (1Sv =  $10^6$  m<sup>3</sup>/s), usando a densidade de referência de 1025 kg/m<sup>3</sup>. A função de corrente é uma variável já presente na base de dados e não foi necessária a formulação de uma equação para calculá-la, somente o processamento das saídas de modelo para esta variável, como é mostrado abaixo. O exemplo de um tipo de mapa de função de corrente é apresentado pela figura 8 ao final desta subseção.

1. Definir a variável da função de corrente para cada experimento, bem como a forma da saída de latitude ('rlat' ou 'lat');
2. Definir o número da bacia para retirar todas, exceto o Oceano Atlântico;
3. Ler os dados de função de corrente, latitude, profundidade e tempo no MATLAB;
4. Definir a CRMA e converter de transporte de massa (kgs<sup>-1</sup>) para m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> e então para Sverdrups;
5. Converter a unidade temporal para anos;
6. Calcular a média da CRMA para todos os anos do histórico;
7. Calcular a média da CRMA para os últimos 20 anos do cenário RCP 4.5 de:
  - 7.1. 2081 a 2100 nos modelos que duram até 2100;
  - 7.2. 2281 a 2300 nos modelos que duram até 2300;
8. Calcular a média da CRMA para os últimos 20 anos do cenário RCP 8.5 (de 2081-2100);
9. Legendar os eixos de profundidade e latitude e plotar;
10. A figura seguinte é o exemplo:





**Figura 8** | Exemplo do mapa da média histórica do modelo GFDL-CM3. A barra de cor apresenta a força da CRMA de -20Sv a 20Sv, sendo que os valores negativos representam transporte para sul e valores positivos transporte para o norte. O eixo x representa a latitude a partir do Hemisfério Sul (34°S) à esquerda até o Hemisfério Norte (65°N) à direita.

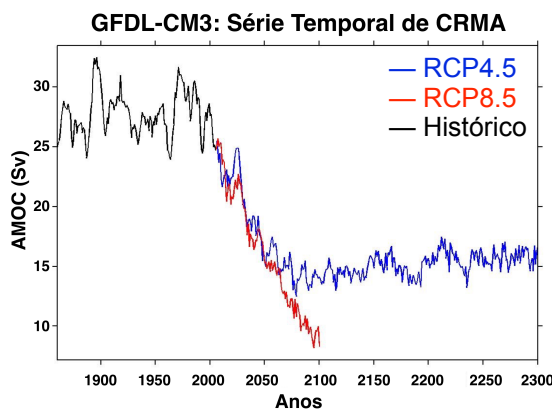
### 3.5 Séries Temporais de CRMA

Para criação das figuras de séries temporais da CRMA (Figura 9), o máximo do valor da função de corrente é calculado para cada ano e plotado contra o tempo. Este máximo corresponde ao intervalo latitudinal entre 30°N e 65°N, onde a força da CRMA é maior. A inclusão de um intervalo maior compreendendo todo o atlântico somente diminuiria os valores de transporte, mas não a tendência apresentada nos resultados.

Os passos a seguir também se aplicam ao modelo GFDL-CM3, no entanto, o intervalo temporal das simulações históricas não é equivalente aos dos outros modelos, que vão de 1850-2005, uma vez que, em GFDL-CM3, a série temporal histórica vai de 1860 a 2005:

1. Definir a forma de função de corrente para cada experimento, bem como a forma da latitude;
2. Definir o número da bacia e retirar todas, exceto o Oceano Atlântico;
3. Ler os dados de função de corrente, latitude, profundidade e tempo no MATLAB;
4. Calcular as médias anuais para toda a bacia;
5. Extrair valores de função de corrente entre 30°N e 65°N e encontrar o máximo de corrente entre esse intervalo;
6. Salvar os dados em um arquivo “.nc” para garantir o uso dos dados somente nos intervalos determinados;

7. Plotar o máximo da CRMA contra o tempo e legendar os eixos;
8. A figura seguinte é o exemplo:



**Figura 9** | Exemplo de série temporal da CRMA para o modelo GFDL-CM3. Em preto estão representadas as médias anuais históricas, em azul as médias anuais para o cenário RCP 4.5, e em vermelho as médias anuais para o cenário RCP 8.5.

### 3.6 Séries Temporais de $F_{ov}$

As séries temporais do fluxo líquido de transporte meridional de água doce integrado verticalmente,  $F_{ov}$  (Figura 10), que também pode ser encontrado na literatura como  $M_{ov}$  (CLIMATORIBUS *et al.*, 2012; CLIMATORIBUS *et al.*, 2014), foram calculadas utilizando a equação a seguir, adaptada de Drijfhout *et al.* (2011):

$$F_{ov} = -\frac{1}{S_o} \int_{lat} \int_{-H}^0 \bar{V}^* \langle S \rangle dx dz \quad (1)$$

onde  $\bar{V}^*$  corresponde à velocidade meridional baroclínica,  $H$  à profundidade do oceano,  $S_o$  à salinidade de referência de 35,  $lat$  à latitude desejada para os cálculos (60°N, 10°N ou 34°S) e  $\langle S \rangle$  à salinidade zonal média.

O passo a passo do cálculo de  $F_{ov}$  é listado abaixo:

1. Definir as características da bacia;
2. Definir o valor da latitude e os dois pontos de longitude que correspondem aos limites do Oceano Atlântico entre continente americano e o continente europeu/africano;

3. Ler os dados de velocidade e salinidade no MATLAB somente para este intervalo delimitado;
4. A depender do tipo de grade, ler quatro ou dois pontos de salinidade e retirar a média para definir a salinidade no ponto da velocidade. OBSERVAÇÃO: Para os passos 3 e 4 foi necessário concatenar os blocos do Atlântico nos modelos em que a bacia estava separada;
5. Calcular a área ao longo da bacia dentro dos limites longitudinais retirando os valores de continente;
6. Calcular a média zonal da salinidade (equação 2):

$$S_o = \int_{lat} S dx dz / \int_{lat} dx dz \quad (2)$$

7. Calcular a média zonal da velocidade (equação 3):

$$\bar{V} = \int_{lat} V dx dz / \int_{lat} dx dz \quad (3)$$

8. Calcular a salinidade média (equação 4) para seção do Atlântico Seleccionada:

$$\langle S \rangle = \int_{lat} \sum S dx / \sum dx \quad (4)$$

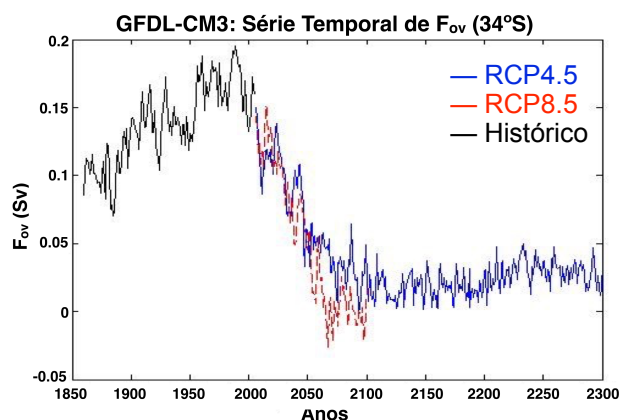
9. Calcular a velocidade barotrópica (equação 5) para a seção do Atlântico seleccionada:

$$\langle V \rangle = \int_{lat} \sum V dx / \int_{lat} dx \quad (5)$$

10. Calcular  $\bar{v}^*$  através da diferença entre a velocidade zonal (Equação 3), e da velocidade média zonal (Equação 5) e substituir na equação (1).
11. Calcular as médias anuais de  $F_{ov}$  para a extensão do modelo;
12. Gerar um vetor temporal contendo os anos correspondentes;
13. Salvar os dados em um arquivo “.nc” para garantir o uso dos dados somente nos intervalos determinados;

14. Plotar a série temporal de  $F_{ov}$  e legendar os eixos corretamente.

15. A figura seguinte é o exemplo:



**Figura 10** | Exemplo de série temporal de  $F_{ov}$  para o modelo GFDL-CM3 na latitude 34°S. Em preto estão representadas as médias anuais históricas, em azul as médias anuais para o cenário RCP 4.5, e em vermelho as médias anuais para o cenário RCP 8.5.

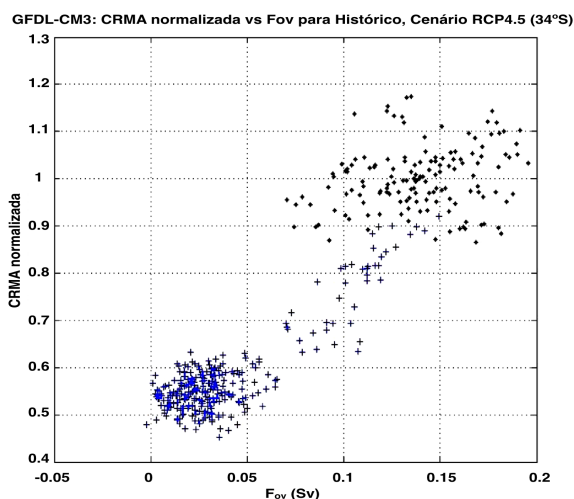
### 3.7 Gráficos de Dispersão

Os gráficos de dispersão (Figuras 11 e 12) determinam a correlação entre  $F_{ov}$  e as máximas anuais normalizadas das funções de corrente da CRMA para cada modelo. As figuras apenas incluem dados de duração até 2100, de forma a incluir o mesmo número de pontos dos modelos nos cálculos, uma vez que alguns dos modelos possuem série temporal até o ano de 2300. Esta redução foi feita com o objetivo de facilitar a análise da correlação entre os parâmetros estudados.

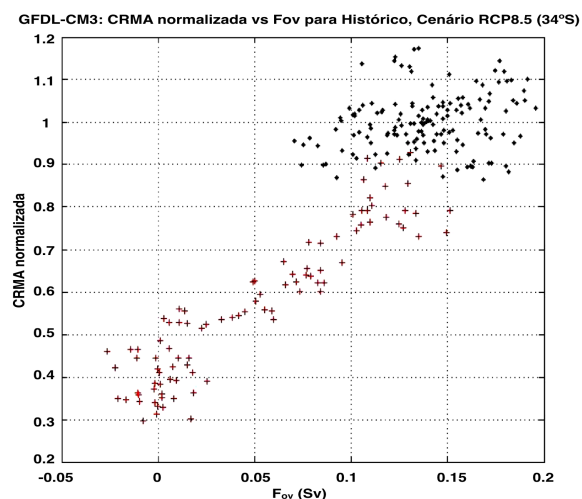
Os valores da função de corrente da CRMA são normalizados pela média histórica da seguinte forma:

1. Carregar os arquivos “.nc” gerados anteriormente tanto para as funções de corrente quanto para  $F_{ov}$ ;
2. Calcular a média de todas as saídas do histórico para o modelo e latitude;
3. Plotar tanto para a primeira figura, quanto para a segunda, as saídas históricas divididas pela média histórica contra o  $F_{ov}$  histórico na forma de pontos;
4. Para a primeira figura, plotar os dados do cenário RCP 4.5 divididos pela média histórica contra o  $F_{ov}$  usando o sinal “+”;

5. Para a primeira figura, plotar os dados do cenário RCP 8.5 divididos pela média histórica contra o  $F_{ov}$  usando o sinal “+”;
6. As figuras seguintes são os exemplos para o modelo GFDL-CM3, na latitude  $34^{\circ}\text{S}$  e para os dois cenários, RCP 4.5 à esquerda e RCP 8.5 à direita:



**Figura 11** | Exemplo de gráfico de dispersão da CRMA normalizada contra  $F_{ov}$  na latitude  $34^{\circ}\text{S}$  para o modelo GFDL-CM3. Pontos pretos representam dados históricos, enquanto que os símbolos “+” azuis representam dados do cenário RCP 4.5.



**Figura 12** | Exemplo de gráfico de dispersão da CRMA normalizada contra  $F_{ov}$  na latitude  $34^{\circ}\text{S}$  para o modelo GFDL-CM3. Pontos pretos representam dados históricos, enquanto que os símbolos “+” vermelhos representam dados do cenário RCP 8.5.

## 4 RESULTADOS

### 4.1 Mapas de Função de Corrente

Os mapas de função de corrente (figuras 13 e 14) apresentam uma barra de cor que vai de -20 a 20 Sverdrups de transporte. Desta forma, a partir da visualização das imagens, fica claro, primeiramente, que o transporte na superfície é mais forte do que o de profundidade em todos os experimentos e modelos. Além disso, todos os mapas também mostram o enfraquecimento da CRMA em algum nível até o fim do século 21 nos cenários RCP 4.5 e RCP8.5. Entretanto, o último exibe maior enfraquecimento (partes b e c das figuras 13 e 14).

Mais especificamente, o modelo CanESM2 exibe tendência de enfraquecimento moderado até o ano de 2100 (figura 14.1b), além de pouca mudança na distribuição da circulação, enquanto que os modelos remanescentes, e,

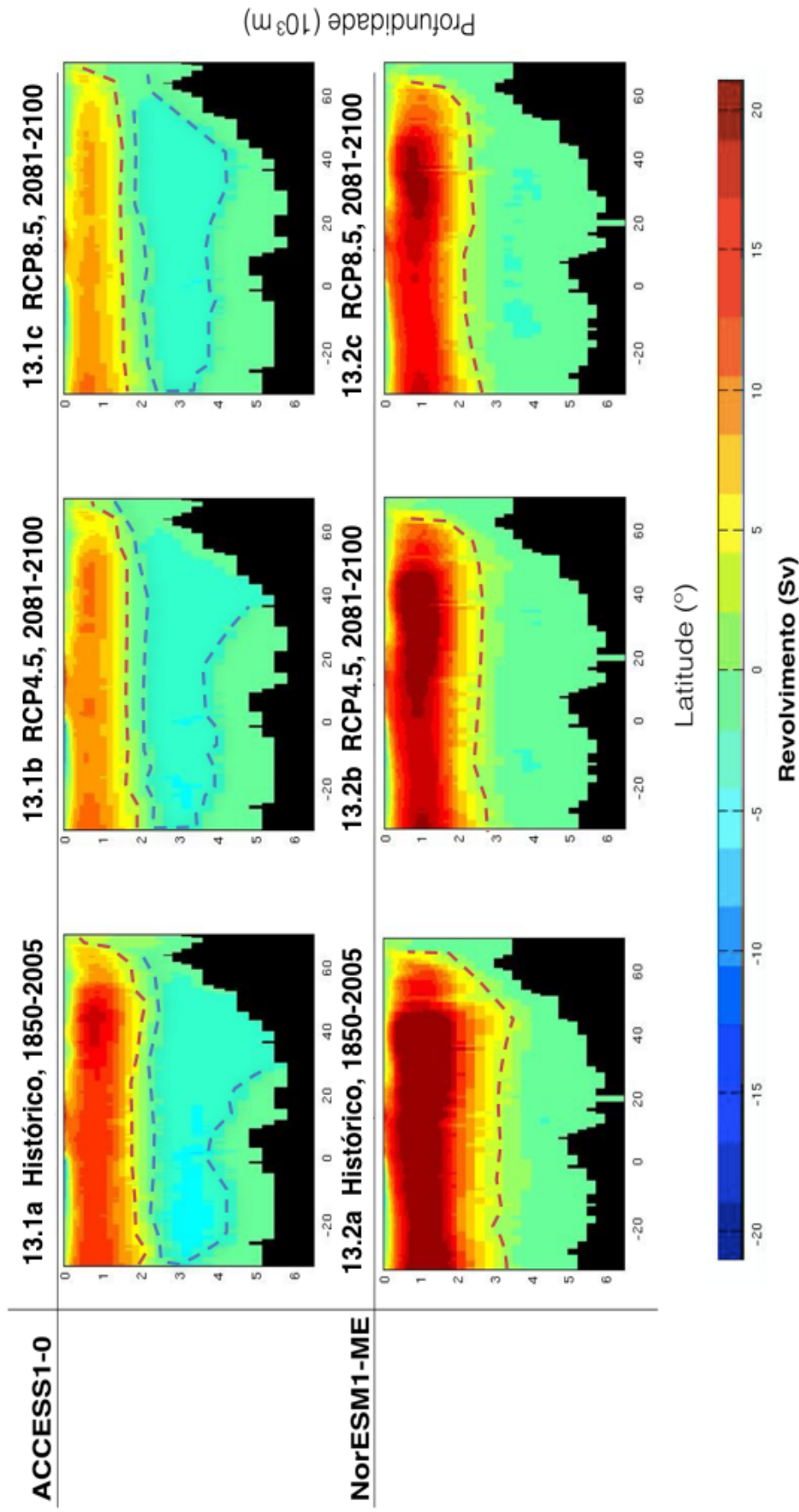
portanto, a maioria, prevêem enfraquecimento significativo da CRMA (figura 13.1b, 13.2b e 14.2b), mesmo no cenário RCP 4.5, que é o mais conservativo. A mesma tendência é observada no cenário RCP 8.5 (parte c das figuras 13 e 14) entretanto, o modelo ACCESS1.0 destacou-se em termos de redução da força da circulação chegando a menos de 10 Sv de transporte (figura 13.1c).

Os modelos CanESM2 e GFDL-CM3, ambos com extensão temporal até o ano de 2300, exibem um sinal de recuperação moderada da circulação dentro do cenário RCP4.5, estabilizando-se na faixa de 16 Sv de transporte após o mínimo de aproximadamente 13 Sv em 2100 (figuras 14.1d e 14.2d). No entanto, não há como afirmar sobre o comportamento da variação da função de corrente após o final de 2100 dentro do cenário RCP 8.5, porque não haviam dados para esse experimento nos modelos selecionados. Porém, de acordo com Cheng *et al.* (2013), não há sinais de recuperação em 2300 no cenário RCP 8.5 para uma série de modelos que possuem dados até este ano, somente há evidências de enfraquecimento a menores taxas.

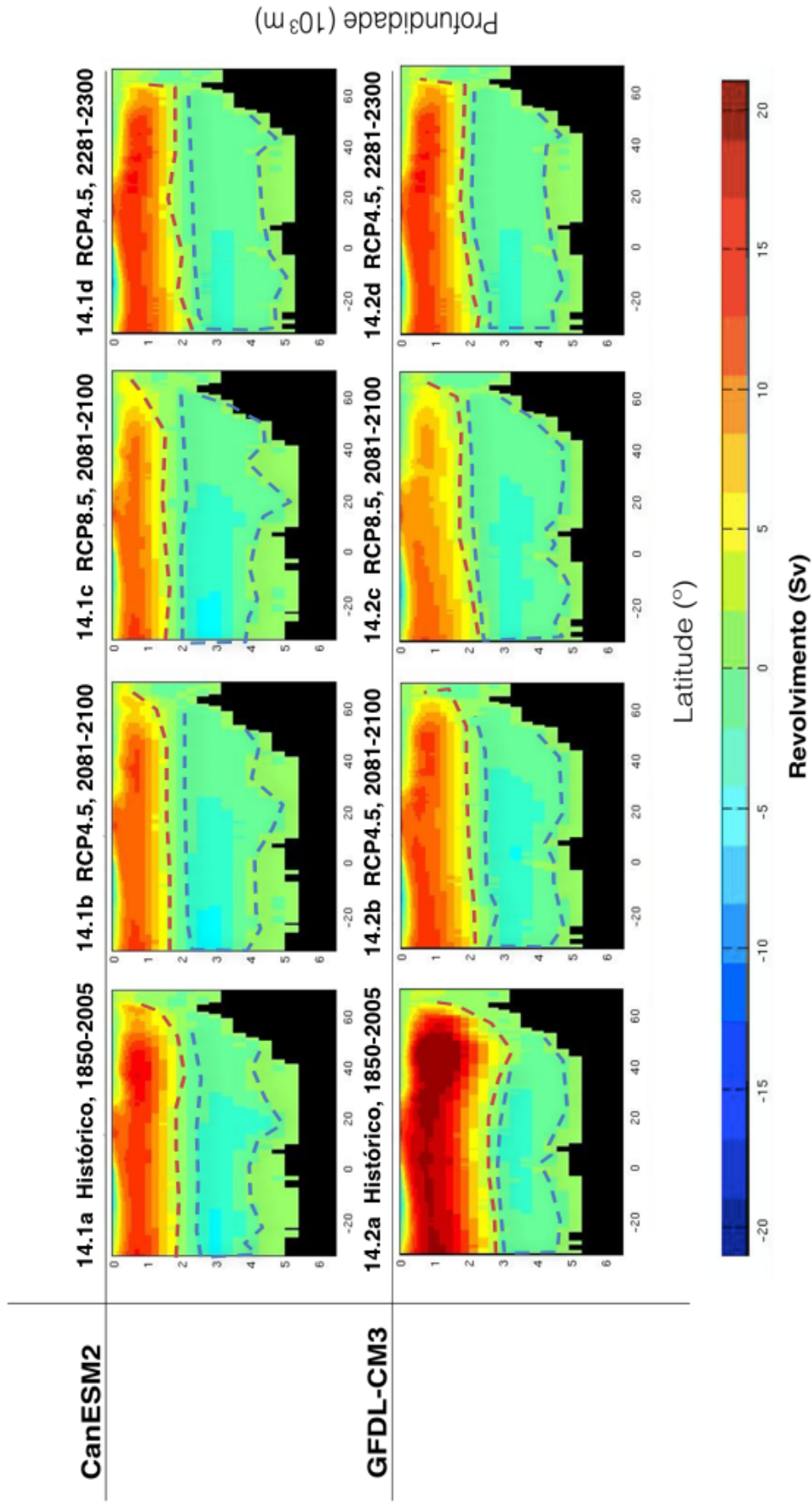
Assim como o enfraquecimento da CRMA, todos os modelos exibem a estratificação da coluna d'água no experimento histórico, com visualização do conjunto de massas de água superficiais até os 1000m, a AIA, entre 1000-2500m do Atlântico Sul, a APAN entre o limite de 2500-5000m no Atlântico Norte e 2500-4000 no Atlântico Sul, e logo abaixo a AAF, entre 4000 e 5000m. O única exceção é o NorESM1-ME, que produz valores de circulação profunda muito menores que os da circulação superficial, o que resulta em um perfil de circulação profunda mais homogêneo em termos de transporte.

Dentre os cenários RCP, pelo menos três dos modelos exibem o soerguimento dos ramos superior e inferior da CRMA. Em outras palavras, as figuras retratam a formação da APAN em 500m mais acima do que aquelas dos experimentos históricos. Este processo é representado de forma menos abrupta no cenário RCP4.5, como já é de se esperar pelas características dos dois cenários. A exceção a esse padrão é o modelo CanESM2, no qual a profundidade histórica da APAN é aproximadamente conservada nos experimentos com os cenários RCP.

Por fim, segundo Cheng *et al.* (2013), caso houvesse um completo encerramento da circulação, o valor do transporte da Água Profunda do Atlântico Norte chegaria à zero. Segundo os pesquisadores, o colapso total da CRMA foi



**Figura 13** | Mapas de função de corrente de CRMA para o modelo ACCESS1.0 nas simulações (13.1a) histórico, (13.1b) RCP 4.5, e (13.1c) RCP 8.5; e para o modelo NorESM1-ME nas simulações (13.2a) histórico, (13.2b) RCP 4.5, e (13.2c) RCP 8.5. O intervalo temporal dos experimentos para ambos os modelos na simulação histórica vai de 1850-2005 e nos cenários RCP 4.5 e RCP 8.5 vai de 2081-2100. As linhas tracejadas em vermelho delimitam o ramo superior da CRMA, enquanto que as linhas tracejadas em azul delimitam seu ramo inferior. NorESM1-ME computa valores muito baixos da circulação profunda, logo não foi possível delimitar o ramo inferior da CRMA neste modelo.



**Figura 14** | Mapas de função de corrente de CRMA para o modelo CanESM2 nas simulações (14.1a) histórico, (14.1b) RCP 4.5 de 2081-2100, (14.1c) RCP 8.5, e (14.1d) RCP 4.5 de 2281-2300; e para o modelo GFDL-CM3 nas simulações (14.2a) histórico, (14.2b) RCP 4.5 de 2081-2100, (14.2c) RCP 8.5, e (14.2d) RCP 4.5 de 2281-2300. O intervalo temporal dos experimentos para ambos os modelos na simulação histórica vai de 1850-2005 e no cenário RCP 8.5 vai de 2081-2100. As linhas tracejadas em vermelho delimitam o ramo superior da CRMA, enquanto que as linhas tracejadas em azul delimitam seu ramo inferior.



observado somente dentro do cenário RCP8.5, enquanto que o cenário RCP4.5 exibiu resultados mais otimistas.

## 4.2 Séries Temporais de CRMA

As séries temporais da função de corrente da CRMA (Figura 15) confirmam a tendência de enfraquecimento da circulação exibida pelos mapas de função de corrente. No entanto, as séries temporais exibem os resultados de forma mais quantitativa, enquanto que as funções de corrente são mais aplicáveis qualitativamente, por serem uma ferramenta de visualização conjunta da variação estratificada de cada ramo da CRMA.

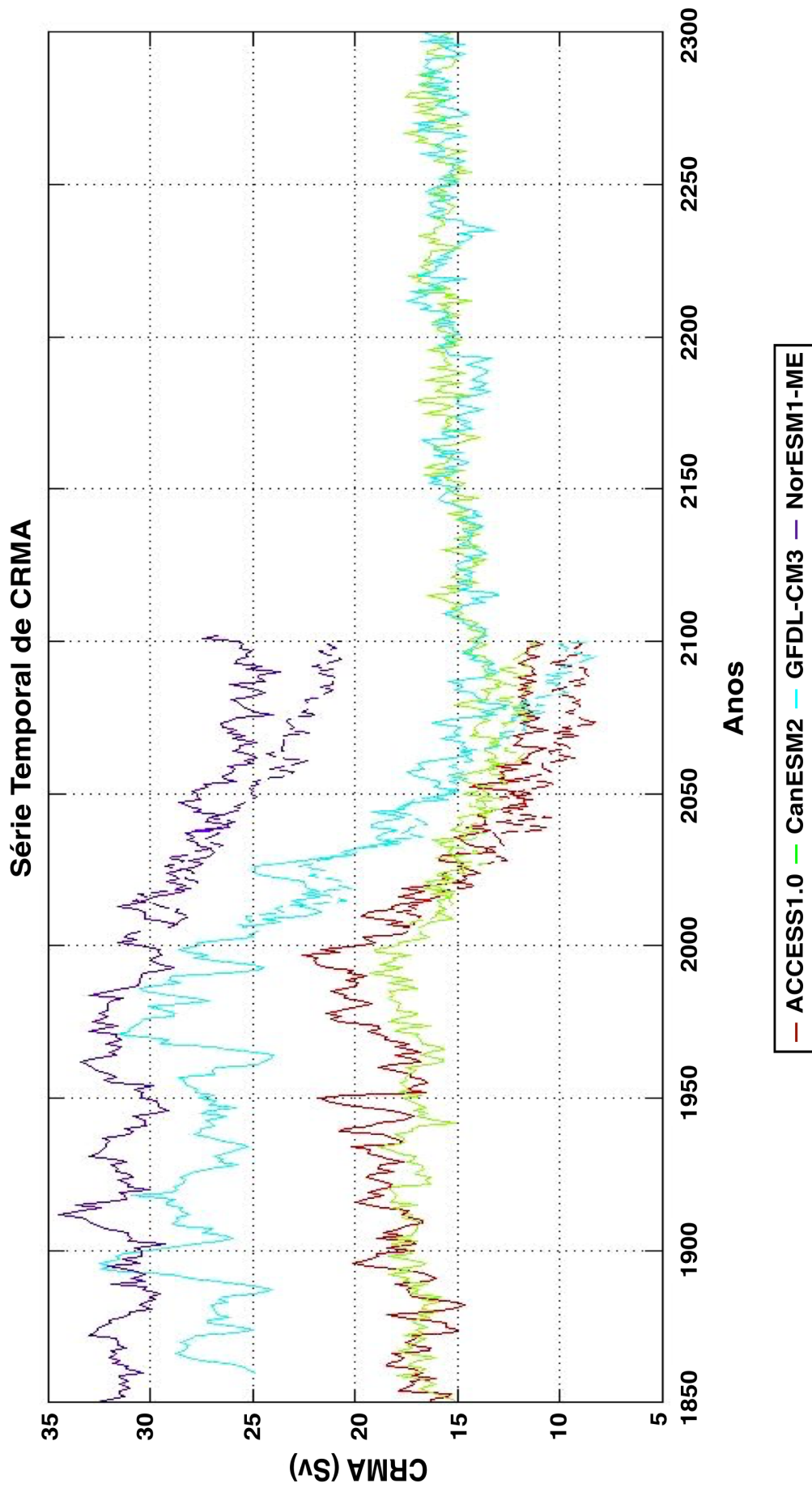
O modelo ACCESS1.0 exibe um leve decréscimo desde o histórico até os dois cenários RCP, e se estabiliza aproximadamente no ano de 2025, com o cenário RCP 8.5 somente 2Sv mais fraco que o valor médio para o cenário RCP 4.5. Os valores de transporte deste modelo variam entre aproximadamente 14-25Sv na simulação histórica e 9-19Sv para os cenários RCP.

CanESM2 também possui tendência similar em comparação a ACCESS1.0, com transporte variando entre 15-18Sv no histórico e 13-17Sv nos cenários RCP até o ano de 2100. No entanto, como esse modelo é integrado até o ano de 2300, é possível observar um leve aumento do transporte quando comparado aos resultados até o final do século 21, embora mantendo um certo nível entre 15-17Sv.

Os modelos NorESM1-ME e GFDL-CM3 foram aqueles nos quais o enfraquecimento da CRMA revelou-se mais intenso e os valores históricos de transporte foram bem mais altos do que nos modelos anteriores. Em NorESM1-ME o transporte variou entre 30-35Sv no histórico, 24-32Sv no cenário RCP 4.5 e 22-32Sv no cenário RCP 8.5, sendo este último aproximadamente 5Sv mais fraco que o cenário mais conservativo.

Já em GFDL-CM3, o transporte varia entre 24-33Sv no histórico, 15-25Sv no cenário RCP 4.5 e 12-25Sv no cenário RCP8.5 até o ano de 2100. Quando analisados os resultados a partir do final do século, este modelo também apresenta leve recuperação, assim como em CanESM2, variando entre 14-17Sv.

De um modo geral, todos os modelos revelam enfraquecimento mais abrupto no cenário RCP 8.5. Em relação ao cenário RCP 4.5, a força da CRMA decresce até o ano de 2100 e então varia somente ao longo de um nível médio, chegando a um



**Figura 15** | Séries temporais da CRMA (Sv) entre 30°N e 65°N para todos os modelos em ambos os cenários RCP. As linhas sólidas antes de 2005 representam dados históricos e depois de 2005 representam dados do cenário RCP 4.5, enquanto que linhas tracejadas entre 2006 e 2100 representam os dados do cenário RCP 8.5.

estado consideravelmente estável, porém potencialmente temporário.

### **4.3 Séries Temporais de $F_{ov}$**

#### **4.3.1 Séries Temporais de $F_{ov}$ em 34°S**

As séries temporais de  $F_{ov}$  (Figura 16) foram calculadas na latitude de 34°S com o objetivo de avaliar o transporte de água doce ao longo do tempo na latitude limite do Hemisfério Sul para a célula da Circulação Termohalina no Oceano Atlântico. Valores menores de  $F_{ov}$  indicam água mais salina entrando no Atlântico, enquanto um aumento de  $F_{ov}$  indica água menos salina entrando nesta bacia.

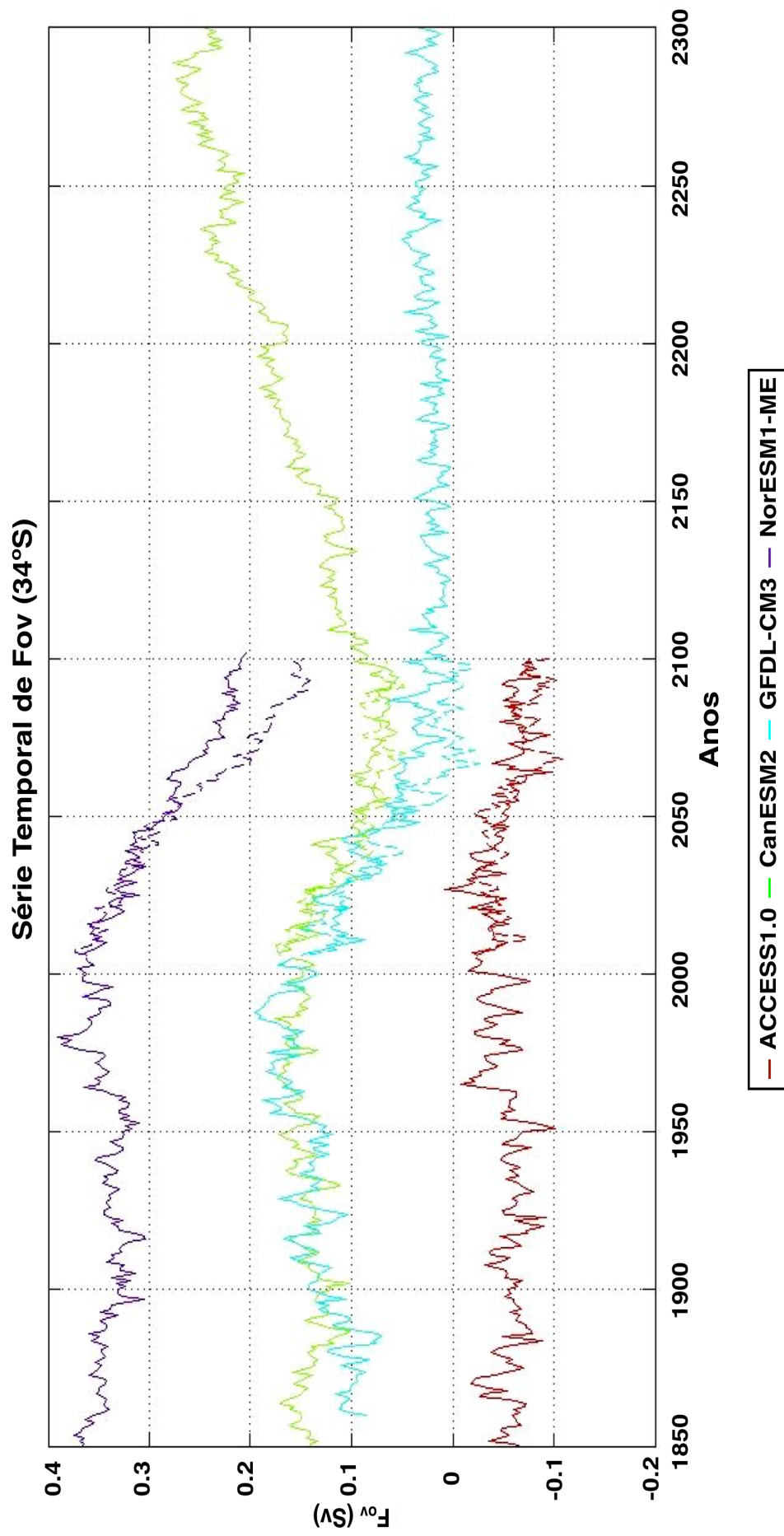
Tanto em ACCESS1.0, quanto em NorESM1-ME, as médias anuais do histórico oscilam ao longo de um nível médio de aproximadamente -0,05Sv para o primeiro e 0,35Sv para o segundo. No entanto, assim como nas séries temporais da CRMA, uma redução no valor de  $F_{ov}$  é observada em ambos os modelos até o final deste século, embora essa tendência comece aproximadamente em 2006 para o NorESM1-ME e somente a partir de 2040 em ACCESS1.0.

Em termos de valores de  $F_{ov}$  para os cenários RCP, o modelo norueguês possui máximo de 0,37Sv em ambos os cenários no ano de 2006, e mínimo no ano de 2100 de 0,21Sv para o cenário RCP 4.5 e 0,15Sv para o cenário RCP 8.5. Já o modelo australiano possui variações entre 0 e -0,1Sv em ambos os cenários, com valores no ano de 2100 de -0,9Sv em RCP 4.5 e -0,1Sv em RCP 8.5.

Já nos modelos CanESM2 e GFDL-CM3, as médias anuais do experimento histórico demonstram  $F_{ov}$  ficando mais positivo, com valores mínimos em 1850 de 0,14Sv e 0,8Sv para o primeiro e para o segundo modelo, respectivamente, e máximos em 2005 de ambos em aproximadamente 0,17Sv.

Até o final do século 21 e dentro dos cenários RCP, esses também foram os modelos que exibiram um decréscimo mais abrupto em  $F_{ov}$ , atingindo máximos de 0,17Sv em 2006 e mínimos de 0,6Sv para ambos os cenários em CanESM2 e 0,03Sv para RCP 4.5 e -0,03Sv para RCP 8.5 em GFDL-CM3.

Nas séries temporais com duração entre 2100 e 2300, o modelo GFDL-CM3 demonstra estabilização de  $F_{ov}$  variando entre 0 e 0,05Sv, enquanto que no modelo CanESM2  $F_{ov}$  foi se tornando positivo ao longo do tempo, saindo de um mínimo 0,06Sv em 2100 para um máximo de 0,23Sv em 2300.



**Figura 16** | Séries Temporais de  $F_{ov}$  na latitude de 34°S para todos os modelos em ambos os cenários RCP. As linhas sólidas antes de 2005 representam dados históricos e depois de 2005 representam dados do cenário RCP 4.5, enquanto que linhas tracejadas entre 2006 e 2100 representam os dados do cenário RCP 8.5.

Logo, todos os modelos apresentam uma tendência de declínio do fluxo líquido de transporte de água doce até o final do século, embora em ACCESS1.0 esta variável só comece a decrescer aproximadamente 40 anos depois do que é mostrado pelos modelos remanescentes, com aumento do transporte de leve a moderado sendo observado após 2100.

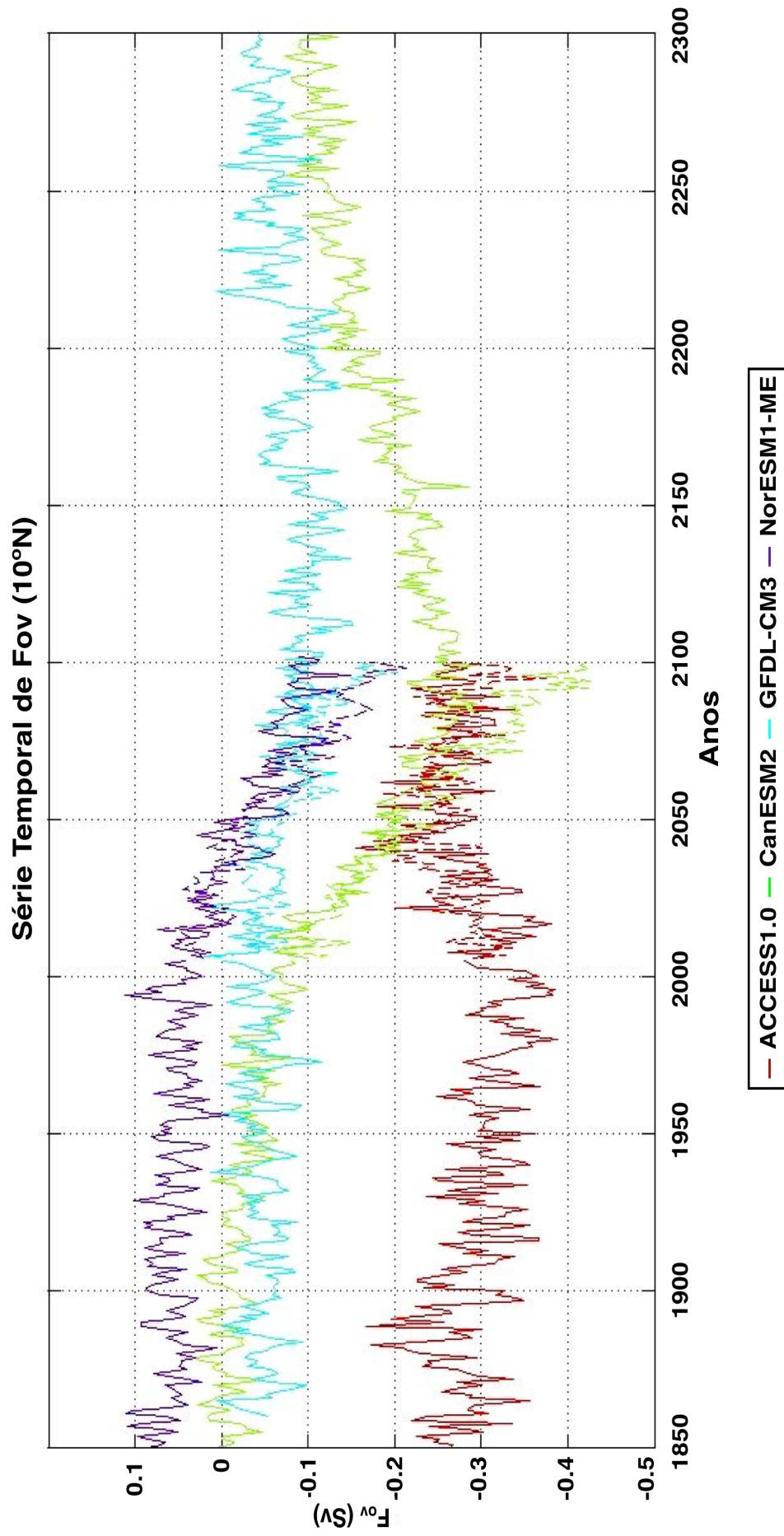
#### **4.3.2 Séries Temporais de $F_{ov}$ em 10°N**

As séries temporais de  $F_{ov}$  em 10°N (Figura 17) foram calculadas de modo a avaliar transporte de água doce ao longo do tempo no início do giro subtropical do Atlântico Norte, evitando a alta variabilidade da ZCIT, que influenciam nos resultados de modelos com resolução mais baixa, e permitir sua comparação com o início do giro subtropical do Atlântico Sul, em 34°S, considerando a direção sul-norte.

O que se pode observar inicialmente é uma tendência similar à demonstrada nas séries temporais da latitude de 34°S, embora com valores de  $F_{ov}$  mais negativos. Nas simulações históricas, os modelos exibem uma variação em torno do nível de 0,05Sv para NorESM1-ME e -0,3Sv para ACCESS1.0. A partir de 2006, existe um decréscimo visível do sinal do  $F_{ov}$  de positivo para negativo no primeiro modelo, com máximo para ambos os cenários RCP de 0,05Sv, e mínimos em 2100 de -0,09Sv em RCP4.5 e -0,2Sv em RCP8.5. No entanto, tratando-se do modelo ACCESS1.0, o decréscimo no valor de  $F_{ov}$  também só ocorre a partir do ano de 2040, quando atinge máximo de -0,15Sv. Ao final do século os valores de  $F_{ov}$  são de -0,25Sv para o cenário RCP4.5 e -0,35Sv para o cenário RCP8.5.

Além destes, os valores de  $F_{ov}$  histórico foram similares para ambos os modelos CanESM2 e GFDL-CM3, variando entre 0,02Sv e -0,1Sv. No entanto, ao passo que CanESM2 revelou um decréscimo abrupto no sinal de  $F_{ov}$  com mínimas em 2100 de -0,3Sv em RCP 4.5 e de -0,42Sv em RCP 8.5, o modelo GFDL-CM3 já mostra uma redução menos abrupta de  $F_{ov}$ , ocorrendo somente após 2050 de forma mais pronunciada, com mínimo em 2100 de -0,1Sv em RCP4.5 e -0,2Sv em RCP8.5.

De forma contrária, ao passo que a retomada do aumento de  $F_{ov}$  em CanESM2 se dá logo após o final do século, atingindo o valor de -0.1 em 2300, este comportamento não é demonstrado em GFDL-CM3, uma vez que  $F_{ov}$  mantém-se aproximadamente estável até o ano de 2210, quando cresce de forma mais



**Figura 17** | Séries Temporais de  $F_{ov}$  (Sv) na latitude de 10°N para todos os modelos em ambos os cenários RCP. As linhas sólidas antes de 2005 representam dados históricos e depois de 2005 representam dados do cenário RCP 4.5, enquanto que linhas tracejadas entre 2006 e 2100 representam os dados do cenário RCP 8.5.

marcada, atingindo o valor de  $-0,05\text{Sv}$  em 2300.

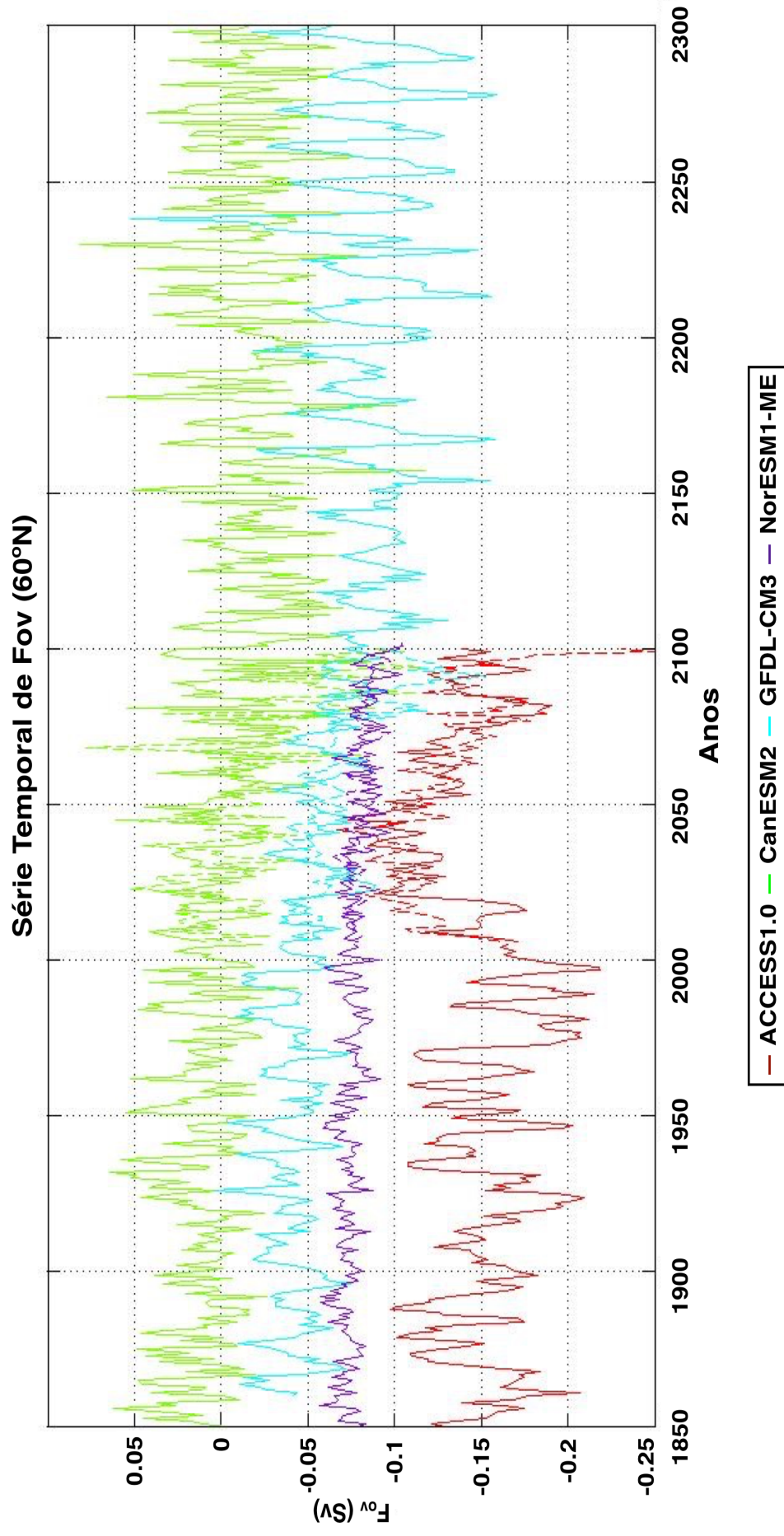
### **4.3.3 Séries Temporais de $F_{ov}$ em $60^\circ\text{N}$**

Por fim, as séries temporais de  $F_{ov}$  na latitude de  $60^\circ\text{N}$  (Figura 18) foram calculadas para determinar o comportamento temporal do transporte meridional de água doce na região de formação da Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), de modo a inferir se a tendência demonstrada nas latitudes anteriores se conserva nas altas latitudes, e de modo a identificar algum sinal de forçante de instabilidade da CRMA.

Os resultados indicam, assim como para as outras latitudes,  $F_{ov}$  ficando mais negativo a partir de 2006, para NorESM1-ME, e a partir de 2050 para ACCESS1.0. Comparativamente, NorESM1-ME não demonstra grande variabilidade ou decréscimo acentuado de  $F_{ov}$ , contando, no final do século com  $-0,065\text{Sv}$  de transporte em RCP4.5 e  $-0,08\text{Sv}$  de transporte em RCP8.5, enquanto que ao final do histórico, tinha seu valor em aproximadamente  $-0,056\text{Sv}$ . Este comportamento pode ser resultante da sua baixa resolução, que limita a qualidade dos dados em zonas de alta variabilidade. Já ACCESS1.0 exibe uma alta variabilidade interanual e valores de  $F_{ov}$  decaindo de  $-0,1\text{Sv}$  em 2050 para  $-0,13\text{Sv}$  em 2100 no cenário RCP4.5, e de  $-0,12\text{Sv}$  em 2050 para  $-0,25\text{Sv}$  em 2100 no cenário RCP8.5.

CanESM2 e GFDL-CM3 também exibiram alta variabilidade interanual. De um modo geral, os dois possuem mesma tendência e curvas extremamente similares, exceto pelos valores de transporte, que são um pouco maiores para o modelo CanESM2 do que o exibido no modelo GFDL-CM3. Logo, o padrão demonstrado é de decréscimo no valor de  $F_{ov}$  nos cenários RCP até o final do século com provável recuperação da circulação, ainda que moderada, e variabilidade ainda mais marcada, com platô de crescimento no ano de 2230, onde os valores de  $F_{ov}$  chegam na média a  $0\text{Sv}$  em CanESM2 e  $-0,05$  em GFDL-CM3.

Uma característica que diferencia marcadamente as séries temporais de  $F_{ov}$  para essa latitude é o seu enfraquecimento bem menos abrupto e os seus valores mais positivos que nas latitudes anteriores, que, dentre as possíveis causas, pode ser um sinal da presença de uma anomalia superficial positiva de água doce, como consequência do degelo, que acaba por compensar em uma magnitude considerável



**Figura 18** | Séries Temporais de  $F_{ov}$  na latitude de 60°N para todos os modelos em ambos os cenários RCP. As linhas sólidas antes de 2005 representam dados históricos e depois de 2005 representam dados do cenário RCP 4.5, enquanto que linhas tracejadas entre 2006 e 2100 representam os dados do cenário RCP 8.5.



o sinal bastante salino da APAN. Esta hipótese será mais profundamente discutida na seção 5.

#### 4.4 Gráficos de Dispersão

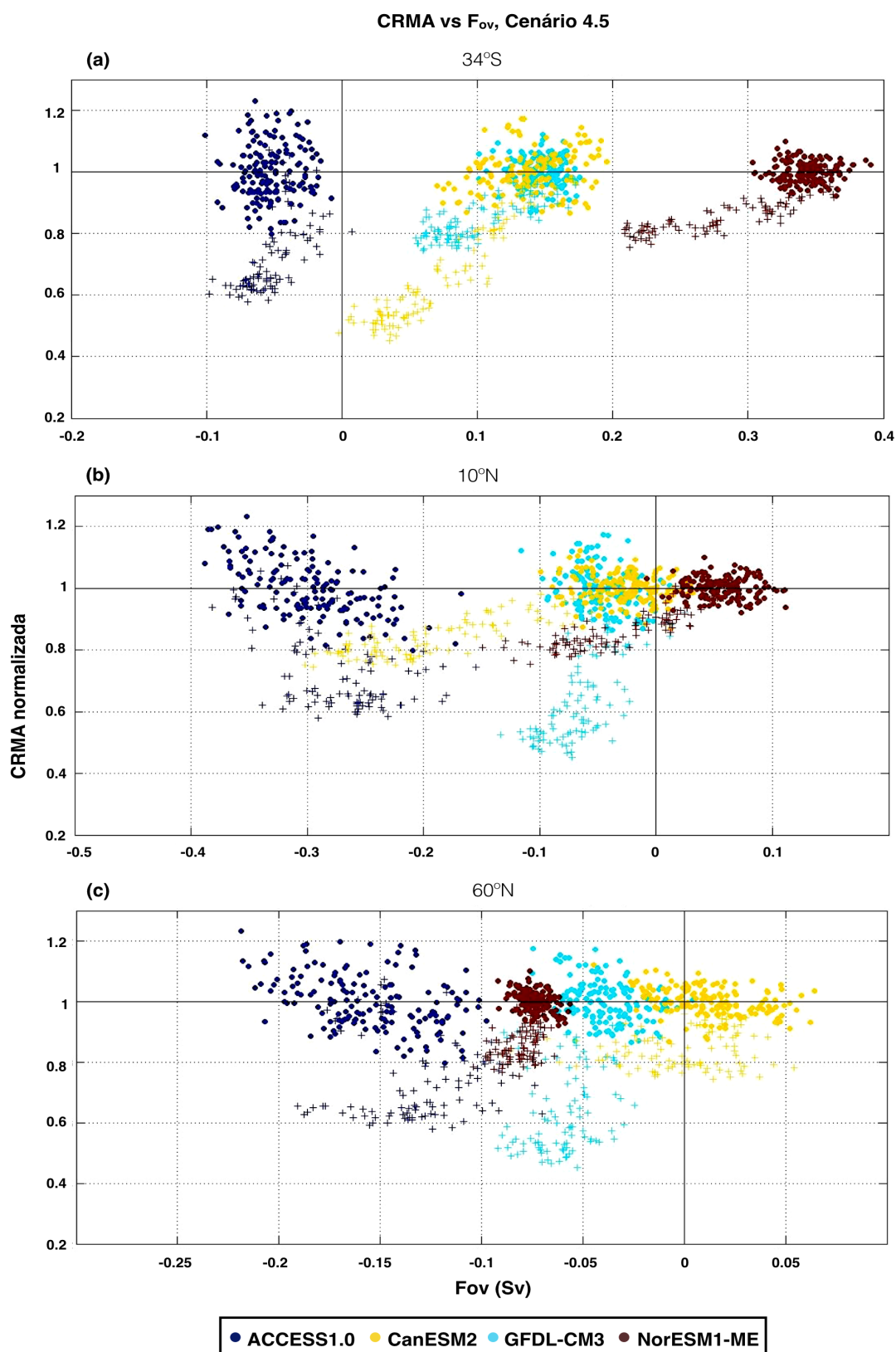
A construção dos gráficos de dispersão (figuras 19 e 20) tem como utilidade a visualização da correlação entre o  $F_{ov}$  e a força de CRMA. Para esse trabalho, assumem-se dois tipos principais de correlação baseados na forma dos pontos dispersos, e a partir desta prerrogativa, pode-se inferir se o  $F_{ov}$  é um indicador de mudança na estabilidade de CRMA ou, se de outro modo, a própria CRMA é responsável por mudanças nos valores computados de  $F_{ov}$ .

Logo, os dois tipos de correlação encontradas são denominados correlação “r” ou correlação “j”. Na correlação “j”, os pontos são direcionados primeiramente para baixo e depois para a esquerda, sugerindo que mudanças na CRMA precedem mudanças em  $F_{ov}$ . Já na correlação “r”, os pontos, a partir do histórico, são direcionados primeiramente para a esquerda e depois para baixo, e esta sugere que mudanças em  $F_{ov}$  precedem mudanças na CRMA, o que corrobora a hipótese desta monografia, uma vez que mostra os valores de  $F_{ov}$  decrescendo anteriormente aos valores da CRMA normalizada (SEATH, 2015).

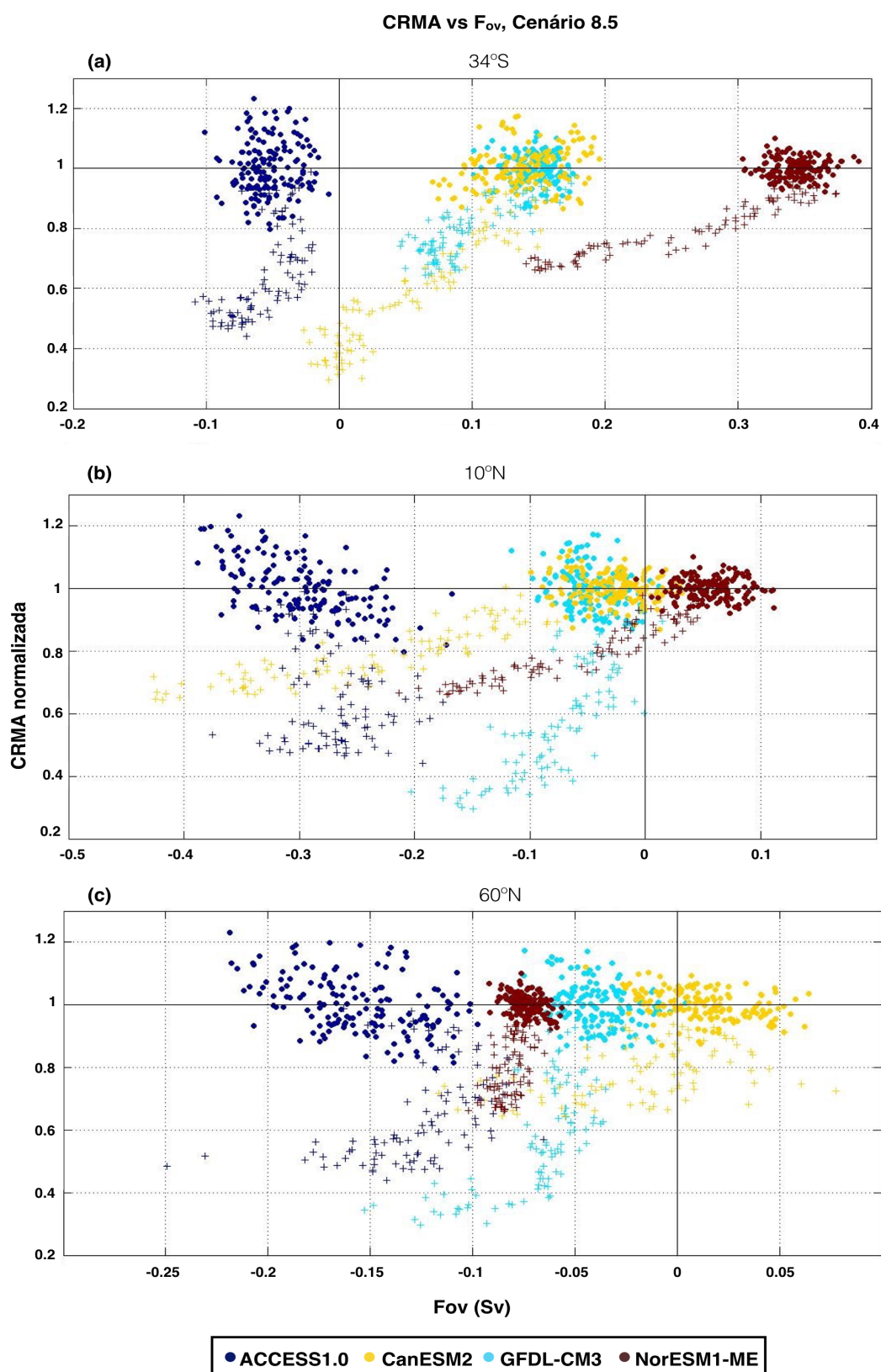
De um modo geral, os modelos GFDL-CM3, NorESM1-ME e CanESM2 apresentaram correlação “r”, que é mais visível no último, que aprova  $F_{ov}$  como fator desestabilizante da CRMA.

No entanto, o modelo ACCESS1.0 exibe um padrão diferente, possuindo as duas correlações, sendo “j” até aproximadamente o ano de 2050 e “r” de 2050 até 2100, o que também corrobora a hipótese, uma vez que o modelo evidencia mudanças na estabilidade da CRMA após uma modificação no padrão de transporte da água doce. Logo, a diferença primordial entre este e os outros modelos é a defasagem temporal de representação dos fenômenos.

Finalmente, tanto os gráficos para o cenário mais conservativo (Figura 17) quanto para o menos conservativo (Figuras 18) possuem as mesmas correlações, embora em RCP8.5, a dispersão dos pontos ao longo do eixo da CRMA normalizada seja maior do que em RCP4.5, o que é esperado dentro das características de cada cenário.



**Figura 19 |** Gráfico de dispersão de  $F_{ov}$  (Sv) contra a CRMA normalizada a partir da média histórica para o cenário RCP 4.5 nas latitudes de (a) 34°S, (b) 10°N e (c) 60°N. Pontos sólidos representam os dados históricos e símbolos “+” representam os dados do cenário RCP 4.5. A linha em 0 no eixo de Fov delimita o limite entre os valores negativos e positivos e a linha 1 no eixo da CRMA normalizada delimita a média histórica.



**Figura 20** | Gráfico de dispersão de  $F_{ov}$  (Sv) contra a CRMA normalizada a partir da média histórica para o cenário RCP 8.5 nas latitudes de (a) 34°S, (b) 10°N e (c) 60°N. Pontos sólidos representam os dados históricos, e símbolos “+” representa os dados do cenário RCP 8.5. A linha em 0 no eixo de  $F_{ov}$  delimita o limite entre os valores negativos e positivos e a linha 1 no eixo da CRMA normalizada delimita a média histórica.

## 5 DISCUSSÃO

Como apontado por Talley *et al.* (2011), as principais forçantes da circulação de larga escala do Oceano Atlântico e, portanto, da CRMA são o vento e a flutuabilidade. O primeiro, de influência limitada pela sua velocidade, já que uma velocidade de vento maior implica em um transporte superficial maior através do transporte de Ekman, forçado pelo atrito.

Já a flutuabilidade é bastante variável e definida como o balanço entre os fluxos atmosfera-oceano tanto de água doce, quanto de calor, sendo, portanto, mais significativa na regulação da CRMA por conta da existência no Atlântico de regiões de grande perda de flutuabilidade, como as regiões da Corrente do Golfo, dos Mares Nórdicos, da Corrente do Brasil e da Retroflexão das Agulhas. Esta forçante é principalmente controlada pelos fluxos de calor, uma vez que regiões com grande perda desta propriedade são áreas onde a evaporação domina sobre os fluxos de água doce advindos da precipitação e aporte fluvial. Como consequência disso, o Atlântico acaba sendo mais salino em relação aos outros oceanos, com destaque para o Atlântico Norte.

Logo, resultados aqui apresentados para as séries temporais de  $F_{ov}$  demonstram que, comparado ao histórico, o transporte meridional via ramo superficial, somado ao transporte meridional via ramo profundo, será continuamente de águas mais salinas até o final do século via Circulação Termohalina, segundo os cenários de clima futuro.

No que concerne ao ramo superficial, diversos fatores podem ser apontados como redutores dos valores de  $F_{ov}$  até o 2100. O principal deles é a perda excessiva de flutuabilidade como resultado da intensificação da evaporação na região subtropical devido ao aumento das temperaturas globais observado até agora e previsto para os próximos séculos. Este processo influencia de forma direta o aporte fluvial dos rios localizados nessa região, que sofreriam com secas prolongadas devido ao deslocamento para o sul da ZCIT.

Embora a evaporação aumente nas zonas subtropicais, na zona subpolar do Atlântico Norte, há uma anomalia negativa na salinidade superficial, fator apontado como sendo resultado do derretimento dos mantos de gelo da Groenlândia e do

Ártico, além da região do Oceano Austral, também por conta do derretimento de mantos de gelo, desta vez na Antártica.

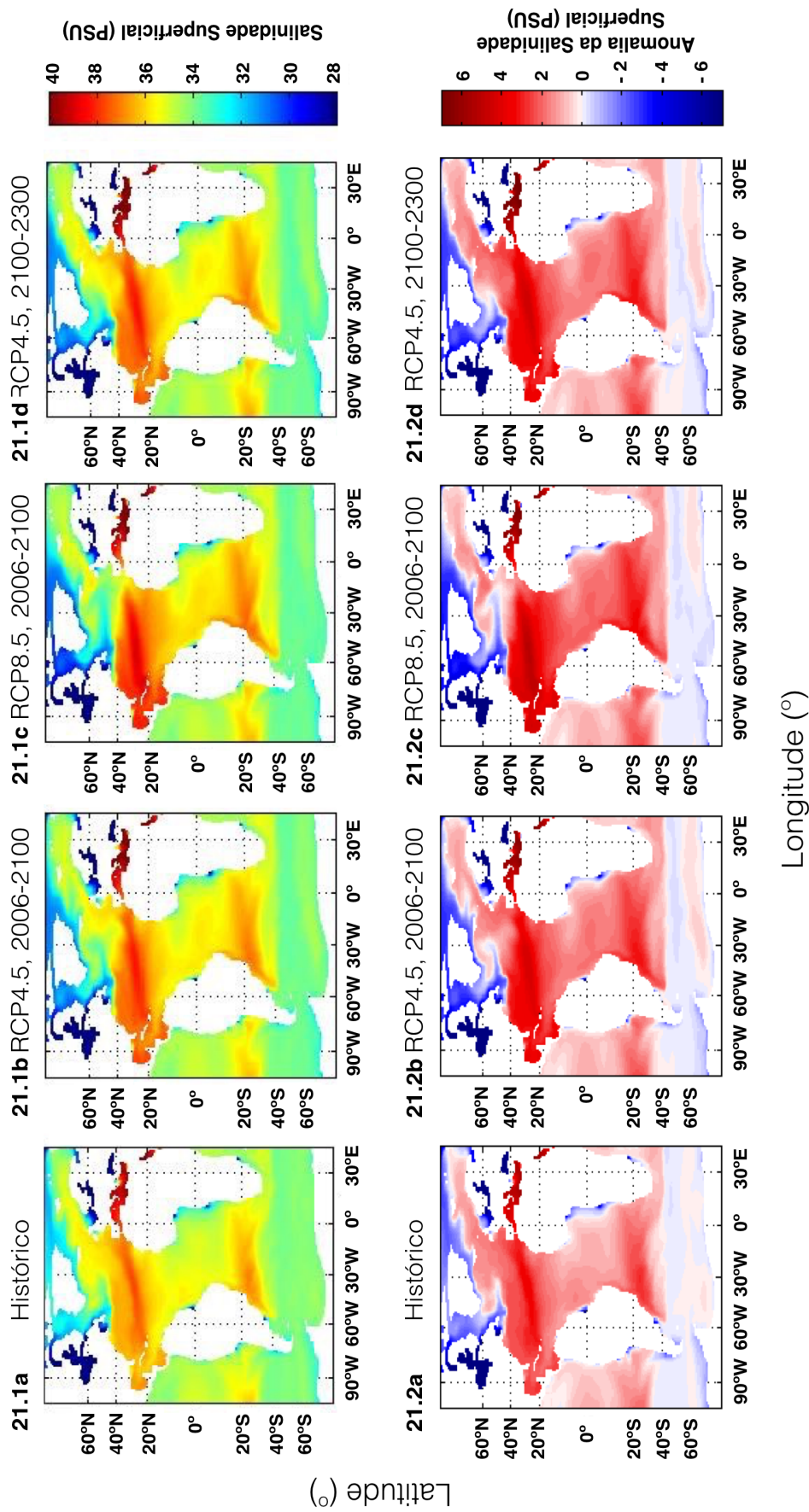
A figura 21, apresentada como parte da discussão, resume, basicamente, as características de salinidade da circulação superficial da CRMA. A imagem traz duas sequências de mapas, no qual a primeira (Figura 21.1) representa a salinidade superficial e a segunda (Figura 21.2) a anomalia deste campo referente à média de cada simulação, ambos para o modelo GFDL-CM3, e consecutivamente apresentando a representação histórica, os dois cenários RCP até o ano de 2100 e o cenário RCP4.5 até o ano de 2300.

A partir da simulação histórica (figura 21.1a), pode-se observar que a salinidade superficial é maior na região subtropical, pouco menor nos trópicos e mínima nas altas latitudes do Hemisfério Norte. Esta salinidade pouco menor nos trópicos, é função do balanço entre a alta precipitação com a existência de grandes rios, contrabalançando a evaporação, enquanto que a salinidade menor da região subpolar é função da redução da cobertura de gelo e descargas de rios.

Analisando-se o cenário RCP4.5 até o ano de 2100 (figura 21.1b) , há uma certa redução da salinidade superficial dos rios Amazonas e do Congo, embora não acompanhado de uma maior dispersão da pluma dos rios, o que, segundo a imagem, não sugere de forma concreta o aumento do aporte de rios, embora este tenha sido apontado por Stouffer *et al.* (2006) como uma possível consequência do enfraquecimento da CRMA. Além disso, também há aumento da salinidade na região subtropical e mar mediterrâneo, e larga redução da salinidade na região subpolar. Tais aumentos e redução são exibidos de forma mais intensa dentro do cenário RCP8.5 (figura 21.1c).

Estas observações apresentam-se em total concordância com o exibido pelos mapas da anomalia da salinidade superficial para o experimento histórico (figura 21.2a) e dentro dos cenários RCP 4.5 e RCP8.5 até o ano de 2100 (figuras 21.2b e 21.2c), que mostram uma anomalia extremamente negativa de salinidade na região do Ártico, pouco negativa na região circumpolar do Atlântico Sul, extremamente positiva na região do Mar Mediterrâneo e significativamente positiva na região subtropical sendo intensificada à medida que a série temporal vai avançando.

Além disso, a influência da anomalia negativa na região circumpolar do Atlântico Sul, também mostra sinais de perda de influência no conteúdo superficial



**Figura 21** | Mapas da (21.1) salinidade superficial e da (21.2) anomalia da salinidade superficial, em relação à média espacial de cada simulação, do Oceano Atlântico segundo o modelo GFDL-CM3. Em (21.2), anomalias positivas de salinidade estão representadas em vermelho e anomalias negativas em azul, com intervalo variando de -7 a 7. Todas as áreas acima deste intervalo estão representadas pela cor mais escura da paleta e são aportes significativos de água doce ou salina para Atlântico, embora não estejam necessariamente em seu domínio.

de água doce entre as latitudes de 20°S a 35°S comparando-se o histórico aos cenários RCP das figuras 21.2b e 21.2c.

Quando observado o cenário RCP4.5 de 2100 a 2300 (figuras 21.1d e 21.2d), a anomalia negativa de salinidade, ou seja, positiva de água doce no Atlântico Norte subpolar, é reduzida significativamente, o que está de acordo com o apresentado nas séries temporais de Fov (figuras 16-18), embora a influência o conteúdo de água doce da região circumpolar sobre o Atlântico Sul mostre sinais de recuperação. Uma maior compreensão acerca de mecanismos que podem ser responsáveis por esses padrões é apresentada nos parágrafos seguintes.

Outro ponto que pode ser discutido é o aumento do regime de ventos de oeste tanto na região do Vazamento da Corrente das Agulhas, quanto na região de ressurgência do Atlântico Norte (em aproximadamente 50°N), que, respectivamente, intensificam o volume de água que entra no Atlântico via Oceano Índico (BIASTOCH & BÖNING, 2013; BIASTOCH *et al.*, 2008), além de aumentar a capacidade de ressurgência da Água Profunda do Atlântico Norte no Hemisfério Norte, que tem assinatura altamente salina (ARZEL *et al.*, 2012). Este processo, poderia influenciar na redução do transporte de água doce por influenciar no aumento do aporte de águas salinas em pontos distintos do Atlântico.

Em relação ao aumento do vazamento da Corrente das Agulhas por conta da intensificação da velocidade dos ventos de oeste, um ponto deve ser discutido mais a fundo. O Oceano Atlântico é mais salino do que o Oceano Índico, grande exportador de água superficial para o Atlântico. Logo, um aumento na velocidade dos ventos deveria aumentar o aporte de água doce pela ponta sul da África, no entanto, o contrário é apresentado pela série temporal de  $F_{ov}$  em 34°S. Uma hipótese para esta tendência de aumento de salinidade na latitude mais ao sul do Atlântico é a de que um aumento da evaporação nas latitudes subtropicais também influenciaria no balanço de sal do Índico. Assim, a assinatura da contribuição do Oceano Índico para a CRMA também seria mais salina ao longo dos anos. Mais uma vez, esta hipótese é apoiada na figura 21, por exibir aporte de águas mais salinas ao longo dos cenários RCP, advindas do Índico (figuras 21.2b e 21.2c).

Já no que concerne ao ramo profundo da CRMA, a contribuição no aumento da salinidade advém principalmente da salinização do Mar do Mediterrâneo, que apresenta um balanço já positivo de sal, ou seja, a evaporação supera a

precipitação e aporte fluvial. A partir desse processo, a água do Mediterrâneo, que se apresenta como contribuinte para a formação da APAN, fica mais densa e salina ao longo do tempo, ocorrendo o mesmo, conseqüentemente, com a Água Profunda do Atlântico Norte.

Ora, mas se  $F_{ov}$  é reduzido, isso implicaria em um fortalecimento da CRMA, uma vez que ativaria o feedback positivo de densidade, certo? Não necessariamente. Juntamente com a intensificação da salinidade, o aumento da temperatura também vem causando o derretimento dos mantos de gelo do Ártico e da Antártica, e o deslocamento para o sul da ZCIT acaba por intensificar o regime de rios perenes importantes localizados na zona tropical, como o Rio Amazonas (STOUFFER *et al.*, 2006). Logo, os maiores aportes de água doce via regime fluvial, derretimento de gelo e precipitação equatorial também se intensificam.

O derretimento do gelo na Antártica é importante no estabelecimento das características da Água Antártica de Fundo (AAF), pois resulta no aumento de sua fluatuabilidade. O sinal desse fenômeno pode ser observado nos mapas de função de corrente da CRMA (figuras 13 e 14), que mostram o soerguimento da APAN no Hemisfério Sul, como consequência da redução de densidade da AAF, que devido à sua baixa temperatura ainda é mais densa que a APAN e acaba por levantá-la. Além disso, o fluxo de água doce como contribuição da AAF compensa, ainda que de forma não tão significativa, o aumento da salinidade no giro subtropical do Atlântico Sul.

Contudo, segundo Brodeau & Koenigk (2016), o enfraquecimento da CRMA é resultado, principalmente de fenômenos ocorrentes no Atlântico Norte, uma vez que o aporte de água doce no AS não é suficiente para enfraquecer a circulação. Além disso, se a circulação superficial é fortalecida por um aumento de salinidade ao longo da bacia do Atlântico, a resposta para a redução da força da CRMA está no refreamento da formação de convecção profunda devido a dois mecanismos principais: (1) o aumento da temperatura; e (2) o aumento da estratificação da coluna d'água, sendo que o primeiro também induz ao segundo.

Segundo a definição da Circulação Termohalina, esta é regulada pela temperatura e pela salinidade, onde ambas determinam a densidade da coluna d'água. Desta forma, águas menos salinas e mais quentes são menos densas. Logo, o aumento da temperatura no giro subpolar do Atlântico Norte, região de formação



da convecção profunda, resulta na redução da densidade da camada superficial. Consequentemente, a forçante da perda de calor é enfraquecida no seu papel de induzir ao aumento significativo da densidade nas altas latitudes a ponto de promover convecção na coluna d'água.

No entanto, o que mais atua na prevenção da formação da APAN é o degelo massivo no Ártico associado à falta de condições de temperatura e precipitação sob forma de neve suficientes para repor a cobertura de gelo perdida nesse processo. Este degelo gera redução ainda mais abrupta na densidade superficial por conta do aporte de água doce, e como consequência uma diferenciação da camada superficial como sendo mais fria, porém muito mais doce do que a camada sub-superficial, que se estabelece como mais quente, porém mais densa, resultando na formação de quatro camadas de água distintas em densidade: a superficial, a sub-superficial, a intermediária e a profunda. Este fenômeno, associado com o fraco regime de ventos na região subpolar, previne de forma substancial a mistura vertical e, consequentemente suporta a estratificação da coluna d'água.

Esta anomalia positiva de água doce, acaba, portanto, sendo responsável pelo enfraquecimento da CRMA, o que é demonstrado pelos gráficos de dispersão que exibem a modificação de  $F_{ov}$  antes da CRMA (figuras 19 e 20), apontando-a como fator desestabilizante da circulação. Além dos gráficos de dispersão, esta anomalia é também sinalizada nas séries temporais na latitude de 60°N (figura 18), que, embora mostre uma redução em  $F_{ov}$ , esta não é tão abrupta quanto a observada em outras latitudes e exibida pela figura 19, onde anomalias positivas de água doce são observadas nas altas latitudes, o que suporta a existência de um aporte grande de água doce, que compensa a salinização de forma mais significativa.

No entanto, como observado nos resultados dos modelos com duração até 2300, tanto  $F_{ov}$  quanto a CRMA se estabilizam, o que contraria a tendência prevista para o período entre 2006 e 2100.

Esta recuperação da Circulação Termohalina no Atlântico é uma consequência justamente da própria redução em  $F_{ov}$ . Uma vez instalada a anomalia positiva de água doce no norte do Atlântico Norte, esta vai sendo progressivamente compensada através do transporte em direção ao norte de águas cada vez mais salinas, associadas também a um bombeamento de Ekman mais forte na região de

ressurgência subtropical, entre aproximadamente 40°N e 50°N, que traz água profunda e salina para a superfície. Esta ressurgência intensificada também é, de certa forma, mostrada na figura 21, nos mapas da anomalia da salinidade superficial dentro dos cenários RCP até o ano de 2100, entre essas latitudes (figuras 21.2b e 21.2c) e aparece reduzida no cenário RCP4.5 de 2100 a 2300 (figura 21.2d).

Ao atingir o ponto onde o aporte de água doce se iguala ao de salinidade, o último começa a superar o primeiro, aumentando a densidade da água superficial, e ajudando a recuperar a circulação, embora bem mais lentamente do que a taxa de enfraquecimento.

A recuperação de Fov, analisada como um crescimento de leve a moderado disposto nas séries temporais (figuras 16-18), indica o reestabelecimento da estabilidade da CRMA, ao possibilitar a redistribuição meridional de calor e sal, não só no Oceano Atlântico, mas em todo o domínio da Circulação Termohalina.

Sendo a CRMA a célula da CTH no Oceano Atlântico, pode ser argumentado que a temperatura também deveria ter função decisiva na recuperação da circulação. De fato, a temperatura é uma força importante da circulação da CRMA, mas sua influência no enfraquecimento da circulação é mais atmosférica que oceânica, como foi elucidada a sua participação na modificação dos fluxos de precipitação, evaporação e aporte fluvial.

Algumas literaturas, tais como Brady & Otto-Bliesner (2010) e Broecker *et al.* (1988) também argumentam que com o enfraquecimento da CRMA, o transporte de calor via ramo quente seria reduzido para os polos e provocaria um resfriamento significativo do Atlântico Subpolar, e conseqüentemente dos países localizados no Hemisfério Norte. Esse resfriamento, portanto, ajudaria na recuperação da CRMA, pois se refletiria no oceano, aumentaria a densidade da superfície e ajudaria no forçamento da mistura vertical.

Entretanto, os fluxos de calor são controlados por forçantes bastante variáveis, e feedbacks negativos muito mais eficientes e flexíveis do que aqueles relacionados ao balanço de sal no oceano. Um dos feedbacks, que acabam por reduzir a participação da temperatura na recuperação da CRMA, fica por conta da compensação significativa da redução do transporte de calor oceânico via Circulação Termohalina com o aumento do transporte de calor atmosférico do

Equador para os polos (CHENG et al., 2007). Além disso, como já foi citado, este resfriamento acaba por se restringir somente à camada superficial da coluna d'água.

## 6 CONCLUSÃO

Uma avaliação da influência do transporte meridional de água doce integrado verticalmente,  $F_{ov}$ , na força da Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico, CRMA, utilizando 4 modelos climáticos acoplados foi feita. Para tal foram produzidas séries temporais de  $F_{ov}$  nas latitudes 34°S, 10°N e 60°N, séries temporais e campos de função de corrente de CRMA, mapas de salinidade superficial do oceano e mapas da anomalia deste campo, e gráficos de dispersão da CRMA normalizada contra  $F_{ov}$ . Cada série temporal contou com simulação histórica e duas simulações dos cenários de clima futuro RCP4.5 e RCP8.5, variando de 1850-2300.

Os resultados do trabalho sinalizam a existência de uma anomalia positiva de  $F_{ov}$  na região de formação da Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), em contradição com a redução abrupta e significativa de  $F_{ov}$  nas latitudes de 10°N e 34°S. Tal contradição condiz as observações de redução do transporte de água doce por conta de aumento da perda de calor dos oceanos para a atmosfera em função de uma evaporação mais significativa ao longo das regiões subtropicais e do aumento expressivo e localizado do aporte de água doce no norte do Atlântico Norte, concentrada nas primeiras centenas de metros da coluna d'água, como resultado do degelo provocado pelas mudanças climáticas globais.

Como resultado desta anomalia positiva de água doce na superfície do norte do Atlântico Norte, associada a uma circulação forçada pelo vento de pouca magnitude na região, a formação da APAN é reduzida, uma vez que a estratificação da coluna d'água acaba impedindo a formação de mistura vertical, necessária ao revolvimento da CRMA em altas latitudes. Com a redução da formação do ramo inferior da CRMA, a circulação como um todo perde força, o que é observado nas séries temporais de CRMA (figura 13) e em seus mapas de função de corrente (figuras 13 e 14). Este fator desestabilizador de  $F_{ov}$  sobre a CRMA é evidenciado pelos resultados de todos os modelos nos gráficos de dispersão (figuras 17 e 18), uma vez que a correlação “j” se sobressaiu frente à correlação “r”.

Outro sinal observado nos gráficos de função de corrente é o soerguimento da APAN por conta da perda de densidade da Água Antártica de Fundo, resultando no soerguimento da água profunda até aproximadamente 10°N, embora o soerguimento seja mínimo no Atlântico Norte por conta do aporte contínuo de água salina vinda do Mar do Mediterrâneo.

Além de exercer um papel desestabilizante da circulação por conta de uma anomalia positiva localizada nas altas latitudes, a redução em  $F_{ov}$  acaba por ser o fator principal de recuperação da circulação, uma vez que ao chegar em um ponto em que o transporte meridional para o norte de águas mais salinas supera esta anomalia, a circulação começa a se reestabelecer como resultado do aumento brusco de densidade na região de formação da APAN, embora a força, até o ano de 2300 não chegue no mesmo nível da força da CRMA na simulação histórica.

O transporte de calor, embora seja um mecanismo da circulação da CRMA, atua de forma pouco significativa no seu enfraquecimento ou recuperação quando se considera o oceano, embora aja de forma decisiva nos fluxos atmosféricos, que determinam a salinidade do oceano.

Portanto, todos os resultados dos modelos e apresentados na literatura utilizada corroboram a hipótese de que  $F_{ov}$  é crucial na determinação dos modos de variabilidade da CRMA, com o uso dos resultados para a latitude de 34°S sendo um bom índice, uma vez que determina o fluxo de água doce que entra no Atlântico Sul, além do fato de que sua série temporal se mostrou compatível com as séries temporais calculadas para outras latitudes.

## **7 LIMITAÇÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS**

Infelizmente, este trabalho contou com algumas limitações em termos de disponibilidade de dados.

Embora existam várias variáveis dentro da base de dados do CMIP5, o que foi possível de ser analisado por questões de espaço em hardware foram os dados de salinidade, velocidade e função de corrente. Logo, sugiro para trabalhos futuros que seja avaliada a disponibilidade de download de dados de temperatura e das variáveis já utilizadas para ambos os cenários de 2100 a 2300, uma vez que não haviam dados para o RCP8.5 neste período.

Além disso, com o uso de outras variáveis, podem ser estudados processos específicos como precipitação e evaporação, e balanço de sal, além de outras latitudes e outros oceanos.

No entanto, a investigação dos processos que influenciam o estado do clima global é bastante promissora, ainda mais com o lançamento do CMIP6, previsto para o início de 2017, que vem com simulações históricas até o ano de 2014, e forçantes e feedbacks revisados, promovendo maior confiança e estabilidade nos dados (EYRING *et al.*, 2016), somado às pesquisas que vem sendo desenvolvidas pelo projeto RAPID-MOCHA, que conta com cruzeiros oceanográficos que analisam a CRMA e o transporte meridional de calor na latitude de 26,5°N (RAYNER *et al.*, 2011). Em suma, ainda existem inúmeras possibilidades no que concerne tanto a esse campo de estudos de larga escala, quanto em diversos outros, uma vez os dados que vem sendo trabalhados, associados ao aprimoramento de metodologias, promovem o aumento das produções científicas somado à mitigação de incertezas e elaboração de repostas para as diversas perguntas ainda existentes.

## 8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAKAWA, A. & LAMB, V. R., Computational Design of the Basic Dynamical Processes of the UCLA General Circulation Model, *Methods in computational physics*, v. 17, p. 173-265, 1977.
- ARZEL, O., ENGLAND, M. H., SIJP, W. P., Reduced Stability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation due to wind stress feedback during glacial times, *Journal of Climate*, v. 25, p. 6260-6282, 2012.
- BIASTOCH, A., BÖNING, C. W., LUTJEHARMS, R. E., Agulhas leakage dynamics affects decadal variability in Atlantic Overturning Circulation, *Nature*, v. 456, n. 7221, p. 489-492, 2008.
- BIASTOCH, A. & BÖNING, C. W., Anthropogenic impact on Agulhas leakage, *Geophysical Research Letters*, v. 40, p. 1138-1143, 2013.
- BOULTON, C. A., ALLISON L. C., LENTON, T. M. Early warning signals of Atlantic Meridional Overturning Circulation collapse in a fully coupled climate model, *Nature Communications*, v. 5, pp. 9, 2014.
- BRADY, E. C. & OTTO-BLIESNER B. L., The role of meltwater-induced subsurface ocean warming in regulating the Atlantic meridional overturning circulation in glacial climate simulations, *Climate Dynamics*, v. 37, p. 1517-1532, 2011.
- BRODEAU, L. & KOENIGK, T., Extinction of the northern deep convection in an ensemble of climate model simulations of the 20<sup>th</sup> and 21<sup>st</sup> centuries, *Climate Dynamics*, v. 46, p. 2863-2882, 2016.
- BROECKER, W. S., Paleocean circulation during the last deglaciation: a bipolar seesaw?, *Paleoceanography*, v. 13, p. 119-121, 1998.

- CANDELA, J., Mediterranean Water and global circulation, Em: SIEDLER, G., CHURCH, J., GOULD, J. [EDS], *Ocean Circulation and Climate: observing and modelling the global ocean. International Geophysics Series*, p. 419-430, 2001.
- CARTON, J. A., CUNNINGHAM, S. A., FRAJKA-WILLIAMS, E., KWON, Y. O., MARSHAL, D. P., MSADEK, R., The Atlantic Overturning Circulation: More Evidence of Variability and Links to Climate, *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.95, n. 8, p. 163-166, 2014.
- CHENG, W., BITZ, C. M., CHIANG, J. C. H. Adjustment of Global Climate to an Abrupt Slowdown of the Atlantic Meridional Overturning Circulation, *Geophysical Monograph Series*, v. 173, p. 295-314, 2007.
- CHENG, W., CHIANG, J. C. H., ZHANG, D. Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) in CMIP5 Models: RCP and Historical Simulations, *Journal of Climate*, v. 26, p. 7187-7197, 2013.
- CHIANG, J. C. H., KUSHNIR, Y., GIANNINI, A., Deconstructing Atlantic Intertropical Convergence Zone variability: Influence of the local cross-equatorial sea surface temperature gradient and remote forcing from the eastern equatorial Pacific, *Journal of Geophysical Research*, v. 107, n. 1, pp. 19, 2002.
- CHIANG, J. C. H. & VIMONT, D. J., Analogous Pacific and Atlantic Meridional Modes of Tropical Atmosphere-Ocean Variability, *Journal of Climate*, v. 17, p. 4143-4158, 2004.
- CLIMATORIBUS, A. A., DRIJFHOUT, S. S., DEN TOOM, M., DIJKSTRA H. A. 'Sensitivity of the Atlantic Meridional Overturning Circulation to South Atlantic freshwater anomalies', *Climate Dynamics*, v. 39, p. 2291-2306, 2012.
- CLIMATORIBUS, A. A., DRIJFHOUT, S. S., DIJKSTRA, H. A. Meridional Overturning Circulation: stability and ocean feedbacks in a box model', *Climate Dynamics*, v. 42, p. 311-328, 2014.

- CUNNINGHAM, S. A., ROBERTS, C. D., FRAJKA-WILLIAMS, E., JOHNS, W. E., HOBBS, W., PALMER, M. D., RAYNER, D., SMEED, D. A., MCCARTHY, G., Atlantic Meridional Overturning Circulation slowdown cooled the subtropical ocean, *Geophysical Research Letters*, v. 40, p. 6202-6207, 2013.
- DEN TOOM, M., DIJKSTRA, H. A., CLIMATORIBUS A. A., DRIJFHOUT, S. S., Effect of Atmospheric Feedbacks on the Stability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation, *Journal of Climate*, v. 25, p. 4081-4096, 2012.
- DE VRIES, P. & WEBER, S. L., The Atlantic freshwater budget as a diagnostic for the existence of a stable shut down of the meridional overturning circulation, *Geophysical Research Letters*, v. 32, pp. 4, 2005.
- DRIESSCHAERT, E., FICHEFET, T., GOOSSE, H., HUYBRECHTS, P., JANSSENS, I., MOUCHET, A., MUNHONVEN, G., BROVKIN, V., WEBER, S. L., Modeling the influence of Greenland ice sheet melting on the Atlantic meridional overturning circulation during the next millennia, *Geophysical Research Letters*, v. 34, pp. 4, 2007.
- DRIJFHOUT, S. S., WEBER, S. L., van der SWALUW, E., The Stability of the MOC diagnosed from model projections for pre industrial, present and future climates, *Climate Dynamics*, v. 37, p. 575-1586, 2011.
- EYRING, V., BONY, S., MEEHL, G. A., SENIOR, C. A., STEVENS, B., STOUFFER, R. J., TAYLOR, K. E., Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization, *Geoscientific Model Development*, v. 9, p. 1937 - 1958, 2016.
- HANAWA, K. & TALLEY, L. D., Mode Waters. Em: SIEDLER, G., CHURCH, J., GOULD, J. [EDS], Ocean Circulation and Climate: observing and modelling the global ocean. *International Geophysics Series*, p. 373-386, 2001.



- LARGE, W. G. & YEAGER, S. G., The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set, *Climate Dynamics*, v. 33, p. 341 - 364, 2009.
- LOZIER, S. M., Overturning in the North Atlantic, *Annual Review of Marine Science*, v. 4, n. 1, p. 291-315, 2012.
- MCCARTNEY, M. S. & TALLEY, L. D., The Subpolar Mode Water of the North Atlantic Ocean, *Journal of Physical Oceanography*, v. 12, p. 1169-1188, 1982.
- MCCAIVE, I. N., CROWHURST, S. J., KUHN, G., HILLENBRAND, C-D., MEREDITH, M. P., Minimal change in Atlantic Circumpolar Current flow speed between the last glacial and Holocene, *Nature Geoscience*, v. 7, p. 113-116, 2014.
- OHSHIMA, K. I., FUKAMACHI, Y., WILLIAMS, G. D., NINASHI, S., ROQUET, F., KITADE, Y., TAMURA, T., HIRANO, D., HERRAIZ-BORREGUERO, L., FIELD, I., HINDELL, M., AOKI, S., WAKATSUCHI, M., Antarctic Bottom Water production by intense sea-ice formation in the Cape Darnley Polynya, *Nature Geoscience*, v. 6, p. 235-240, 2013.
- PACHAURI, R. K. et al., Climate Change 2014: Synthesis Report, Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, Switzerland, pp. 151, 2014.
- PEREIRA, J., GABIOUX, M., MARTA-ALMEIDA, M., CIRANO, M., PAIVA, A. M., AGUIAR, A., The bifurcation of the Western Boundary Current System of the South Atlantic Ocean, *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 32, n. 2, p. 241-257, 2014.
- PURKEY, S. G. & JOHNSON, G. C., Antarctic Bottom Water warming and freshening: contributions to sea level rise, ocean freshwater budgets, and global heat gain, *Journal of Climate*, v. 26, p. 6105-6122, 2013.

- RAYNER, D., HIRSCHI, J. -M., KANZOW, T., JOHNS, W. E., WRIGHT, P. G., FRAJKA-WILLIAMS, E., BRYDEN, H. L., MEINEN, C. S., BARINGER, M. O., MAROTZKE, J., BEAL, L. M., CUNNINGHAM, S. A., Monitoring the Atlantic meridional overturning circulation, *Deep-sea Research II*, v. 58, p. 1744 - 1753, 2011.
- SANTOSO, A., ENGLAND, M. H., Antarctic Intermediate Water Circulation and Variability in a Coupled Climate Model, *Journal of Physical Oceanography*, v. 34, p. 2160-2179, 2004.
- SAUNDERS, P. M., The Dense Northern Overflows, Em: SIEDLER, G., CHURCH, J., GOULD, J. [EDS], Ocean Circulation and Climate: observing and modelling the global ocean. *International Geophysics Series*, p. 401-417, 2001.
- SEATH, B., Influence of Freshwater Inputs on the Strength of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: A Multi-Model Study, Dissertação, 2015, 43 f., National Oceanography Centre Southampton, University of Southampton, Southampton, 2015.
- STOCKER. T. F. *et al.*, Climate Change 2013: Synthesis Report, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1535, 2013.
- STOMMEL, H., Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow, *Tellus*, v. 13, p. 224-230, 1961.
- STOUFFER, R. J. *et al.*, Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes, *Journal of Climate*, v. 19, p. 1365-1387, 2006.

- STRAMMA, L., ENGLAND, M., On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean, *Journal of Geophysical Research*, v. 104, n. 9, p. 20863-20883, 1999.
- STRAMMA, L., SCHOTT, F., The mean flow of the Tropical Atlantic Ocean. *Deep Sea Research II*, v. 46, p. 279-330, 1999.
- TALLEY, L. D., Freshwater transport estimates and the global overturning circulation: Shallow, deep and throughflow components, *Progress in Oceanography*, v. 78, p. 257-303, 2008.
- TALLEY, L. D., MCCARTNEY, S., Distribution and circulation of Labrador Sea Water, *Journal of Physical Oceanography*, v. 12, p. 1189-1205, 1982.
- TALLEY, L. D., PICKARD, G. E., EMERY, W. G., SWIFT, J. H., Descriptive Physical Oceanography: An Introduction (Sixth Edition), *Elsevier*, Burlington, MA, pp. 560, 2011.
- TAYLOR, K. E., STOUFFER, R. J., MEEHL, G. A., An overview of CMIP5 and the experimental design, *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 93, p. 485-498, 2012.
- VELLINGA, M. & WOOD, R. A., Global climatic impacts of a collapse of the Thermohaline Circulation, *Climate Change*, v. 54, p. 251-267, 2002.
- WEAVER, A. J., SEDLÁČEK, K., EBY, M., ALEXANDER, K., CRESPI, E., FICHEFET, T., PHILIPPON-BERTHIER, G., JOOS, F., KAWAMIYA, M., MATSUMOTO, K., STEINACHER, M., TACHIRII, K., TOKOS, K., YOSHIMORI, M., ZICKFIELD, K., Stability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: A model intercomparison, *Geophysical Research Letters*, v. 39, pp. 7, 2012.
- WUNSCH, C., What is the Thermohaline Circulation?, *Science*, v. 298, p. 1179-1181, 2002.