



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA**

NATALIE MELQUÍADES DE OLIVEIRA ARAÚJO

**ESTUDO DA INFLUÊNCIA DO APORTE DE ÁGUA DOCE DOS RIOS
AMAZONAS E TOCANTINS NA CIRCULAÇÃO E ESTADO
TERMOHALINO DO ATLÂNTICO COM SIMULAÇÕES DO MOM4**

Salvador
2016

TERMO DE APROVAÇÃO

NATALIE MELQUÍADES DE OLIVEIRA ARAÚJO

**ESTUDO DA INFLUÊNCIA DO APORTE DE ÁGUA DOCE DOS RIOS
AMAZONAS E TOCANTINS NA CIRCULAÇÃO E ESTADO
TERMOHALINO DO ATLÂNTICO COM SIMULAÇÕES DO MOM4**

Monografia apresentada ao Curso de Graduação em Oceanografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, como requisito parcial para a obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia.

Orientador: Prof. Clemente Augusto Souza Tanajura

Salvador
2016

TERMO DE APROVAÇÃO

NATALIE MELQUÍADES DE OLIVEIRA ARAÚJO

Monografia aprovada como requisito parcial para a obtenção do grau de bacharel em Oceanografia, Universidade Federal da Bahia, pela seguinte banca examinadora:

Clemente Augusto Souza Tanajura

Ph.D. em Meteorologia pela Universidade de Maryland, College Park, EUA.

Universidade Federal da Bahia - Orientador

Guilherme Camargo Lessa

Doutor em Ciências Marinhas pela Universidade de Sidney, Austrália

Universidade Federal da Bahia

Janini Pereira

Doutora em Oceanografia pela Universidade de São Paulo, USP, Brasil.

Universidade Federal da Bahia

Salvador, 30 de maio de 2016

*"Tudo está na natureza
encadeado
e em movimento"*

Monólogo do Veneno - Chico Buarque

*" Não me iludo
Tudo permanecerá
Do jeito que tem sido
Transcorrendo
Transformando
Tempo e espaço navegando
Todos os sentidos"
Tempo Rei - Gilberto Gil*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao Universo pela movimentação incessante de forças que me trouxeram a esta realização.

Agradeço a meus pais pelo suporte em toda a jornada acadêmica, mesmo sem entender direito o que eu estava estudando, sempre fizeram de tudo para que eu tivesse o necessário para continuar.

Ao meu orientador Clemente Tanajura pela extrema paciência, compartilhamento de conhecimento e por confiar na minha capacidade de realizar este trabalho.

Não tenho palavras para agradecer ao pessoal do laboratório, Davi, Rafael e Filipe, e também a Julia, Ingrid, Rafael, Lucas, Fernanda, Ivenis, Maurício e Gustavo, o apoio de vocês foi fundamental. Muito obrigada pelas trocas diárias naquele ambiente.

Aos meus colegas do curso de oceanografia de todos os anos, especialmente aos meus amigos que entraram comigo em 2011, toda a nossa troca de energia foi fundamental na minha formação quanto ser humano ao longo desses 5 anos. Me sinto muito grata.

Aos meus amigos da vida, da escola e do condomínio, obrigada por me apoiarem, acreditarem ou apenas me ouvirem quando precisei.

Meu sentimento é de imensa gratidão.

RESUMO

Experimentos foram realizados com o Modular Ocean Model 4, MOM4, a fim de investigar a influência do aporte de água doce dos rios Amazonas e Tocantins na circulação e no estado termohalino do Oceano Atlântico tropical. A rodada Vazão Constante considera a descarga dos rios constante ao longo do ano. A rodada Modulado leva em conta as variações sazonais da descarga, e a Sem Rio exclui o aporte de água doce dos rios. As simulações foram feitas para um período de 10 anos após um spin-up de 20 anos. O modelo foi validado pela comparação com os dados do WOA 2013 e as análises das variáveis oceanográficas ficaram concentradas nas diferenças Sem Rio - Modulado nos últimos 5 anos das simulações. A climatologia mostrou ciclos sazonais de salinidade, temperatura e conteúdo de calor para Modulado e Sem Rio, sendo este último fortemente controlado pelas variações na Zona de Convergência Intertropical e precipitação na região. A salinidade com o Sem Rio apresentou aumentos de até 1,5 psu nos primeiros 25 metros na região de influência direta da pluma e um aumento da salinidade em menor magnitude (0,5, 1,0 psu) em vasta região do Atlântico Norte, principalmente entre 0 e 20°N. Situação muito similar foi observada para a densidade, com máximos de 1 kg/m³ até 25 metros na mesma área. Para a temperatura, o aumento foi substancial em subsuperfície, com diferenças em torno de 1,5°C entre 50 e 200 metros na região de 0 a 20°N. Esse aumento está correlacionado a um aumento do conteúdo de calor de até 50 MJ/m³ em grandes áreas do oceano Atlântico tropical, como em 12°N e em 22°N, que coincide com a região da piscina de água quente do Atlântico oeste. Em regiões costeiras, a ausência do rio provocou redução da temperatura. Foi também identificado um aprofundamento da termoclina devido ao aumento da mistura e difusão turbulenta do calor com a extinção do efeito de barreira induzido pela presença do rio. Foram também traçados perfis sazonais de temperatura, densidade e salinidade, os quais capturaram o ciclo sazonal da profundidade da camada de mistura e apresentaram um aprofundamento de 10 metros no experimento Sem Rio, com exceção no período de abril a junho. As diferenças significativas de velocidade ficaram restritas à região equatorial, com aumento de u e v em torno de 10% na foz para o experimento Sem Rio. Os transportes de massa também foram calculados e apresentaram um comportamento sazonal bem marcado para diferentes pontos sob influência da pluma, com grande correlação com o ciclo sazonal da Corrente Norte do Brasil.

Palavras-chave: MOM4, descarga fluvial do rio Amazonas, salinidade, temperatura.

ABSTRACT

Experiments were performed with the Modular Ocean Model 4, MOM4 in order to investigate the influence of the fresh water supply of the Amazon and Tocantins rivers on the circulation and thermohaline state of the tropical Atlantic. The simulation, Constant Flow considers constant river discharge throughout the year. The simulation Modulated takes into account the seasonal cycle of the discharge, and No River excludes freshwater inflow from the rivers. The simulations. were made for 10 years after a 20-year spin-up. The model was validated by comparing the model mean with the WOA 2013 data. The analysis of oceanographic variables were concentrated on the differences between the No River and the Modulated simulations in the last five years of the runs. The climatology showed seasonal cycles of salinity, temperature and heat content for the Modulated and No River, runs, the latter being strongly controlled by variations of the ITCZ and the rainfall in the region. Salinity in the No River run showed increases of up to 1.5 psu in the first 25 m in the area directly influenced by the freshwater plume and increases with in smaller magnitude (0,5 to 1,0 psu) throughout the north Atlantic, especially between 0 and 20°N. Very similar situation was verified with the density with maximum differences equal to 1 kg/m³ in the first 25 meters in the same area. The temperature increase in the No River run was significant in the subsurface, with differences of 1,5°C between 50 and 200 meters in the region of 0 to 20°N, It was correlated to an increase in heat content of 50 MJ / m³ in large areas of tropical Atlantic ocean, such as the one between 12°N and 22°N over the North Atlantic. In coastal regions, the absence of the river caused a reduction of the temperature. It has also identified a deepening of the thermocline probably due to increased mixing and turbulent diffusion of heat with the absence of the barrier effect induced by the presence of the river. The seasonal cycle of temperature, density and salinity profiles were also captured along with a deepening of the mixed layer by about 10 m in the No River experiment, except in the period from April to June. Significant differences in speed were also found, but restricted to the equatorial region. An increase of the zonal and meridional velocities of about 10% close to the river mouth was produced by the No River run. The mass transport were also calculated and presented a well-marked seasonal pattern for different points under the influence of the plume with high correlation with the seasonal cycle of the North Brazil Current.

Keywords: MOM4, Amazon river discharge, salinity, temperature.

SUMÁRIO

1	Introdução	9
2	Objetivo	11
3	Área de ESTUDO	11
3.1	Sistema de Correntes	11
3.2	Padrão de ventos e precipitação	13
3.3	Pluma do Amazonas	15
4	Metodologia.....	16
4.1	Obtenção de dados	16
4.2	Modelo Numérico	17
4.3	Experimentos: Vazão Constante, Modulado e Sem Rio	19
5	Resultados e discussão.....	20
5.1	Validação do Modelo	20
5.2	Ciclo Sazonal	27
5.3	Temperatura	31
5.4	Salinidade.....	33
5.5	Densidade	36
5.7	Velocidade zonal e meridional	39
5.8	Perfis e Seções.....	42
5.9	Transporte de massa	57
6	6 CONSIDERAÇÕES FINAIS E conclusão.....	62
7	Referências bibliográficas	64

ÍNDICE DE FIGURAS

Figure 1 Salinidade da superfície do mar climatológica representando o mês de setembro e as setas representam os dados de corrente de flutuadores, com médias de junho a setembro, WOA 2009. As setas grandes em cinza sinalizam os principais caminhos pelos quais as águas da pluma do Amazonas são levadas. Grodsky et. al. 2014.....	10
Figure 2 Média no tempo esquemática de correntes de sub-superfície (setas), incluindo a Corrente Norte Equatorial (CNE, NEC em inglês, na figura), Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE, NECC), os ramos norte, central e sul da Corrente Sul Equatorial (CSE, SEC) e a Corrente Norte do Brasil e sua retroflexão. Por Lumpkin & Garzoli, 2005.....	13
Figure 3 Descrição climatológica da variação anual do stress da descarga fluvial (quadro superior), do transporte da Corrente Norte do Brasil (quadro do meio) e da intensidade e direção do vento. Nitrouer e DeMaster (1996) apud Nikiema 2007.	16
Figura 4 Aporte de água doce ($m^3 \cdot s^{-1}$) no Atlântico proveniente dos rios Amazonas e Tocantins a partir de dados de Costa et al. (2001) apud Tanajura e Souza (2007).	17
Figura 5. A ilustração de como os campos são colocados na grade tipo B horizontal usada no MOM4. Os pontos de velocidade U e V, são colocados nas extremidades e T no centro da grade. Por Université Catholique de Louvain, 2016.....	18
Figura 6. Campo de temperatura ($^{\circ}C$) a 10 m para o WOA, World Ocean Atlas 2013 (a), para o experimento modulado (b) e diferença (Modulado - WOA) em (c). As isolinhas indicadas representam regiões de mesma diferença, de -1 a $1^{\circ}C$, em intervalos de $0.2^{\circ}C$	22
Figura 7. Campo de salinidade (psu) a 10 m para o WOA, World Ocean Atlas 2013 (a), para o experimento Modulado (b) e diferença (Modulado - WOA) em (c). As isolinhas indicadas representam regiões de mesma anomalia, de -1 a 1 psu, em intervalos de 0.2 psu.	23
Figura 8. Seção longitudinal de temperatura ($^{\circ}C$) até 1000m, ao longo da longitude de $30^{\circ}W$, mostrando recorte do Atlântico de $40^{\circ}S$ até $60^{\circ}N$, para o	

experimento Modulado (a) e WOA (b). Em (c), diferença do experimento Modulado - WOA, variando de -3 a 3°C.	24
Figura 9. Seção de salinidade (psu) até 1000m, na longitude de 30°W, mostrando recorte do Atlântico de 40°S até 60°N, para o experimento Modulado (a) e WOA (b). Em (c), diferença do experimento Modulado - WOA, variando de -1 a 1 psu.	25
Figura 10. Seção latitudinal de temperatura (°C), com latitude de 5°N e longitude variando de 55°W a 5°W, para o experimento Modulado (a), WOA (b) e diferença (Modulado - WOA), variando de -1.5 a 1.5 psu em (c).	26
Figura 11. Seção latitudinal de salinidade (psu), com latitude de 5°N e longitude variando de 55°W a 5°W, para o experimento Modulado (a), WOA (b) e diferença (Modulado - WOA), variando de -1.0 a 1.0 psu em (c).	27
Figura 12. Série temporal de salinidade (psu), média na área de 5°S a 10°N e 30 a 60°W, para os primeiros 5 metros da coluna d'água, para os experimentos de vazão constante (curva vermelha), Sem Rio (azul) e Modulado (preta) do MOM4.	28
Figura 13. Série temporal de 10 anos de temperatura (°C), média na área de 5°S a 10°N e 30 a 60°W, nos primeiros 5 metros da coluna d'água para os experimentos de Vazão Constante (curva vermelha), Sem Rio (azul) e Modulado (preta) do MOM4.	30
Figura 14 . Série temporal de 10 anos de conteúdo de calor (MJ/m ²), para os primeiros 100 metros. Média na área de 5°S a 10°N e 30 a 60°W, para os experimentos de vazão constante (curva vermelha), Sem Rio (azul) e Modulado (preta) do MOM4.	30
Figura 15 . Médias climatológicas de precipitação em mm/mês para os meses de maio (a), junho (b), novembro (c) e dezembro (d), com barra de cores representando intensidade em mm/mês. https://iridl.ldeo.columbia.edu/maproom/Global/Climatologies/Precip_Loop.html	31
Figura 16. Campo de temperatura (°C) dos primeiros 5 metros do oceano para os últimos 5 anos para Modulado (a), Sem Rio (b) e em (c) a diferença Sem Rio - Modulado, variando de -0.5 a 0.1. As isolinhas contínuas representam regiões de diferença 0, as pontilhadas representam isolinhas negativas (-0.1,-0.3 e -0.5) e as tracejadas as isolinhas positivas (0.1).	32

Figura 17. Campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) dos primeiros 25 metros do oceano para Modulado (a), Sem Rio (b) e em (c) a diferença Sem Rio - Modulado, variando de -0.5 a 0.5. As isolinhas contínuas representam regiões de diferença 0, as pontilhadas representam isolinhas negativas (-0.1,-0.3 e -0.5) e as tracejadas as isolinhas positivas (0.1, 0.3 e 0.5). Média dos últimos 5 anos. 33

Figura 18. Campo de salinidade (psu) dos primeiros 5 metros do oceano para Modulado (a), Sem Rio (b) e em (c) a diferença Sem Rio - Modulado, variando de -1.5 a 1.5. As isolinhas contínuas representam regiões de diferença 0 e as tracejadas as isolinhas positivas (0.5, 1.0 e 1.5). 34

Figura 19. Campo de salinidade (psu) dos primeiros 25 metros do oceano para Modulado (a), Sem Rio (b) e em (c) a anomalia Sem Rio - Modulado, variando de -1.5 a 1.5. As isolinhas contínuas representam regiões de diferença 0 e as tracejadas as isolinhas positivas (0.5, 1.0 e 1.5). Média dos últimos 5 anos. .. 35

Figura 20. Campo de densidade para os primeiros 5m para o experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e a diferença (c), variando de -1.5 a 1.5, média dos últimos 5 anos. As isolinhas contínuas representam regiões de diferença 0 e as tracejadas de diferença positiva (0.5 e 1.0). 36

Figura 21. Campo de densidade para os primeiros 25m para o experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e a diferença Sem Rio - Modulado em (c). As isolinhas contínuas representam regiões de mesma diferença 0, as isolinhas tracejadas indicam diferenças positivas (0.5, 1.0 e 1.5), média dos últimos 5 anos. 37

Figura 22. Campo de conteúdo de calor em MJ/m^2 nos primeiros 200 metros para o experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e a diferença Sem Rio - Modulado em (c). As isolinhas contínuas representam regiões de mesma diferença 0, as isolinhas tracejadas indicam diferenças positivas (10, 20, 30, 40 e 50) e isolinhas pontilhadas indicam diferenças negativas (-10,-20, -30,-40,-50), média dos últimos 5 anos. 38

Figura 23. Campo de conteúdo de calor em MJ/m^2 em 400m para o experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e a diferença Sem Rio - Modulado em (c). As isolinhas contínuas representam regiões de mesma anomalia 0, as isolinhas tracejadas indicam diferenças positivas (10, 20, 30, 40 e 50) e isolinhas pontilhadas indicam diferenças negativas (-10,-20, -30,-40,-50), média dos últimos 5 anos. 39

Figura 24. Campo de componente zonal da velocidade, u , em m/s, nos primeiros 5 metros para o experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e diferença Sem Rio - Modulado (c). Média dos últimos 5 anos.	40
Figura 25. Campo de componente meridional da velocidade, v , em m/s, para o experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e diferença Sem Rio - Modulado em (c). Média dos últimos 5 anos.	41
Figura 26. Campo de velocidade representada pelos vetores e magnitude da velocidade (m/s) representada pela barra de cores, para o experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e diferença Sem Rio - Modulado em (c). Média dos últimos 5 anos.....	42
Figura 27. Perfis de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), representando uma média na área, 0 a 5°N de latitude e de 45 a 49°W de longitude, para o período trimensal de janeiro a março (a), abril a junho (b), julho a setembro (c) e outubro a dezembro (d), média dos últimos 5 anos, para Modulado (linha preta) e Sem Rio (azul). 43	
Figura 28. Perfis de salinidade (psu), representando uma média na área, 0 a 5°N de latitude e de 45 a 49°W , para o período trimensal de janeiro a março (a), abril a junho (b), julho a setembro (c) e outubro a dezembro (d), média dos últimos 5 anos, para Modulado (linha preta) e Sem Rio (azul). Média dos últimos 5 anos.....	44
Figura 29. Perfis de densidade (kg/m^3), representando uma média na área, 0 a 5°N de latitude e de 45 a 49°W , para o período trimensal de janeiro a março (a), abril a junho (b), julho a setembro (c) e outubro a dezembro (d), média dos últimos 5 anos, para Modulado (linha preta) e Sem Rio (azul). Média dos últimos 5 anos.....	45
Figura 30. Seção longitudinal de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) até 200m de profundidade em 35°W , e latitude variando de 40°S a 60°N , para experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e diferença, Sem Rio - Modulado, em (c), variando de -0.5 a 1.0 $^{\circ}\text{C}$. Média para os últimos 5 anos.....	46
Figura 31. Seção longitudinal de salinidade (psu) até 200m de profundidade em 35°W , e latitude variando de 40°S a 60°N , para experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e diferença, Sem Rio - Modulado, em (c), variando de -0.5 a 1.0 $^{\circ}\text{C}$. Média para os últimos 5 anos.	47
Figura 32. Seção latitudinal de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) até 200m de profundidade em 5°N , e longitude variando de 50° a 5°W , para experimento Modulado (a), Sem	

Rio (b) e diferença, Sem Rio - Modulado, em (c), variando de -0.5 a 1.0 °C. Média para os últimos 5 anos.	48
Figura 33. Seção latitudinal de temperatura (°C) até 200m de profundidade em 12°N, e longitude variando de 50° a 5°W, para experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e diferença, Sem Rio - Modulado, em (c), variando de -0.5 a 1.0 °C. Média para os últimos 5 anos.	49
Figura 34. Seção latitudinal de temperatura (°C) até 200m de profundidade em 22°N, e longitude variando de 50° a 5°W, para experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e diferença, Sem Rio - Modulado, em (c), variando de -0.5 a 1.0 °C. Média para os últimos 5 a anos.....	50
Figura 35. Seção latitudinal de salinidade (psu) até 200m de profundidade em 5°N, e longitude variando de 50° a 5°W, para experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e diferença, Sem Rio - Modulado, em (c), variando de -0.5 a 1.0 °C. Média para os últimos 5 anos.	52
Figura 36. Seção longitudinal da componente zonal da velocidade, u, em m/s ao longo de 35°W e latitude variando de 40°S a 60°N, para Modulado (a), Sem Rio (b) e anomalia Sem Rio - Modulado em (c), variando de -0.1 a 0.1 m/s. Média para os últimos 5 anos.	53
Figura 37. Seção longitudinal da componente meridional da velocidade, v, em m/s ao longo de 35°W e latitude variando de 40°S a 60°N, para Modulado (a), Sem Rio (b) e anomalia Sem Rio - Modulado em (c), variando de -0.1 a 0.1 m/s. Média para os últimos 5 anos.....	54
Figura 38. Distribuição da velocidade zonal em cm/s nos 1200 metros superiores, ao longo de 35°W em novembro/dezembro de 2000, linhas grossas representam os limites de massa de água. Nomes das correntes abreviadas são incluídos e os valores de transporte são apresentados por números. Por Stramma et. al 2004.....	54
Figura 39. Seção latitudinal da componente zonal da velocidade, u, em m/s ao longo de 5°N e longitude variando de 55°W a 5°W, para Modulado (a), Sem Rio (b) e anomalia Sem Rio - Modulado em (c), variando de -0.08 a 0.08 m/s. Média para os últimos 5 anos	55
Figura 40. Seção latitudinal da componente zonal da velocidade, u, em m/s ao longo de 5°N e longitude variando de 55°W a 5°W, para Modulado (a), Sem	

Rio (b) e anomalia Sem Rio - Modulado em (c), variando de -0.08 a 0.08 m/s. Média para os últimos 5 anos.	56
Figura 41. Campo de velocidade sinalizando as seções A, marcada pelos pontos p1(1°N, 48°W) e p2(4°N, 46°W), B, p3(0, 44°W) e p4(2°N, 42°W), C, p5(5°N, 51°W) e p6(8°N, 49°W) e D, p7(7°N, 54°W) e p8(9°N, 52°W),	57
Figura 42. Transporte rotacionado, em Sverdrup, mensal para a seção A, delimitada pelos pontos pontos p1(1°N, 48°W) e p2(4°N, 46°W), média mensal dos últimos 5 anos. A curva azul representa o experimento Sem Rio e a curva preta representa o experimento Modulado.....	58
Figura 43. Transporte rotacionado em Sverdrup mensal para a seção B, delimitada pelos pontos pontos p3(0, 44°W) e p4(2°N, 42°W), média mensal dos últimos 5 anos.A curva azul representa o experimento Sem Rio e a curva preta representa o experimento Modulado.....	59
Figura 44. Transporte rotacionado em Sverdrup mensal para a seção C, delimitada pelos pontos p5(5°N, 51°W) e p6(8°N, 49°W), média mensal dos últimos 5 anos.A curva azul representa o experimento Sem Rio e a curva preta representa o experimento Modulado.....	60
Figura 45. Transporte rotacionado em Sverdrup mensal para a seção D, delimitada pelos pontos p7(7°N, 54°W) e p8(9°N, 52°W), média mensal dos últimos 5 anos.A curva azul representa o experimento Sem Rio e a curva preta representa o experimento Modulado.....	61
Figura 46 - Variação sazonal da descarga do rio Amazonas e da intensidade da Corrente Norte do Brasil (CNB), adaptado de Johns et al. (1998) e de Geyer et al. (1996) apud Silva et al 2009.....	61

LISTA DE ABREVIATURAS

AC: Água Costeira

AIA: Água Intermediária Antártica

APAN: Água Profunda do Atlântico Norte

AT: Água Tropical

CCNE: Contra Corrente Norte Equatorial

CCM: Complexo Convectivo de Mesoescala

CNB: Corrente Norte do Brasil

CNE: Corrente Norte Equatorial

CORE: Common Ocean-ice Reference Experiment

DOL: Distúrbios Ondulatórios de Leste

GFDL: Geophysical Fluid Dynamics Laboratory

MOM4: Modular Ocean Model 4

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

SCE: Subcorrente Equatorial

SCM: Sistema Convectivo de Mesoescala

SSM: Salinidade da superfície do mar

TSM : Temperatura da superfície do mar

VCAN: Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

ZCIT: Zona de Convergência Intertropical

WOA : World Ocean Atlas

1 INTRODUÇÃO

As três principais fontes de água doce para os oceanos são: a descarga atmosférica dada pela evaporação menos precipitação (EmP), derretimento de gelo marinho e continental e descargas fluviais. Mudanças nesse aporte de água doce podem acarretar em variações na salinidade e, conseqüentemente, em outras propriedades físicas dos oceanos (HUANG; MEHTA, 2010).

A descarga fluvial, especialmente, é um componente muito importante no ciclo hidrológico e influi na estabilidade termodinâmica dos oceanos (HU et al., 2004), visto que ela altera a salinidade do oceano adjacente e sua densidade, variável-chave na geração da circulação termohalina (BRANSTETTER, 2003). Além da salinidade, o efeito do aporte de água doce também se reflete na temperatura da superfície do mar (TSM), alterando a estratificação da camada próxima à superfície (CARTON, 1991). Isso se deve ao "efeito de barreira" provocado pela forte estratificação da água menos salina gerada pelo aporte de água doce (FOLTZ; MCPHADEN, 2009). A camada isotérmica com uma acentuada haloclina, localizada entre a base da camada de mistura e o topo da termoclina é referida como a "camada de barreira" porque a forte estratificação atua como uma barreira para o cisalhamento turbulento e para o entranhamento de água fria logo abaixo da termoclina em direção à camada de mistura (CRONIN; MCPHADEN, 2002). As camadas de barreira são uma climatológica aspecto do Pacífico equatorial ocidental também, e têm substancial variabilidade espacial e temporal, relacionadas fortemente à erosão associada com rajadas de vento de oeste.

Masson e Delecluse (2001) usaram um modelo de circulação geral do oceano para mostrar que a camada de barreira na foz do Amazonas poderia reter radiação solar e gerar uma inversão da temperatura na base da camada de mistura. A formação e variabilidade da camada barreira induzida pela presença de água doce, portanto, influencia diretamente o ciclo sazonal de TSM (FOLTZ; MCPHADEN, 2009). O mecanismo de formação da camada barreira na região equatorial, baseia-se numa pinoquina induzida mais fortemente por uma haloclina do que por uma termoclina. Ou seja, o controle da estratificação da densidade é feito pela salinidade em primeira instância, como mostra a equação (CRONIN; MCPHADEN, 2002):

$$\rho_z = \frac{\partial \rho}{\partial T} T_z + \frac{\partial \rho}{\partial S} S_z \sim \frac{\partial \rho}{\partial S} S_z,$$

onde $\partial\rho/\partial T$ e $\partial\rho/\partial S$ são as derivadas parciais de densidade em relação a temperatura e salinidade respectivamente, e o subscrito z representa a derivada parcial em relação a z .

Devido a grande magnitude da vazão do rio Amazonas juntamente com a contribuição do rio Tocantins, as consequências da retirada desses dois rios simboliza grandes mudanças no equilíbrio atual do oceano Atlântico tropical, com possíveis consequências de escala continental e até global. Além das alterações no equilíbrio termodinâmico do oceano, o complexo sistema de circulação de correntes, giros subtropicais, ventos e precipitação também contribui para que esse estudo nessa região seja importante para a dinâmica de todo o Atlântico, visto que as águas de baixa salinidade dos rios que deságuam nesse local são advectadas para outras regiões do hemisfério norte (Figura 1).

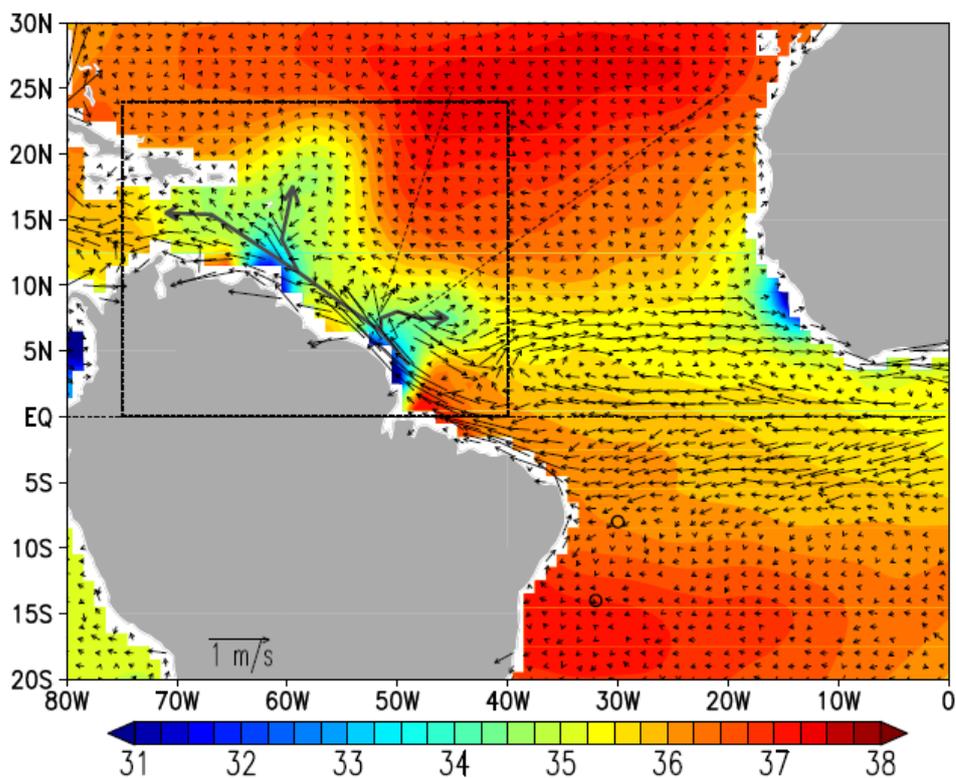


Figure 1 Salinidade da superfície do mar climatológica representando o mês de setembro e as setas representam os dados de corrente de fluído, com médias de junho a setembro, WOA 2009. As setas grandes em cinza sinalizam os principais caminhos pelos quais as águas da pluma do Amazonas são levadas. Grodsky et. al. 2014.

2 OBJETIVO

O objetivo principal deste trabalho é investigar efeitos do aporte de água doce dos rios Amazonas e Tocantins na circulação e no estado termohalino superficial do Oceano Atlântico equatorial e tropical. O foco é na circulação e estado termohalino anual médio e na variabilidade sazonal empregando principalmente saídas do modelo numérico da circulação oceânica global Modular Ocean Model 4 (MOM4).

Os objetivos específicos deste trabalho são:

- Avaliar a qualidade da simulação do modelo Modular Ocean Model versão 4 (MOM4) em relação a climatologias mensais e anuais;
- Investigar o impacto do aporte de água doce dos rios Amazonas e Tocantins no estado médio e no ciclo sazonal da temperatura, da salinidade e da circulação do modelo MOM4, principalmente na camada de mistura, considerando uma simulação na qual o aporte de água doce dos rios é incluído e outra na qual o aporte não é.
- Avaliar as mudanças no conteúdo de calor em regiões do Oceano Atlântico tropical da camada de mistura provocadas pela ausência do aporte de água doce dos rios;
- Avaliar as mudanças no transporte de massa associados à Corrente Norte do Brasil provocadas pela ausência do aporte de água doce.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 Sistema de Correntes

O oeste do Oceano Atlântico Tropical, que inclui a área da Plataforma Continental do Amazonas e região oceânica adjacente, tem sido bastante investigada nos últimos anos devido ao complexo sistema de Correntes de Contorno Oeste, como a Corrente Norte do Brasil (CNB), e outras como Corrente Norte Equatorial (CNE) e a Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE, Figura 1). Estas correntes exercem papel fundamental nas trocas inter-hemisféricas de calor associadas à circulação termohalina através da Célula de Circulação Meridional (TRENBERTH; CARON, 2001). A CNB é o limite ocidental do giro impulsionado por ventos no Atlântico tropical (LUMPKIN; GARZOLI, 2005) e flui ao longo da quebra da Plataforma do Amazonas, sobre o talude, predominantemente no sentido noroeste, com velocidades entre 0,5-1,0 m.s⁻¹. Johns et al. (1998) estimaram valores de transporte da CNB adjacente à costa amazônica (4°N-45°W) variando entre 35 Sv (1 Sv= 10⁶ m³s⁻¹) nos meses de

julho-agosto e 13 Sv em abril-maio, com uma média anual de aproximadamente 25 Sv (BEARDSLEY et al., 1995). O transporte é dominado por fluxo nos 150 m superiores e medições por GEYER et al., 1991 sugerem que o transporte da CNB sobre a plataforma alcança 3 a 5 Sv. A CNB exibe grandes flutuações de transporte de mesoescala, com períodos de 25-40 dias e 60-90 dias. As flutuações de frequências mais altas são fortemente restritas à superfície e com mais energia em julho e agosto, enquanto as flutuações de baixa frequência estão presentes durante todo o ano e estão associadas com a propagação de grandes turbilhões anticiclônicos no sentido noroeste ao longo da margem (JOHNS et al., 1998). Conforme a CNB se aproxima de 7°N transportando 45 Sv, nas proximidades do estado do Amapá, ela se afasta da costa para encontrar o ramo sul da larga e lenta Corrente Norte Equatorial transportando 35 Sv. Esta convergência forma a porção oeste da Contra Corrente Norte Equatorial (SILVEIRA; FLIERL; BROWN, 1999) e em parte caracteriza a retroflexão da CNB principalmente no verão e outono (GARRAFO et al., 2003), contribuindo para formação de vórtices anticiclônicos (JOHNS et al., 1998) que representam componentes importantes nas trocas de massas de água entre o hemisfério sul e norte (RUGGIERO, 2008).

O comportamento da CNB em superfície é intermitente. Ao avançar pela quebra de plataforma, no norte do Brasil, ela pode assumir dois procedimentos: retrofletir e alimentar correntes que fluem para leste, ou seguir na direção noroeste. Estas diferenças estão bem marcadas temporalmente com a retroflexão ocorrendo com maior intensidade nos meses de verão e outono, enfraquecendo no inverno, podendo até desaparecer na primavera (JOHNS et al., 1998; GARRAFO et al., 2003 apud RUGGIERO, 2008). A CCNE flui para leste entre 3° e 10°N, contra os ventos alísios (GARZOLI, 1992) e também traz incremento de massas de água do norte que apontam como fornecimento parcial de uma recirculação de CNE, como parte do giro subtropical norte (SCHOTT; DENGLER; BRANDT, 2003).

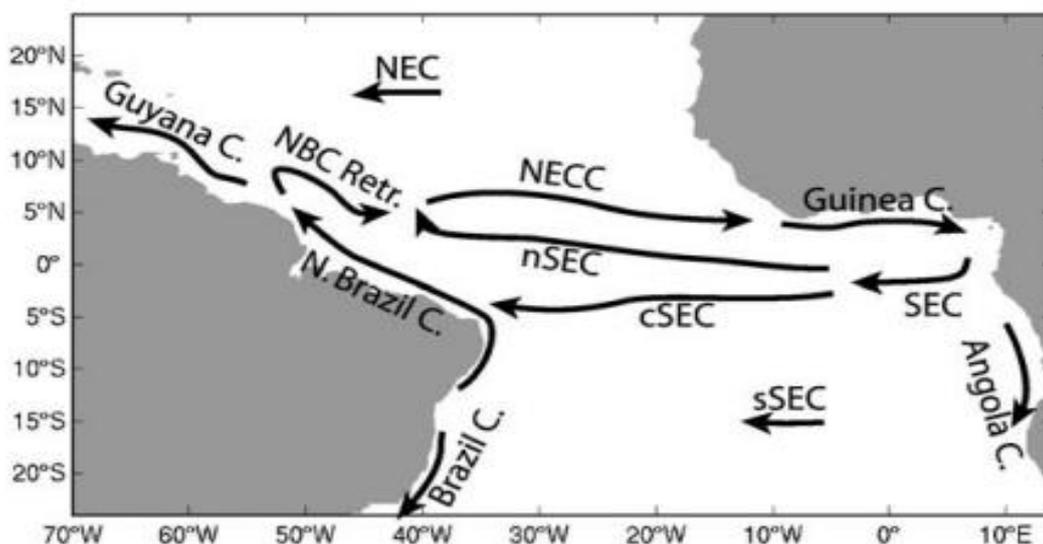


Figure 2 Média no tempo esquemática de correntes de sub-superfície (setas), incluindo a Corrente Norte Equatorial (CNE, NEC em inglês, na figura), Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE, NECC), os ramos norte, central e sul da Corrente Sul Equatorial (CSE, SEC) e a Corrente Norte do Brasil e sua retroflexão. Por Lumpkin & Garzoli, 2005

3.2 Padrão de ventos e precipitação

O forçamento atmosférico sobre a plataforma do Amazonas e região adjacente é dominado por ventos alísios (BEARDSLEY et al., 1995). A Figura 2 mostra a variação anual da direção e intensidade dos ventos alísios, com tensões máximas correspondentes aos vento de nordeste, que dominam de dezembro a maio, com altas intensidades médias mensais que podem chegar a 18 m.s^{-1} em fevereiro. Já os ventos alísios de sudeste sopram durante o verão e outono boreais com intensidades mais baixas (menos de 12 m.s^{-1}) (LE BARS et al., 2010). Enquanto os ventos são orientados aproximadamente perpendicular à costa, Lentz (1995) mostra que as flutuações em ambas as componentes da tensão do vento, paralelas e perpendiculares à plataforma, influenciam fortemente o fluxo de água do rio Amazonas sobre a plataforma.

Vários sistemas meteorológicos são observados na região tropical, contribuindo para alterações no clima e no tempo na Amazônia e na região influenciada pela pluma dos rios Amazonas, Orinoco e Tocantins. Dentre eles, destacam-se os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) ou Ondas de Leste, e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (COELHO, 2004). Os CCMs (complexos convectivos de

mesoescala), tropicais são outro tipo de sistema que contribui para a precipitação na região norte (SALIO; NICOLINI; ZIPSER, 2007). Na região tropical, os CCMs não são modulados por sistemas sinóticos como nos extratropicais, mas estão associados ao aquecimento radiativo da superfície que, por sua vez, promove convergência e convecção. Por isso, apresentam máximo desenvolvimento durante o dia (SALIO; NICOLINI; ZIPSER, 2007) possuindo tempo de vida menor do que 9 h em 89% dos casos, tamanho menor do que 150.000 km² no período de máxima extensão e são mais frequentes no verão seguido do outono. Algumas frentes frias, com grande deslocamento meridional, também podem contribuir para precipitação na região norte.

A ZCIT corresponde à região de confluência dos ventos alísios de sudeste provenientes do Hemisfério Sul com os de nordeste provenientes do Hemisfério Norte e é caracterizada por intensa atividade convectiva. É o fenômeno atmosférico mais importante para as interações oceano-atmosfera na região tropical e com influência no clima global. A ZCIT pode atuar direta e indiretamente na região do norte do Brasil e na zona equatorial tropical do Atlântico. Dentre as formas indiretas estão: (a) aglomerados convectivos que se formam ao longo da ZCIT e que ao se propagarem para oeste atingem a bacia Amazônica; e (b) a interação dos alísios com a circulação da brisa marítima formando linhas de instabilidade tropical, que adentram no continente e se regeneram durante a propagação para oeste. (SALISBURY et al., 2011). A atuação direta da ZCIT na precipitação da região ocorre devido a sua variação sazonal, o posicionamento da ZCIT oscila, em parte devido as variações de temperatura da superfície oceânica, de forma que durante o inverno boreal há elevação da temperatura no Atlântico Sul, deslocando a ZCIT para o sul, alcançando sua posição mais austral, 5°S, em janeiro (RUGGIERO, 2008). Durante o verão boreal, há diminuição da temperatura no sul e aumento no norte, deslocando a ZCIT para o norte, atingindo quase 10°N em julho.

No entanto, a variabilidade da precipitação na bacia do Amazonas e na região adjacente em escala decenal ou superior é resultado de muitas interações complexas (MARENGO, 2004). A região norte do Brasil apresenta significativa heterogeneidade espacial de pluviosidade, onde a maior quantidade de precipitação é observada no setor ocidental da região, excedendo a 2450 mm/ano. A precipitação no centro e no noroeste da Amazônia é associada à condensação de ar úmido transportado pelos ventos alísios, que sofrem levantamento orográfico próximo aos Andes (REBOITA et al., 2010).

3.3 Pluma do Amazonas

A bacia hidrográfica do rio Amazonas se estende por toda a floresta tropical amazônica desde a sua foz até a crista dos Andes com uma área da ordem de 10^6 km² (GRODSKY et al., 2014), fazendo dela a maior bacia de drenagem do mundo. A descarga do rio Amazonas juntamente com a do rio Orinoco representam 20% do total da descarga global anual de água doce proveniente de rios, o que é totalmente aportado para o oceano Atlântico tropical oeste (HU et al., 2004). A média anual da descarga do rio Amazonas na plataforma continental norte do Brasil é de $1,5 \pm 0,13 \times 10^5$ m³ s⁻¹ (SALISBURY et al., 2011) com descarga máxima de $2,4 \times 10^5$ m³ s⁻¹, geralmente em maio e mínima de $0,8 \times 10^5$ m³ s⁻¹ em novembro (GRODSKY et al., 2014). Estudos hidrológicos de Lentz e Limeburner (1995) revelaram que a pluma do Amazonas que se estende pela plataforma continental tem de 3 a 10 metros de espessura e de 80 a mais de 200 km de extensão, variando sazonalmente. A extensão mensal da pluma está altamente correlacionada com a vazão do rio, mas outros fatores, como os ventos de superfície e correntes também têm grande influência (ZENG et al., 2008). Geyer et. al. (1995) encontraram plumas mais extensas em março e menos extensas em junho, o que em primeira análise seria contraditório considerando que a descarga do mês de junho é superior a do mês de março. Porém pela circulação de ventos na região em junho, que impõe ventos de sudeste associada a uma posição mais ao norte de Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a pluma é carregada para noroeste e se mistura a retroflexão da Corrente Norte do Brasil, demonstrando que a variabilidade sazonal da pluma depende de uma combinação de fatores.

Durante o inverno boreal, a água na pluma fica concentrada mais próxima da foz do rio, contra a costa, por ventos de nordeste, devido à posição mais ao sul da ZCIT (MASSON; DELECLUSE, 2001). Na primavera boreal, a água na pluma é transportada para noroeste ao longo da plataforma e da quebra da plataforma pela Corrente Norte do Brasil (CNB) (GRODSKY et al., 2014). No verão e outono boreais, a pluma de baixa salinidade é transportada principalmente por duas vias: uma parte continua na direção noroeste, no sentido da corrente do Caribe (HELLWEGER; GORDON, 2002), e outra parte é carregada para leste pela Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE) e pela Subcorrente Equatorial (STRAMMA et al., 2004), pelos vórtices da retroflexão da CNB (KOROSOV; COUNILLON; JOHANNESSEN, 2015; MASSON; DELECLUSE, 2001).

A baixa salinidade da pluma do Amazonas, limitada por águas de até 35 psu (GRODSKY et al., 2014) é mantida em parte pela magnitude da descarga, que mesmo durante baixas vazões é suficiente para produzir um fluxo de corrente muito forte na desembocadura para o oceano (ROCKWELL GEYER et al., 1996). Ela também é mantida pela forte mistura vertical associada ao fluxo de corrente que ocorre ao longo da ampla região interna da plataforma, que rompe a estrutura vertical de densidade antes da intrusão salina alcançar os canais da foz do rio. Devido a seu volume, é capaz de influenciar processos oceânicos e atmosféricos de escala continental.

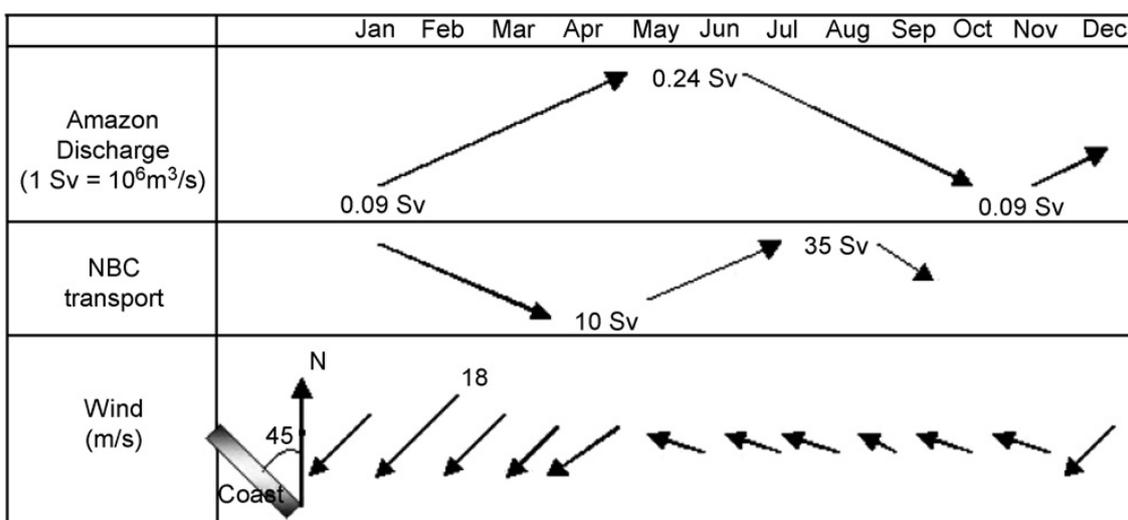


Figure 3 Descrição climatológica da variação anual do stress da descarga fluvial (quadro superior), do transporte da Corrente Norte do Brasil (quadro do meio) e da intensidade e direção do vento. Nitrouer e DeMaster (1996) apud Nikiema 2007.

4 METODOLOGIA

4.1 Obtenção de dados

Dados climatológicos de temperatura e salinidade do oceano global foram obtidos do banco de dados World Ocean Atlas 2009 (WOA09) para inicialização do modelo e para avaliação de sua qualidade. Dados da vazão mensal dos rios Amazonas e Tocantins com variabilidade interanual foram obtidos através de comunicação pessoal do Prof. Marcos Heil Costa, da Universidade Federal de Viçosa, MG. Esses dados foram consolidados em médias mensais para definição de um ciclo sazonal climatológico. Os dados do aporte de água doce no Atlântico proveniente dos

rios Amazonas e Tocantins foram contabilizados com dados mensais de uma longa série histórica consolidada por COSTA et al., 2001 tomada especificamente nas estações de Óbidos para o rio Amazonas e Tucuruí para o rio Tocantins (Figura 4). A série temporal empregada para a vazão média anual e o ciclo sazonal mensal considerou dados de 1928 a 1996 para Óbidos e de 1978 a 1995 para Tucuruí. A média anual da soma das contribuições dos rios foi de $2,06 \times 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Esse dado foi empregado nos experimentos numéricos descritos a seguir.

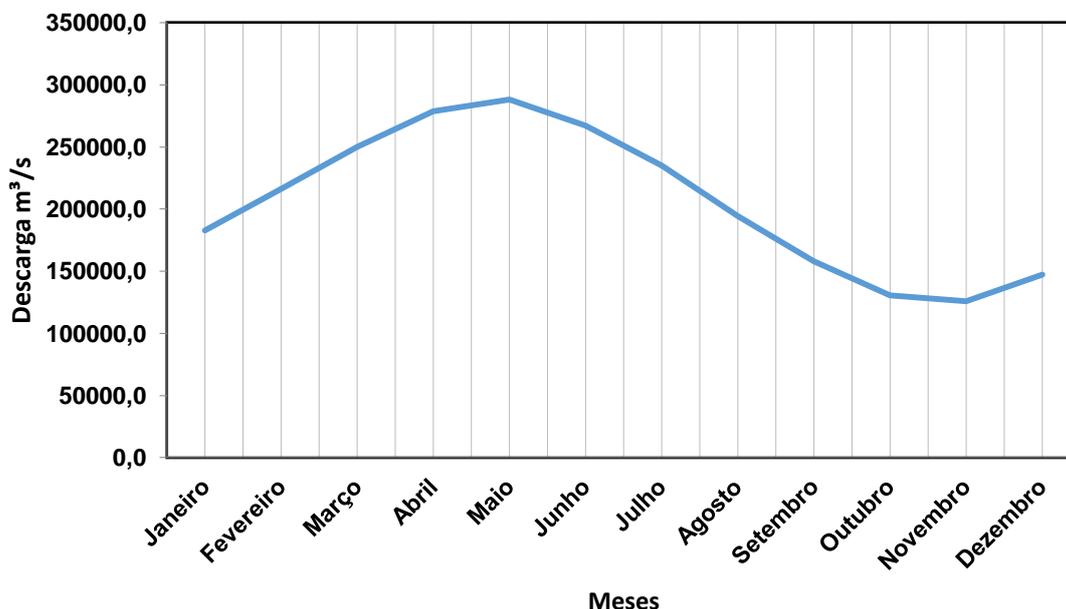


Figura 4 Aporte de água doce ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) no Atlântico proveniente dos rios Amazonas e Tocantins a partir de dados de Costa et al. (2001) apud Tanajura e Souza (2007).

4.2 Modelo Numérico

O modelo empregado no presente estudo é o Modular Ocean Model versão 4 (MOM4). Ele é um modelo oceânico numérico de superfície livre, de coordenadas horizontais ortogonais e coordenada vertical cartesiana, baseado em equações hidrostáticas primitivas em uma grade Euleriana fixa no espaço-tempo. Seu desenvolvimento foi liderado por cientistas do GFDL/NOAA (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/National Oceanic and Atmospheric Administration). As versões semi-discretas das equações são representadas pela grade tipo B de Arakawa, ou seja, os valores de velocidade são avaliados nos cantos da grade centro e os de massa no centro (Figura 5). O MOM4 não considera a aproximação de Boussinesq, assim, a cinemática, dinâmica e física são baseadas em um quadro de conservação de massa, em vez da tradicional conservação de volume. Notavelmente, as simulações não-Boussinesq produzem um cálculo prognóstico mais preciso do nível

do mar do modelo, incluindo os efeitos estéricos ausentes nos modelos que utilizam a aproximação (GRIFFIES; WINTON; SAMUELS, 2004).

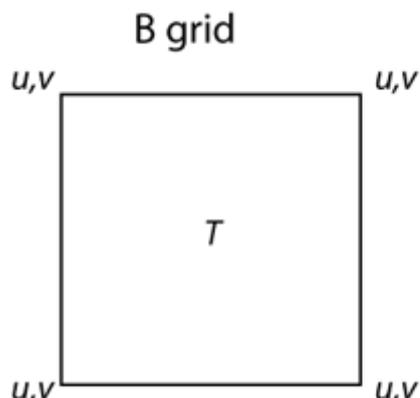


Figura 5. A ilustração de como os campos são colocados na grade tipo B horizontal usada no MOM4. Os pontos de velocidade U e V, são colocados nas extremidades e T no centro da grade. Por Université Catholique de Louvain, 2016.

O MOM4 foi configurado com domínio global e resolução 1° de longitude x $1/3^\circ$ de latitude na faixa de $10^\circ\text{S} - 10^\circ\text{N}$, 1° de longitude x 1° de latitude na região de $90^\circ\text{S} - 30^\circ\text{S}$ e $30^\circ\text{N} - 90^\circ\text{N}$ e 1° de longitude x variações lineares de $1/3^\circ$ até 1° na faixa de $10^\circ - 30^\circ$ em ambos os hemisférios. O modelo discretiza o oceano global verticalmente em 41 níveis (Tabela 1), sendo o primeiro na superfície, e possui um total de $360 \times 240 \times 41$ pontos de grade ($3,542\text{E}+06$). A resolução do modelo é relativamente baixa, mas como o trabalho considera uma série temporal de 10 anos e um estudo climatológico, ele tem condições de capturar os processos mais importantes de larga-escala.

Os dados climatológicos de temperatura e salinidade, da vazão dos rios Amazonas e Tocantins e das análises atmosféricas do CORE, Common Ocean-ice Reference Experiment conjunto "Corrected Normal Year Forcing" versão 1.0, foram empregados para forçar o MOM4. Os campos do CORE foram obtidos da página http://data1.gfdl.noaa.gov/nomads/forms/mom4/CORE/CNYF_1p0.html com campos climatológicos mensais de precipitação, temperatura do ar, umidade específica e ventos, todos em 10 metros, pressão ao nível do mar, e fluxos de radiação de onda longa e onda curta na superfície. Ainda campo de aporte dos principais rios do mundo com vazões constantes equivalentes a médias anuais foram empregados. Particularmente para os Rios Amazonas e Tocantins, a média anual verificada considerando os dados de Costa et al. (2001) para as estações de Óbidos e Tucuruí foi de $2,06 \times 10^5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. O modelo foi inicializado a partir do repouso com uma estrutura

termohalina climatológica de janeiro e foi integrado a partir de 1 de janeiro com os forçantes do CORE por 20 anos. Essa foi a integração de spin-up e seu maior objetivo foi produzir uma circulação média climatológica.

Níveis	Profundidade (m)	Níveis	Profundidade (m)
1	5	21	205
2	15	22	216
3	25	23	238
4	35	24	273
5	45	25	329
6	55	26	408
7	65	27	517
8	75	28	657
9	85	29	834
10	95	30	1.045
11	105	31	1.296
12	115	32	1.583
13	125	33	1.908
14	135	34	2.267
15	145	35	2.659
16	155	36	3.078
17	165	37	3.524
18	175	38	3.988
19	185	39	4.467
20	195	40	4.954

Tabela 1. Níveis verticais do MOM4 e as respectivas profundidades que representam.

4.3 Experimentos: Vazão Constante, Modulado e Sem Rio

Os experimentos de sensibilidade do modelo em relação ao aporte de água doce dos rios Amazonas e Tocantins foram realizados por 10 anos após os 20 anos de spin-up. O primeiro experimento consistiu numa rodada em que a vazão dos rios foi mantida constante ao longo dos 10 anos. O segundo experimento consistiu em uma rodada na qual a vazão dos rios variou sazonalmente sem variabilidade interanual. Ele será chamado de Modulado. O terceiro experimento consistiu em uma rodada na qual a vazão dos rios foi considerada nula e será chamado de rodada Sem Rio. Os experimentos no modelo MOM4 foram feitos pelos pesquisadores Dr. Clemente Augusto Souza Tanajura e Hudson Cabral Sales de Souza, empregando computador IBM do National Center for Supercomputing Applications (NCSA), EUA, e computador SGI do Laboratório Nacional de Computação Científica (LNCC/MCTI). Os resultados

dos modelos foram processados para se avaliar a importância do aporte de água doce dos rios Amazonas e Tocantins na dinâmica do Atlântico tropical. O presente experimento abre também uma discussão sobre possíveis consequências no clima advindas de uma dramática redução da vazão e aporte dos rios em um hipotético cenário de mudanças climáticas. A fim de direcionar a discussão para as diferenças entre os experimentos e simplificar os resultados em torno do sinal da ausência do rio especificamente, o experimento de vazão constante não será explorado amplamente como os outros dois. Os resultados apresentados a seguir também só consideram os últimos 5 anos da série temporal, para melhor capturar as diferenças entre os experimentos tendo em vista que o experimento Sem Rio teve praticamente a mesma condição inicial do Modulado.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Validação do Modelo

Os resultados do MOM4 foram comparados com resultados da climatologia do WOA (World Ocean Atlas, 2013), construída a partir de dados observados a fim de avaliar a qualidade do modelo. As Figuras 6a e 6b mostram o padrão de temperatura médio para os primeiros 10 metros, para o WOA e MOM4 respectivamente. É possível notar que os resultados do MOM4 mostram bastante semelhança com os dados observacionais de WOA. As isolinhas de 25°C estão posicionadas de forma muito semelhante entre WOA e MOM4, representando a região equatorial com altas temperaturas. O modelo apresenta entretanto temperatura superior a 0,5°C em relação a climatologia na costa leste da América do Norte em torno de 50°N e em vasta área do Atlântico Sul tropical até a costa da África. O modelo produz temperaturas menores que a climatologia na região equatorial do Atlântico e em vasta região do Atlântico Norte principalmente na extensão da Corrente do Golfo, em 40°N, em altas latitudes. A resolução do WOA para zonas costeiras e ilhas é superior ao MOM4, mas de forma geral, há uma boa representatividade da TSM do Oceano Atlântico por parte do modelo, sendo as maiores diferenças justamente nas regiões adjacentes aos continentes, na costa da América do Norte e da costa sul da África (Figura 6c). Para a área de estudo, onde a pluma atua diretamente, as diferenças são positivas e em torno de 0,2 °C, mostrando que o modelo está mais quente do que a observação.

Os campos de salinidade dos primeiros 10m do WOA e do experimento Modulado (Figuras 7a e 7b) também exibem grandes semelhanças no padrão geral do

Atlântico, com salinidades mais baixas na região equatorial, em torno de 35,5 psu, e com algumas áreas com salinidades superiores (37 psu) nos trópicos. A alta salinidade do Oceano Atlântico norte e sul é, portanto, acuradamente capturada pelo modelo. Ainda regiões de baixa salinidade como a próxima a foz do rio Amazonas, as regiões afetadas pelo rio da Prata e Congo, e ao longo da costa oeste da África são produzidas pelo modelo em concordância com a climatologia. Entretanto, há grandes diferenças nas altas latitudes do Atlântico Norte e nas latitudes médias do Atlântico Sul.

A resolução do WOA nas altas latitudes, assim como em regiões costeiras, é superior ao modelo, capturando melhor as diferenças de um polo para o outro, bem como as margens leste e oeste do Atlântico. Na região adjacente a foz do Amazonas, para o modelo, há uma pluma de baixa salinidade mais bem definida (isolinha de 35 psu, Figura 7b), embora a caracterização geral da salinidade seja bem parecida entre os dois campos. As maiores diferenças estão em altas latitudes, acima de 40°N ou latitudes médias, entre 20 e 40°S, em que o modelo está menos salino do que a observação (Figura 7c), com diferenças em torno de -1,0 psu. Assim como para a temperatura, a costa da América do Norte e da costa sul da África também registram grandes diferenças do modelo para a observação, sendo o modelo mais salino em 1 psu na América do Norte e também em pequena parte na costa da África, e em outra parte deste continente, em torno de 10°S, o modelo está menos salino do que o WOA com diferenças de até aproximadamente -1,0 psu.

Na região diretamente afetada pela pluma na região tropical equatorial do Atlântico, há uma grande região com diferenças de -0.4 psu, chegando a -0.8 psu bem na foz do rio, mostrando que há menor salinidade produzida pelo modelo nesses locais. Isso indica que a parametrização de aporte de água doce e/ou do termo precipitação menos evaporação não estão bem ajustados. Intercalando essa região de diferença negativa são produzidas duas línguas de diferenças positivas, 0,2 e 0,4 psu, significando maiores salinidades do modelo nessas áreas (Figura 7c).

O recorte vertical do modelo e do WOA até 1000m de profundidade é uma forma para avaliar a qualidade da simulação. A seção de temperatura ao longo de 30°W, meridiano médio do oceano Atlântico, mostra o oceano Atlântico variando latitudinalmente de 40°S até 60°N, para o experimento Modulado e o WOA (Figuras 8a e 8b). Em subsuperfície, o modelo se apresenta mais quente principalmente em latitudes subtropicais do Atlântico Sul entre aproximadamente 100 e 400 metros, na região equatorial até aproximadamente 200 metros e nas altas latitudes do Atlântico

Norte abaixo de 100 metros. A diferença chega a 3°C. Viés frio são observados em todas as latitudes em diversas profundidades.

Na seção longitudinal de salinidade, o oceano Atlântico sul aparece menos salino do que o Norte, com duas bolhas de salinidade alta, em torno de 37 psu em 20° S e m 20°N, que se aprofunda até 200m (Figuras 9a e 9b). Para o experimento Modulado, há uma região de salinidade baixa, em torno de 34 psu, na latitude 60°N e 40°S, que não aparece na seção do WOA, provavelmente devido à maior resolução. Abaixo de 400 m, o modelo é mais salino que a climatologia em todas as latitudes, exceto na região subtropical do Atlântico Norte (Figura 9c). Isso pode indicar que água mais salina do Mediterrâneo não está sendo bem representada.

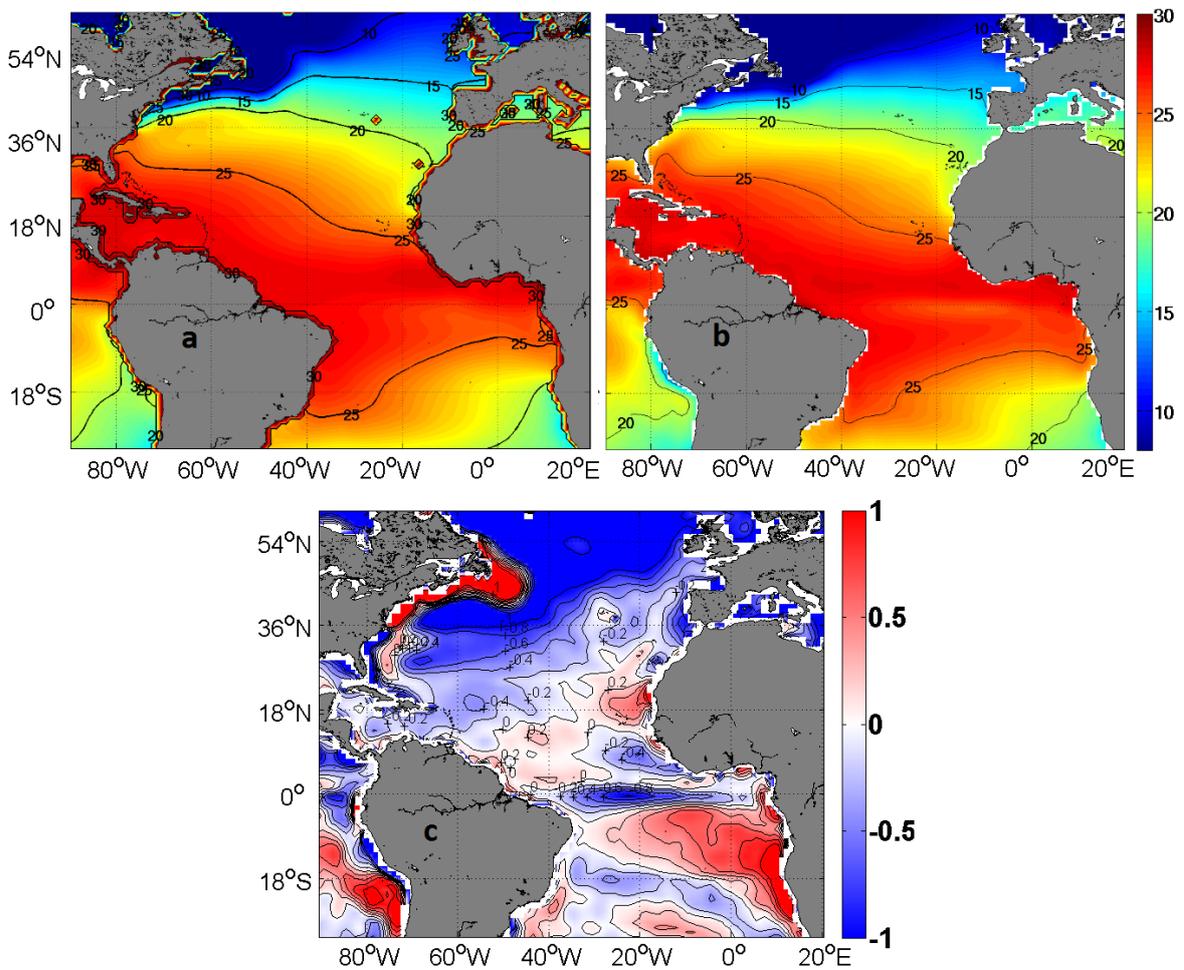


Figura 6. Campo de temperatura (°C) a 10 m para o WOA, World Ocean Atlas 2013 (a), para o experimento modulado (b) e diferença (Modulado - WOA) em (c). As isolinhas indicadas representam regiões de mesma diferença, de -1 a 1°C, em intervalos de 0.2°C.

Para a seção vertical ao longo da latitude 5°N, com a longitude variando de 55 a 5°W, a temperatura do oceano aparece bem similar entre o MOM4 e o WOA nos primeiros 200m (Figura 10a e 10b). A TSM típica dessa região equatorial, em torno de 27°C nas seções mostradas, vai diminuindo verticalmente até atingir 15°C em 250m de profundidade, padrão que é observado nas duas seções. Considerando a dificuldade do MOM4 de retratar regiões costeiras e adjacentes a continentes, o WOA difere significativamente do modelo em profundidade, na longitude de 48°W, com diferença atingindo 1,5°C (Figura 10c). Da superfície até 300 metros, o modelo aparece mais quente do que a observação de modo geral, com diferenças positivas de até 1,0°C. Abaixo de 300 metros, as diferenças entre o modelo e a observação são mais suaves, sendo o modelo mais frio de 300 a 500 metros e depois mais quente novamente, de 500 metros até o fim da seção. O modelo também registra temperaturas mais baixas do que a observação na plataforma continental, de 48° a 50° W, com diferenças em torno de -1,0 °C.

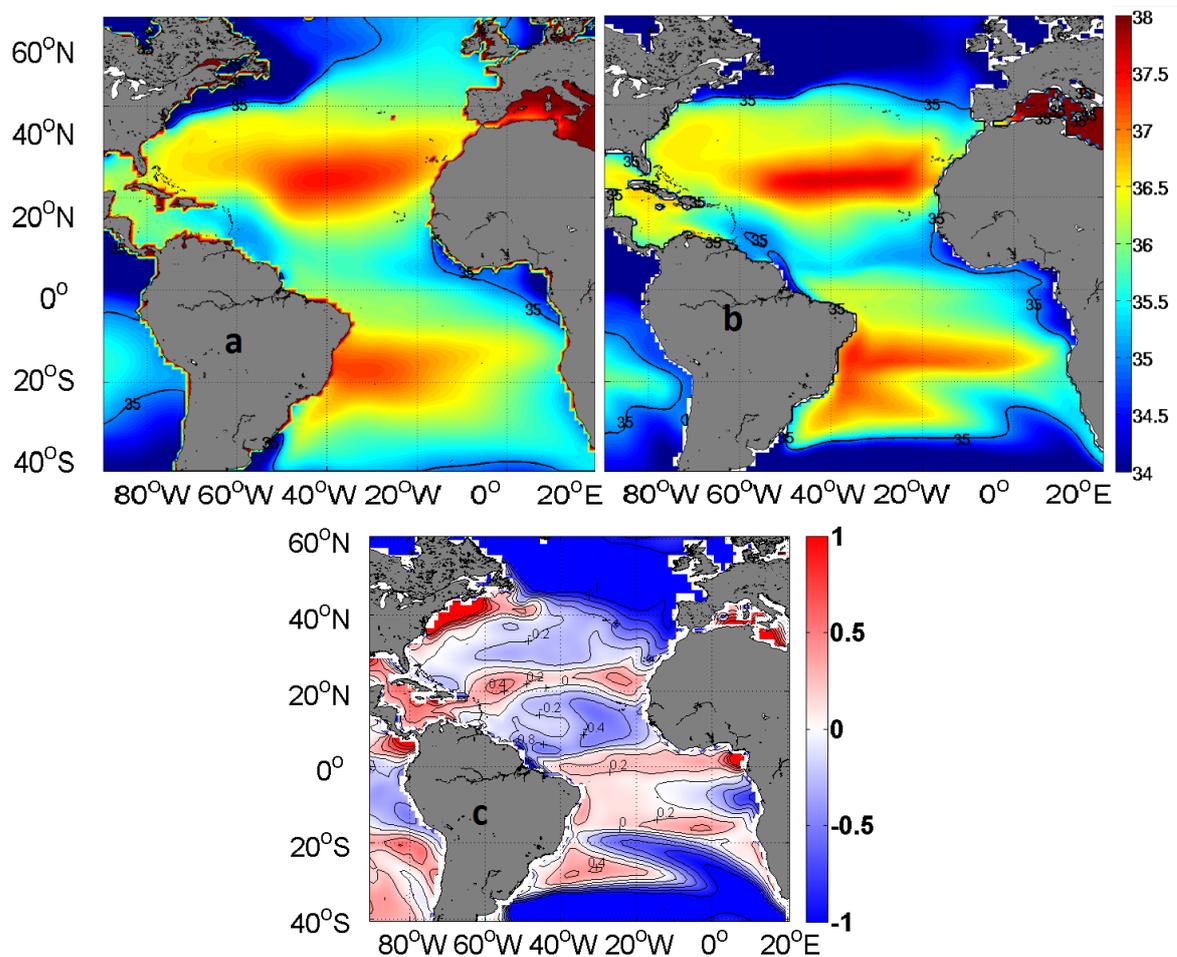


Figura 7. Campo de salinidade (psu) a 10 m para o WOA, World Ocean Atlas 2013 (a), para o experimento Modulado (b) e diferença (Modulado - WOA) em (c). As isolinhas

indicadas representam regiões de mesma anomalia, de -1 a 1 psu, em intervalos de 0.2 psu.

Para as seções de salinidade, são capturadas lâminas de salinidade muito baixas, 34, 34.5 psu na superfície, que aparecem mais profundas no modelo do que no WOA (Figuras 11a e 11b). Em subsuperfície, ocorre um máximo de salinidade, que se estende em uma faixa horizontal em toda a seção. De 300 até 1000 metros, a salinidade declina lentamente nas duas seções, chegando a valores menores que 35 psu. A diferença na superfície é muito intensa, aproximadamente $-1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$, sendo o modelo menos salino que a climatologia, decrescendo de oeste para leste (Figura 11c). De 150 até 1000 metros, o modelo é generalizadamente mais salino do que a observação, com uma linha de diferença em torno de 1,0 psu, em 200 metros, e depois suavizando-se, menor que 0,3 psu, no restante da seção.

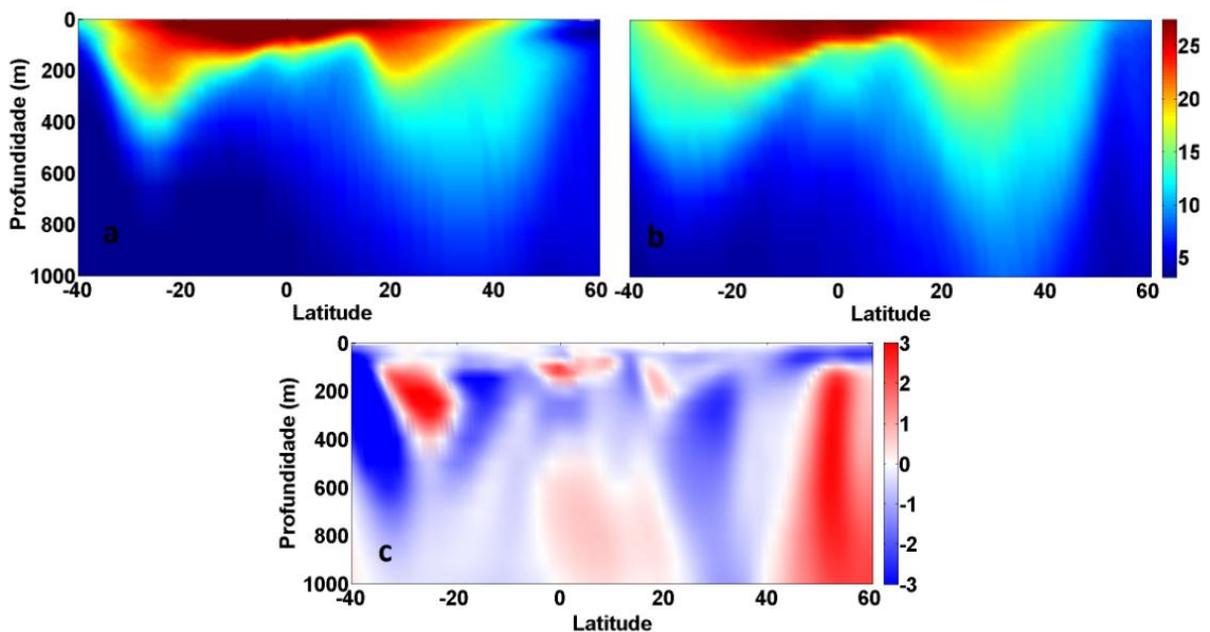


Figura 8. Seção longitudinal de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) até 1000m, ao longo da longitude de 30°W , mostrando recorte do Atlântico de 40°S até 60°N , para o experimento Modulado (a) e WOA (b). Em (c), diferença do experimento Modulado - WOA, variando de -3 a 3°C .

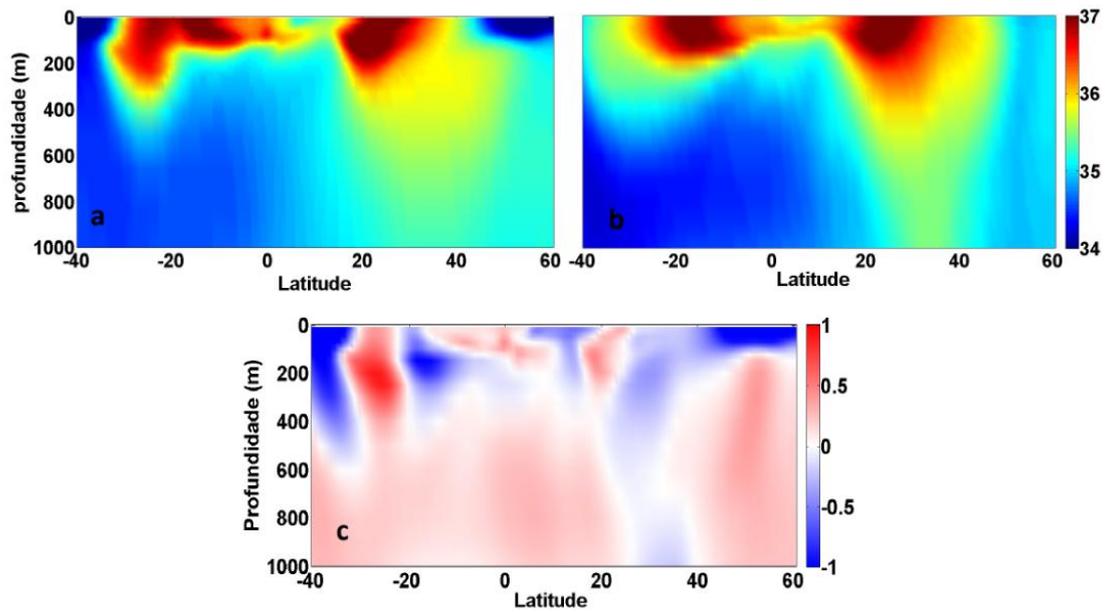


Figura 9. Seção de salinidade (psu) até 1000m, na longitude de 30°W, mostrando recorte do Atlântico de 40°S até 60°N, para o experimento Modulado (a) e WOA (b). Em (c), diferença do experimento Modulado - WOA, variando de -1 a 1 psu.

A comparação do experimento Modulado do MOM4, com o WOA 2013, apesar das diferenças substanciais em algumas regiões, oferece um padrão de larga escala razoalmente acurado. Isso permite que o modelo seja empregado para investigar as possíveis consequências da ausência de aporte de água doce dos rios Amazonas e Tocantins na circulação e estado termohalino do oceano Atlântico tropical.

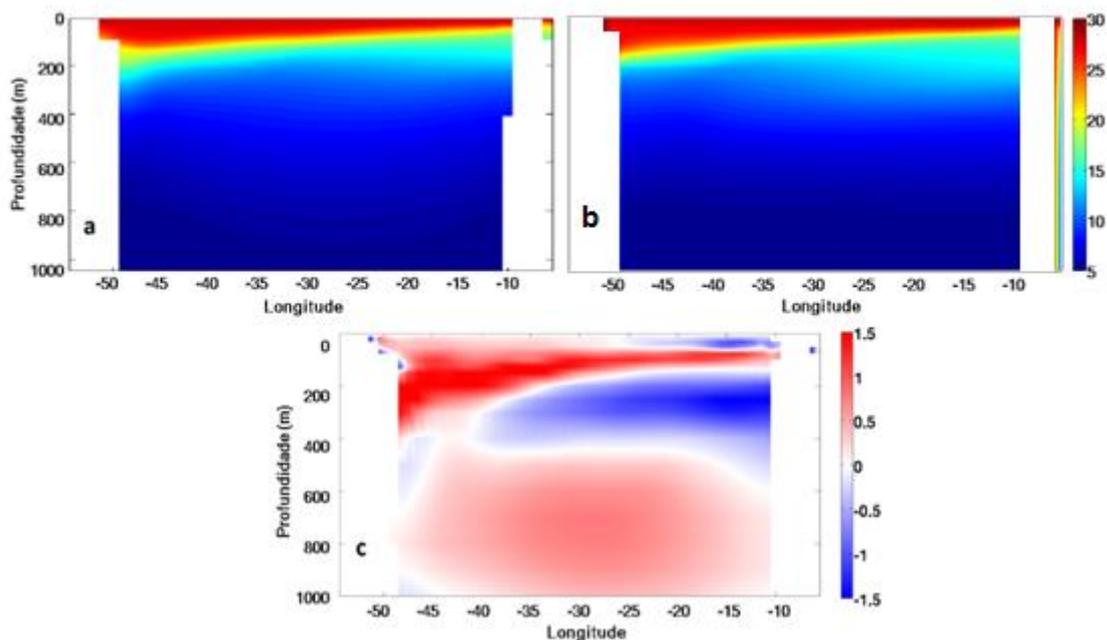


Figura 10. Seção latitudinal de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), com latitude de 5°N e longitude variando de 55°W a 5°W , para o experimento Modulado (a), WOA (b) e diferença (Modulado - WOA), variando de -1.5 a 1.5 psu em (c).

Observando as seções de temperatura e salinidade do Modulado e do WOA (Figuras 8, 9, 10 e 11) é possível correlacionar os dados de T e S para estimar as massas d'água encontradas. Valores de salinidade em torno de 34 psu associados à temperaturas $> 27^{\circ}\text{C}$, sobre a plataforma continental em 50°W definem a Água Costeira (AC), identificada por alto valor de temperatura e baixo valor de salinidade (DA SILVA; ARAÚJO; BOURLÈS, 2005). Tanto o WOA quanto o Modulado apresentam essa massa d'água, porém pelo WOA ser mais quente porém mais salino, ela aparece mais estabelecida no modelo. Até 200 metros, aproximadamente, também pode ser identificada a Água Tropical (AT), com temperaturas acima de 18°C e salinidades superiores a 36 psu. Abaixo dela, aparece a ACAS (Água Central do Atlântico Sul), definidas por temperaturas entre $5,95$ e $18,35^{\circ}\text{C}$ e salinidade entre 34,52 e 36,40 psu, tanto para MOM4 quanto para WOA (DA SILVA; ARAÚJO; BOURLÈS, 2005).

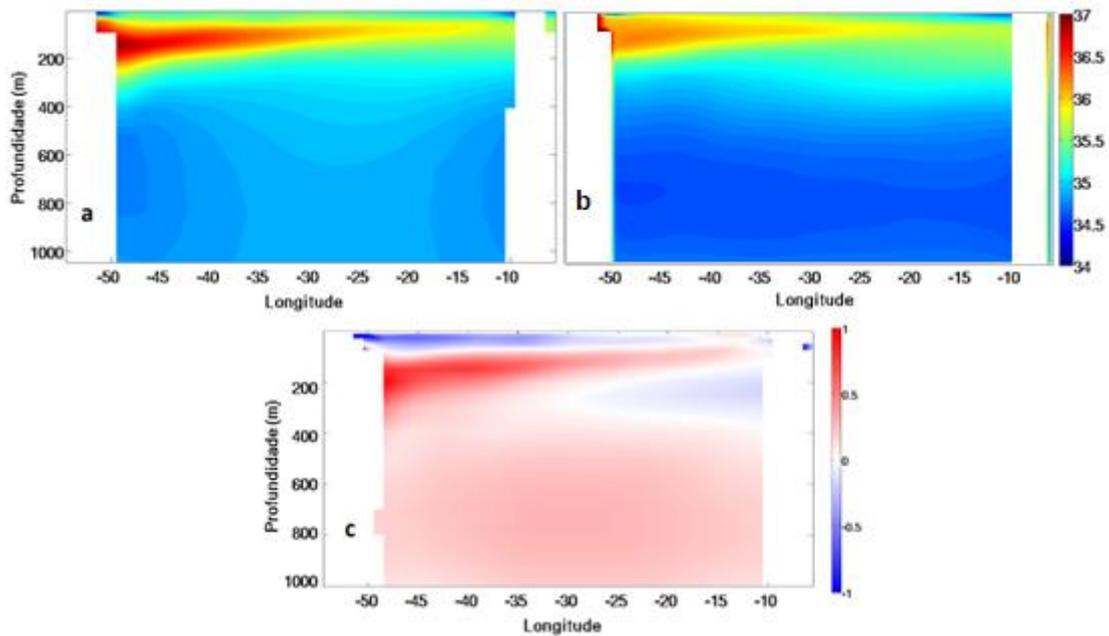


Figura 11. Seção latitudinal de salinidade (psu), com latitude de 5°N e longitude variando de 55°W a 5°W, para o experimento Modulado (a), WOA (b) e diferença (Modulado - WOA), variando de -1.0 a 1.0 psu em (c).

5.2 Ciclo Sazonal

Uma climatologia dos experimentos será construída empregando a simulação de 10 anos após os 20 anos de spin-up. A salinidade da superfície do mar (Figura 12), temperatura da superfície do mar (Figura 13) e conteúdo de calor para os primeiros 100 metros (Figura 14) são aqui considerados para os 10 anos após o spin-up dentro de uma área limitada por 5°S a 10°N e 30°W a 60°W. A série de salinidade dos experimentos captura um ciclo sazonal com máximo em novembro/dezembro e mínimo em maio/junho. Os valores do experimento Sem Rio superam o experimento com vazão constante e modulado desde o início, porém as diferenças se intensificam com o passar dos anos, devido a um tempo de resposta do modelo. Os máximos da rodada Sem rio (linha azul, Flgura 12), atingem 36,5 psu no Ano 10, enquanto o experimento de vazão constante fica em torno de 35,7 psu e Modulado 36 psu no segundo semestre do último ano.

Modulado, por registrar a variação da vazão do rio ao longo do ano, mostra os valores de salinidade mais baixos, em torno de 35,3 psu nos meses de maio e junho dos primeiros quatro anos.

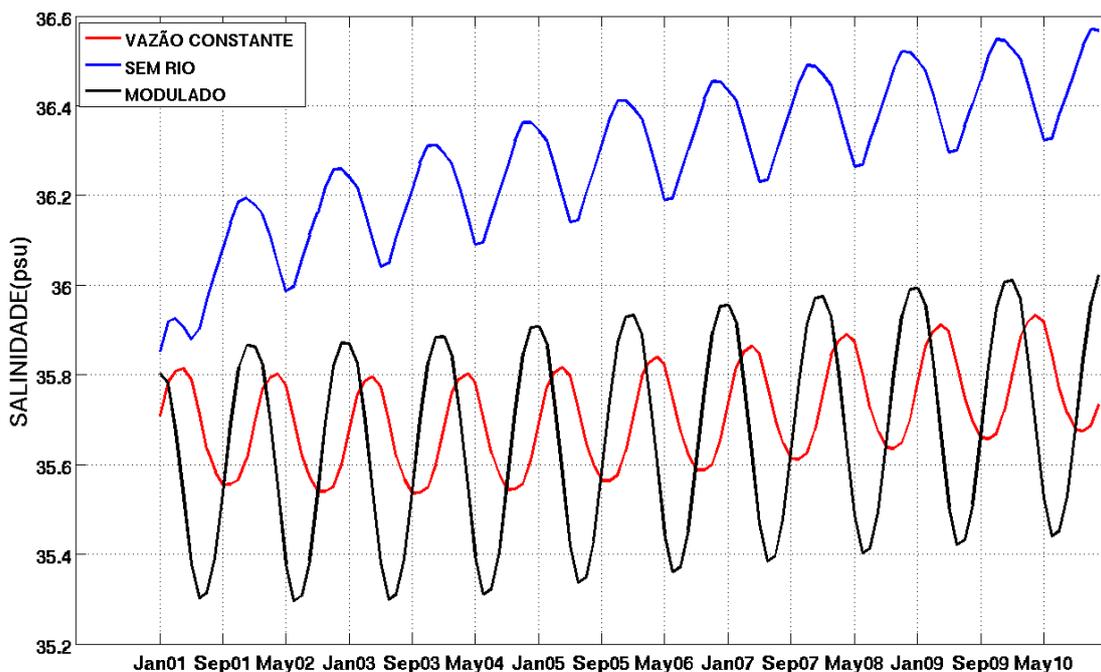


Figura 12. Série temporal de salinidade (psu), média na área de 5°S a 10°N e 30 a 60°W, para os primeiros 5 metros da coluna d'água, para os experimentos de vazão constante (curva vermelha), Sem Rio (azul) e Modulado (preta) do MOM4.

Na Figura 15 estão apresentadas médias climatológicas de precipitação, retiradas do endereço virtual do Instituto Internacional de Pesquisa (IRI) da Universidade Columbia, https://iridl.ideo.columbia.edu/maproom/Global/Climatologies/Precip_Loop.html. O ciclo sazonal apresentado pelo experimento Sem Rio é controlado pela precipitação na região, que por sua vez é regida pela migração sazonal da ZCIT. Os máximos de precipitação, que ocorrem nos meses de maio e junho, representados pelas Figuras 15a e 15b coincidem com os mínimos de salinidade para este experimento (curva azul, Figura 12). A faixa de grande precipitação (250 a 300 mm), apresentada em maio e em junho (Figuras 15a e 15b), retrata a feição da ZCIT que migra para norte nesse período, atingindo um máximo de 10°N em julho, enquanto sua localização mais austral, 5°S, acontece em janeiro. Por sua vez, os máximos de salinidade também correlacionam-se com mínimos de precipitação (Figuras 15c e 15d), que ocorrem em novembro e dezembro, na área delimitada por 5°S a 10°N e 30° a 60°W em que as médias climatológicas do modelo foram calculadas.

Há uma tendência geral de aumento da salinidade ao longo dos anos para os experimentos. Isso é uma clara indicação de que o ajuste do modelo para a sua nova climatologia sem o aporte de água doce dos rios Amazonas e Tocantins pode demorar muito mais do que 10 anos. Essa indicação é corroborada por outros campos, nos

quais os últimos anos de simulação apresentam magnitudes nas suas diferenças maiores do que no início ou no meio do período do experimento, em relação ao controle representado pelo experimento de vazão constante.

Para a série temporal de 10 anos de temperatura, as diferenças entre os experimentos são pouco significativas. O ciclo sazonal aparece bem estabelecido com mínimas levemente inferiores a 27°C em janeiro e máximas em torno de 27,9°C em maio com padrões praticamente idênticos para as três rodadas. De maneira geral, os três experimentos reproduzem ciclos iguais de TSM na região (Figura 13). Como as linhas são cálculos de média dos primeiros 5 metros da coluna d'água, há grande contribuição da radiação solar e da temperatura do ar na temperatura da água nessa lâmina superficial e como os experimentos são forçados pelos mesmos campos atmosféricos, isso explica os valores encontrados serem muito próximos.

Observando as curvas de conteúdo de calor para os primeiros 100 metros dos experimentos na região de 5°S a 10°N e de 30 a 60°W, observa-se um aumento das diferenças entre eles com o passar dos anos, principalmente entre Sem Rio e Modulado (Figura 14), assim como na salinidade (Figura 12). Os mínimos de conteúdo de calor são registrados em maio, aumentando gradativamente com o passar do anos, sendo os valores do experimento Sem Rio sempre superiores aos valores dos experimentos de vazão constante e Modulado aproximadamente 1144 MJ/m² e 1138 MJ/m² respectivamente. Os máximos ocorrem em torno de dezembro, Sem Rio com valores máximos, chegando a alcançar 1168 MJ/m² no último ano, enquanto o experimento de vazão constante e Modulado atingem 1164 MJ/m². O fato de o aporte de água doce pelos rios induzir a formação de uma barreira que retém o calor atmosférico nos primeiros metros da coluna d'água, explica o aumento do conteúdo de calor em subsuperfície com a retirada do rio, pois a ausência da barreira permitiria maior transporte vertical do calor das camadas superiores para as mais profundas.

Todos os experimentos foram forçados com as mesmas forçantes atmosféricas, incluindo precipitação. O experimento de Vazão Constante não considera as variações sazonais dos rios Amazonas e Tocantins, e portanto as flutuações de salinidade, por exemplo, apresentadas por ele se devem a fatores ligados ao balanço de água doce evaporação menos precipitação, neutralizando o efeito da descarga fluvial (Figura 12). Este experimento não será doravante explorado no trabalho.

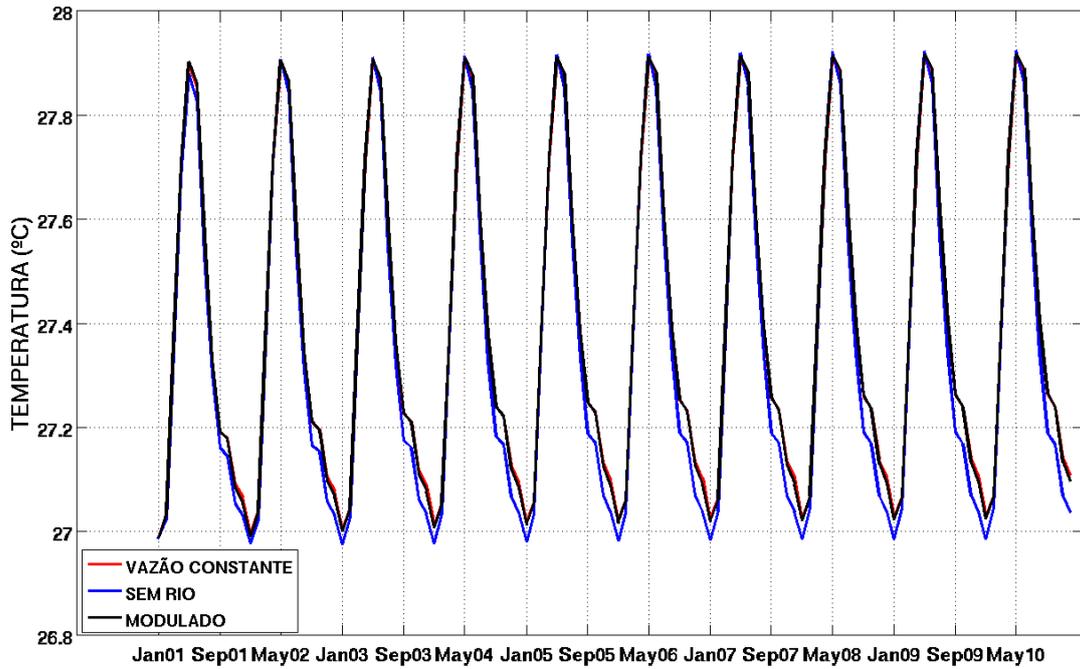


Figura 13. Série temporal de 10 anos de temperatura (°C), média na área de 5°S a 10°N e 30 a 60°W, nos primeiros 5 metros da coluna d'água para os experimentos de Vazão Constante (curva vermelha), Sem Rio (azul) e Modulado (preta) do MOM4.

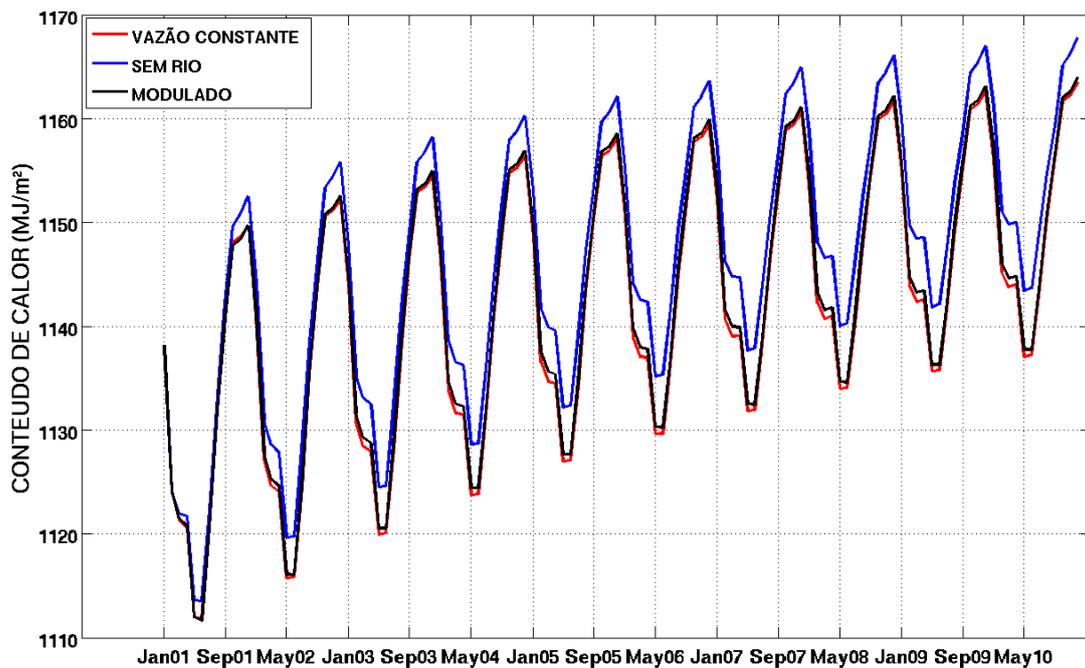


Figura 14 . Série temporal de 10 anos de conteúdo de calor (MJ/m²), para os primeiros 100 metros. Média na área de 5°S a 10°N e 30 a 60°W, para os experimentos de vazão constante (curva vermelha), Sem Rio (azul) e Modulado (preta) do MOM4.

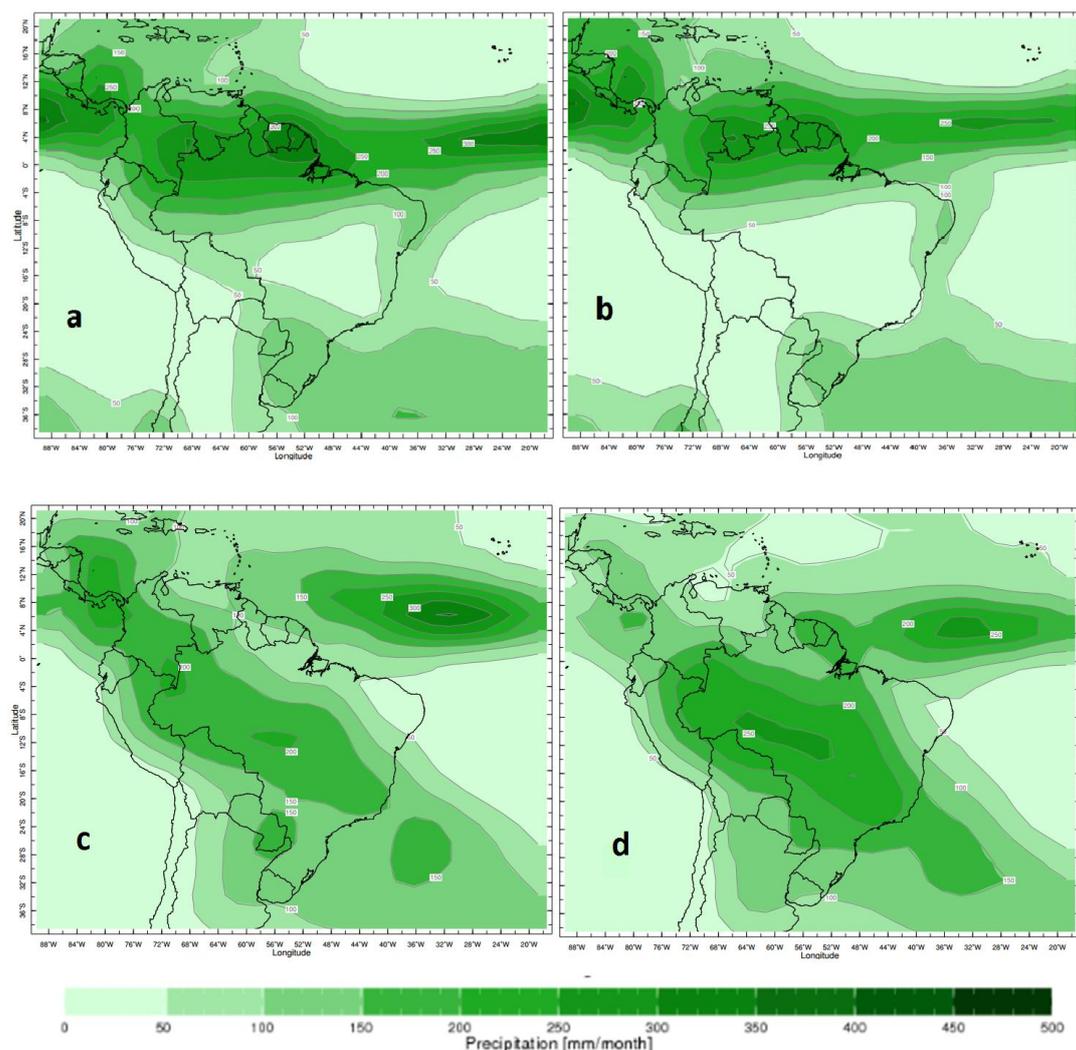


Figura 15 . Médias climatológicas de precipitação em mm/mês para os meses de maio (a), junho (b), novembro (c) e dezembro (d), com barra de cores representando intensidade em mm/mês. https://iridl.ldeo.columbia.edu/maproom/Global/Climatologies/Precip_Loop.html

5.3 Temperatura

Os campos de TSM nas rodadas Modulado e Sem Rio não diferem substancialmente pois o padrão de larga-escala é o mesmo semelhante à climatologia observada. Por exemplo, no Atlântico tropical há temperaturas entre 26 e 28°C, entre 0 e 20°N (Figuras 16a e 16b). Na rodada sem rio, há um pequeno sinal da diferença negativa esperada nas áreas de grande influência do rio (Figura 16c), sempre dividida em duas regiões: a noroeste da América do Sul em direção ao Caribe, rente à costa, e para leste, em direção a África (KOROSOV; COUNILLON; JOHANNESSEN, 2015; LENTZ; LIMEBURNER, 1995) Esta diferença negativa está associada com o fato de

aportes de água doce estarem geralmente associados a TSM mais elevadas (CARTON, 1991) por criarem uma barreira térmica que aprisiona a radiação solar e reduz a mistura na coluna d'água (FOLTZ; MCPHADEN, 2009). Em contrapartida, existe uma região de diferença positiva (0.1 °C) espalhada pelo centro do Atlântico norte, provavelmente associadas a mudanças na circulação que ocorrem com a ausência do rio. Há diferenças negativas de até -0.3 °C alcançando a costa leste da América do Norte, mostrando que a retirada dá água doce dos rios gera consequências inter-hemisféricas, mesmo que de pequena magnitude. De modo geral, há uma redução da temperatura no oceano adjacente às regiões costeiras com a retirada do rio (Figura 16c).

A região de maior diferença positiva, indicando aquecimento do oceano no experimento Sem Rio, localiza-se próximo a África, se estendendo de 35°W a 0° de longitude, é intensificada com o aumento da profundidade de 5 para 25 metros. O mesmo resultado não é encontrado na porção mais a oeste do campo de temperatura, registrando a diferença de profundidade na termoclina no Atlântico equatorial, mais rasa no leste e mais profunda no oeste.

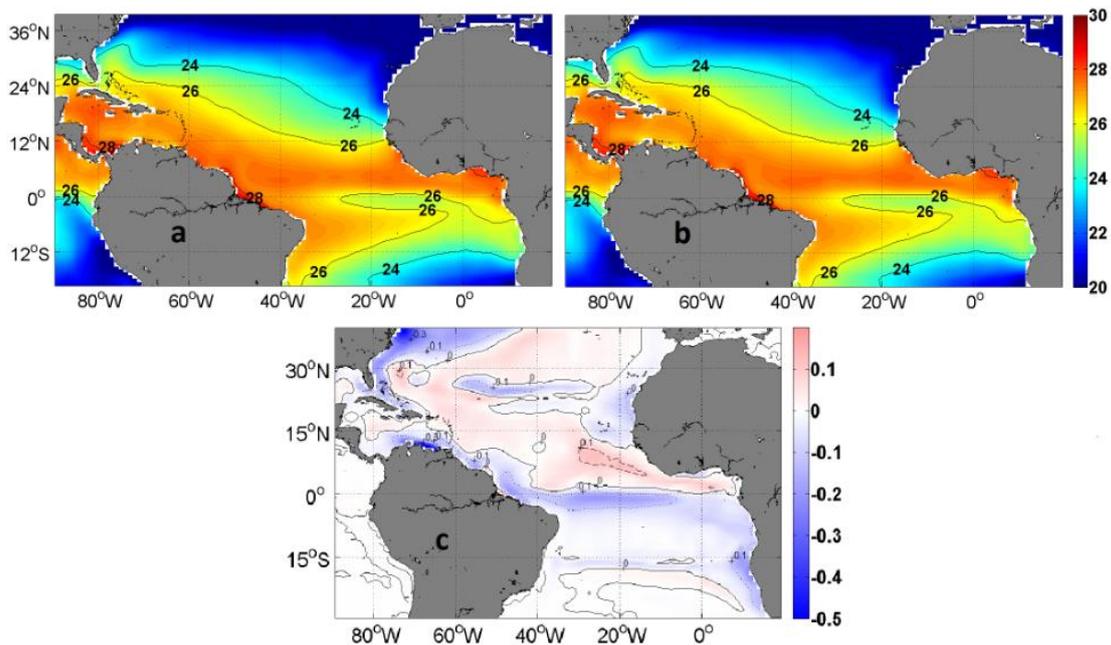


Figura 16. Campo de temperatura (°C) dos primeiros 5 metros do oceano para os últimos 5 anos para Modulado (a), Sem Rio (b) e em (c) a diferença Sem Rio - Modulado, variando de -0.5 a 0.1. As isolinhas contínuas representam regiões de diferença 0, as pontilhadas representam isolinhas negativas (-0.1,-0.3 e -0.5) e as tracejadas as isolinhas positivas (0.1).

Os campos de temperatura em 25 metros do experimentos Modulado e Sem Rio também são muito semelhantes (Figuras 17a e 17b), variando de 15 a 30°C, com médias de 25°C para a área principal de estudo. As diferenças em 25 metros de profundidade são maiores e como para os primeiros 5 metros, também há grande influência da ausência do rio em altas latitudes do hemisfério norte (Figura 17c). As regiões costeiras são marcadas por diferenças negativas de até -0.5°C, como na costa leste da América do Norte e na foz do rio Orinoco, na América do Sul. As regiões de diferença positiva são também mais intensas do que para os primeiros 5 metros, provando que a influência da pluma na temperatura se intensifica além da superfície.

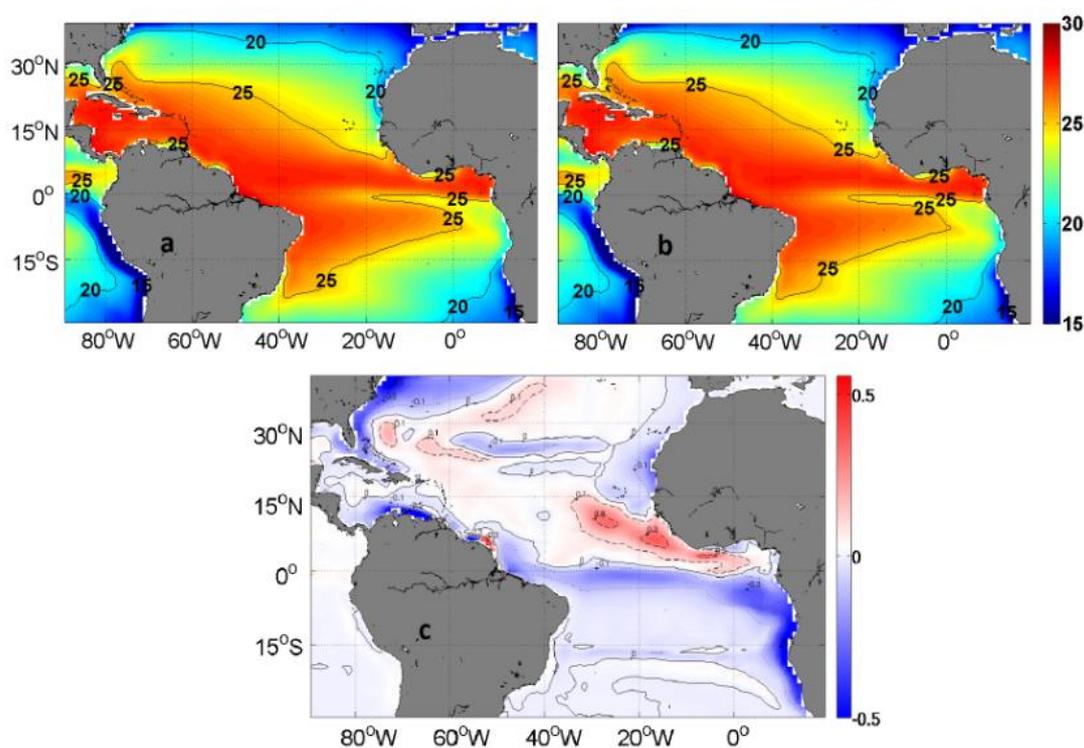


Figura 17. Campo de temperatura (°C) dos primeiros 25 metros do oceano para Modulado (a), Sem Rio (b) e em (c) a diferença Sem Rio - Modulado, variando de -0.5 a 0.5. As isolinhas contínuas representam regiões de diferença 0, as pontilhadas representam isolinhas negativas (-0.1, -0.3 e -0.5) e as tracejadas as isolinhas positivas (0.1, 0.3 e 0.5). Média dos últimos 5 anos.

5.4 Salinidade

Os campos de salinidade de superfície gerados pela média dos últimos 5 anos de rodada do modelo mostram grande parte do oceano Atlântico e suas principais características da SSM (salinidade da superfície do mar, Figuras 18a e 18b). Podem

ser observadas as salinidades esperadas para a região tropical equatorial com uma língua de salinidade mais baixa, em torno de 35 psu, entre 0° e 20°N devido à descarga do rio Amazonas. Esta feição se expande por duas rotas, podendo ser observada devido à advecção da água doce pela CNB à noroeste e pelos meandros da CCNE em forma de vórtices. A ausência do rio faz com que esta faixa de salinidade inferior a 36 psu desapareça (Figura 18b), alterando completamente a configuração de salinidade da superfície do mar (SSM) do Atlântico tropical equatorial. Com o experimento de retirada dos rios Amazonas e Tocantins, ocorre um aumento de em média 1 psu no Atlântico Tropical e de 1.5 psu em algumas regiões (Figura 18c). É possível notar aumentos significativos de salinidade em todo o hemisfério norte, mostrando que a influência do rio se expande até, no mínimo, 25°N, com um sinal quantitativo de 1 psu, registrado pela ampliação da região ocupada por águas com salinidade de 38 psu no centro do Atlântico Norte (Figura 18b).

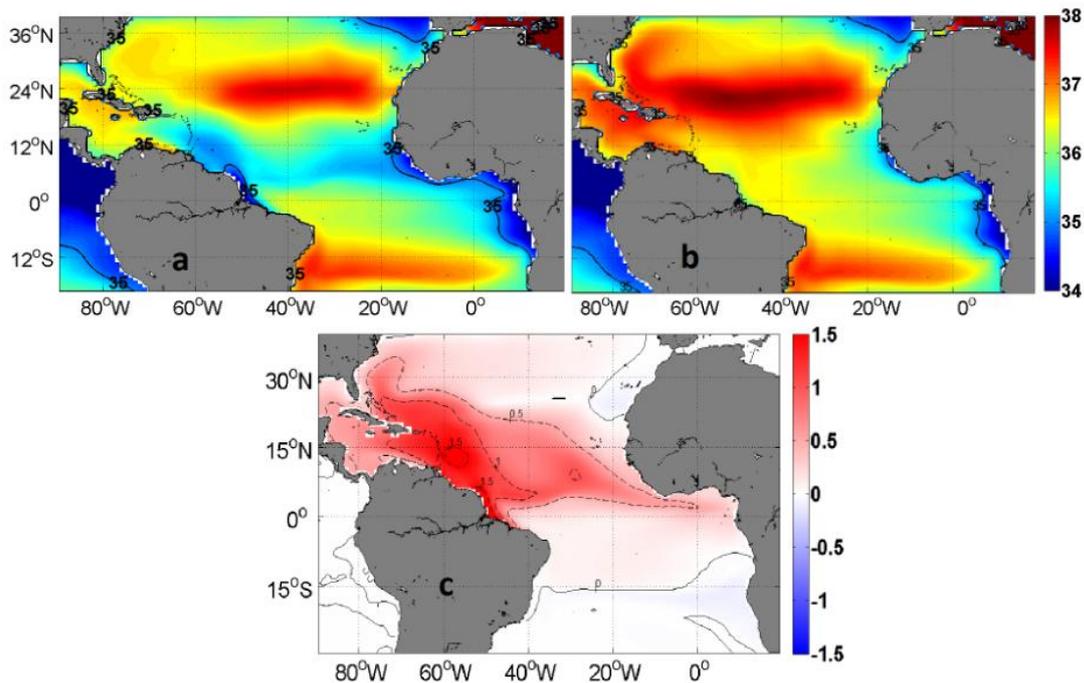


Figura 18. Campo de salinidade (psu) dos primeiros 5 metros do oceano para Modulado (a), Sem Rio (b) e em (c) a diferença Sem Rio - Modulado, variando de -1.5 a 1.5. As isolinhas contínuas representam regiões de diferença 0 e as tracejadas as isolinhas positivas (0.5, 1.0 e 1.5).

Para os campos de salinidade considerando os primeiros 25 metros de profundidade, os padrões são muito semelhantes à superfície todavia em menor magnitude (Figuras 19a e 19b). O campo de diferença também se assemelha ao campo de 5 metros, mostrando que além da influência por todo o hemisfério norte, a ausência da pluma também se estende verticalmente para além da superfície, o que é

esperado, considerando que a caracterização da pluma indica uma espessura algumas dezenas de metros.

Aumentos de 1,0 a 1.5 psu na coluna d'água podem ser observados em grande parte do Atlântico oeste tropical, principalmente a noroeste da foz do Amazonas, local por onde passam as correntes Norte do Brasil e das Guianas. O aporte de águas mais salinas pela CNB, que alcança o Caribe e por sua vez alimenta a Corrente do Golfo, pode a longo prazo, indicar aumento de salinidade na costa oeste da Europa. Seria necessário séries temporais mais longas e aprimoramento da resolução do modelo em altas latitudes para análises mais apuradas nesse sentido. Os indícios de aumento de salinidade em até 0,5 psu na costa leste da América do Norte também sinalizam consequências globais da retirada do aporte de água doce dos rios Amazonas e Tocantins. Considerando diferenças tão altas de salinidade nos primeiros 25 metros, já que as grandes diferenças na superfície persistem até esta profundidade, podem ser considerados sinais de mudanças na coluna d'água e nos ramos mais superficiais das principais correntes tropicais.

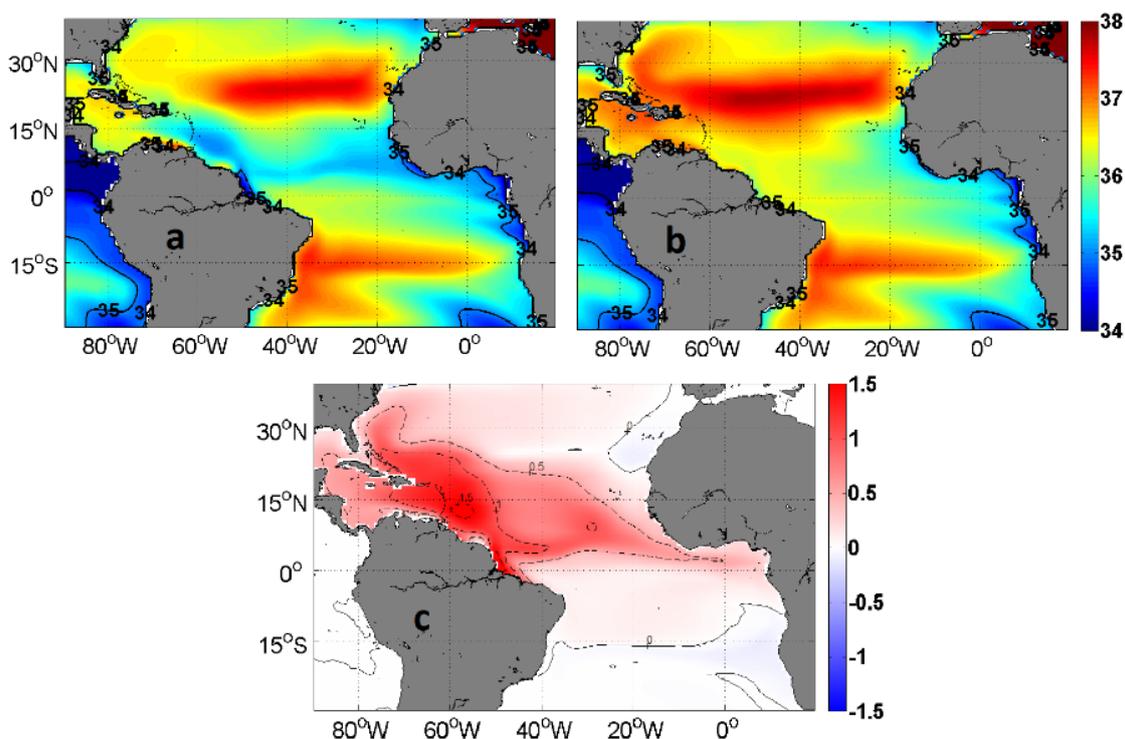


Figura 19. Campo de salinidade (psu) dos primeiros 25 metros do oceano para Modulado (a), Sem Rio (b) e em (c) a anomalia Sem Rio - Modulado, variando de -1.5 a 1.5. As isolinhas contínuas representam regiões de diferença 0 e as tracejadas as isolinhas positivas (0.5, 1.0 e 1.5). Média dos últimos 5 anos.

5.5 Densidade

Os campos de densidade dos primeiros 5 metros da coluna d'água (Figuras 20a e 20b) correlacionam-se fortemente com os de salinidade (Figura 18a e 18b). É possível notar pelo padrão de isolinhas o desaparecimento da isopical de 1022,5 kg/m³, antes confinada numa feição similar à pluma, e então substituída pela isolinha de 1023,5 kg/m³. Há um aumento geral da densidade em todo o hemisfério Norte, sendo também percebido pelo deslocamento da isolinha de 1024,5 kg/m³ de 25°N para aproximadamente 20°N com a retirada do rio. O aumento da densidade na língua de maior influência do rio é de 1 kg/m³ chegando a 1,5 kg/m³ na desembocadura. Tais aumentos de densidade estão fortemente relacionados ao aumento da salinidade com a retirada do rio. No Atlântico Sul, nota-se uma leve redução de salinidade, mas que não deve ser considerada como significativa, tendo em vista que deve estar dentro da variabilidade natural do modelo produzida em sistemas caóticos.

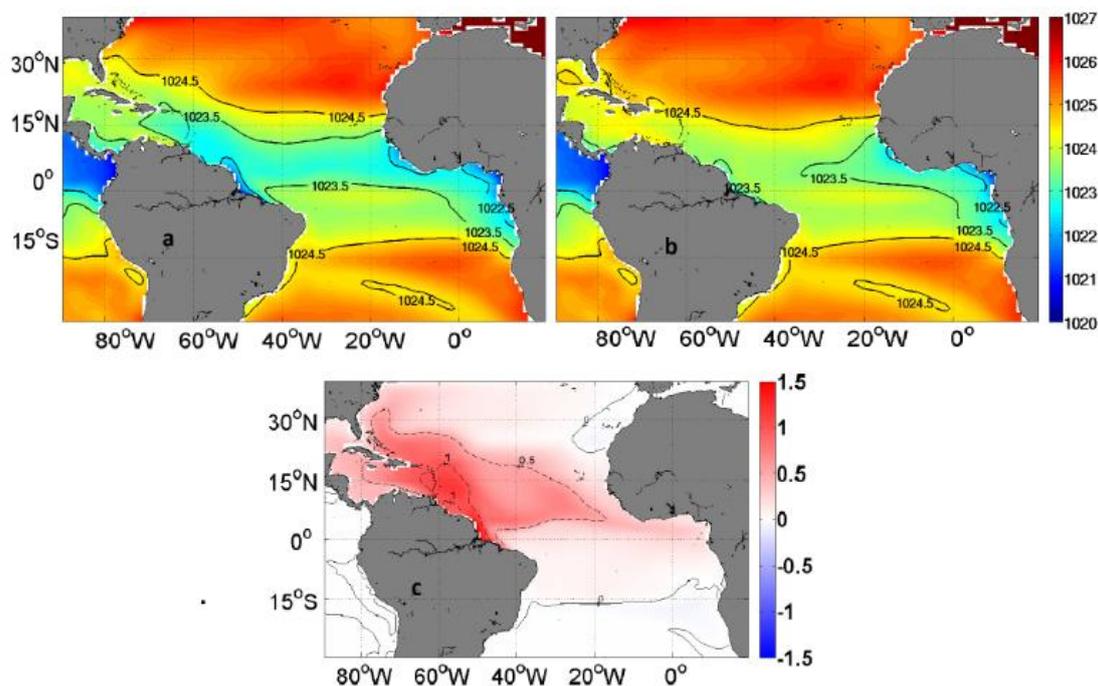


Figura 20. Campo de densidade para os primeiros 5m para o experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e a diferença (c), variando de -1.5 a 1.5, média dos últimos 5 anos. As isolinhas contínuas representam regiões de diferença 0 e as tracejadas de diferença positiva (0.5 e 1.0).

Os campos de densidade de 25 metros de profundidade também apresentam isolinhas de 1023,5 e 1024,5 kg/m³ praticamente nas mesmas regiões do campo de 5 metros, para o experimento Modulado (Figura 21a). No campo do experimento Sem Rio, é notável o desaparecimento da isolinha de 1023,5 kg/m³, ainda nessa profundidade. Assim como para a salinidade, o aumento da densidade (1,0 kg/m³ em

algumas regiões) em 25 metros da coluna d'água também ocorre. O aumento da salinidade que gera o aumento da densidade na magnitude de $1,0 \text{ kg/m}^3$, nos primeiros 25 metros da coluna d'água, indica uma mudança que ao persistir ao longo dos anos pode levar a aprofundamento de massas d'água, principalmente na AT. É possível capturar diferenças positivas de densidade ainda no Caribe e no Golfo do México, levantando hipóteses sobre possíveis alterações no fluxo da água que flui na Corrente do Golfo, aumentando mais ainda a região sob influência da pluma.

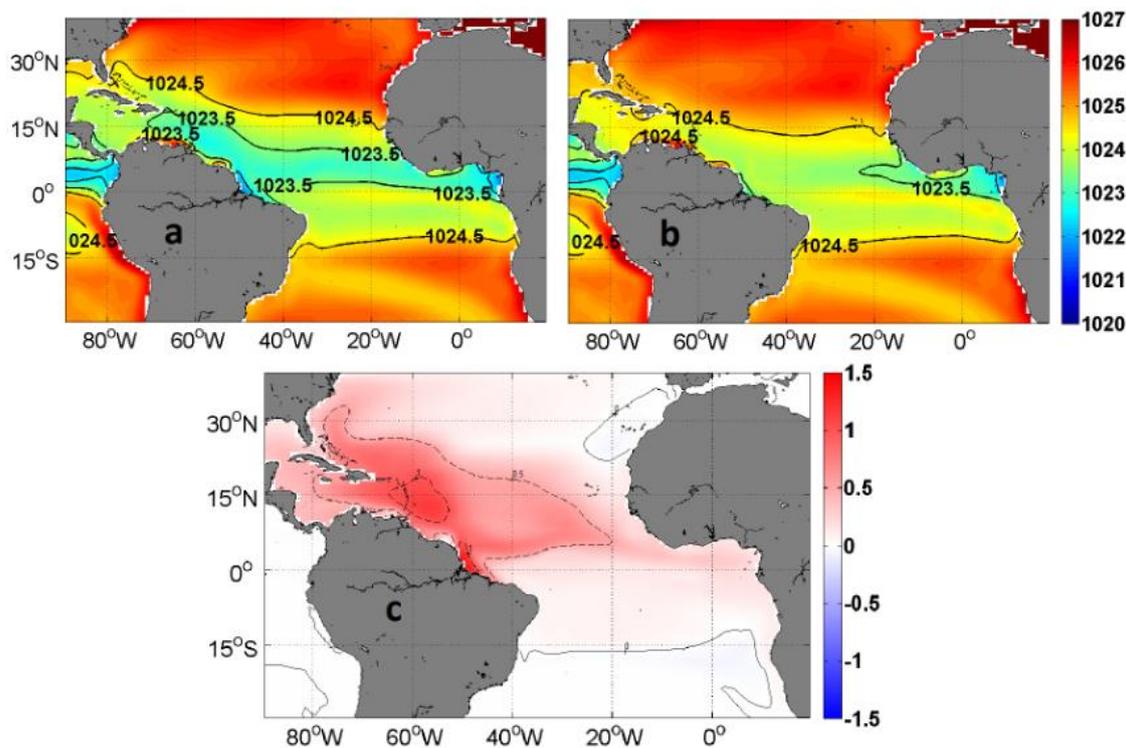


Figura 21. Campo de densidade para os primeiros 25m para o experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e a diferença Sem Rio - Modulado em (c). As isolinhas contínuas representam regiões de mesma diferença 0, as isolinhas tracejadas indicam diferenças positivas (0.5, 1.0 e 1.5), média dos últimos 5 anos.

Mesmo as diferenças de densidade serem de $0,5 \text{ kg/m}^3$ na costa leste da América do Norte, o resfriamento em 1°C combinado ao aumento de salinidade de $0,5 \text{ psu}$ pode contribuir para um aumento da densidade a longo prazo nos primeiros 25 metros da coluna d'água com impactos em correntes de expressividade no transporte de massa do hemisfério norte, como a corrente da Flórida e a corrente do Golfo, que são bastante intensas. Além disso, esses impactos podem se estender para a outra margem do oceano Atlântico visto que parte da corrente do Golfo alimenta a corrente das Canárias que fecha o giro subtropical do Atlântico Norte.

5.6 Conteúdo de calor

O conteúdo de calor está intimamente associado à temperatura, mas por estar representando a subsuperfície, 200m, registra diferenças muito maiores do que as encontradas na TSM (Figuras 15c). Os campos de conteúdo de calor a 200 metros (Figuras 22a e 22b), apresentam máximos próximos a costa da América, diminuindo à medida em que se afastam para a margem leste do Atlântico. Isto se deve ao processo de ressurgência que ocorre na margem leste do Atlântico, levando águas mais frias de maiores profundidades para as camadas superiores da coluna d'água. A diferença negativa pode ser observada (Figura 22c) no Atlântico Sul e em algumas esparsas regiões intercaladas por diferenças positivas mais fortes, como por exemplo no centro do Atlântico, de 0 a 15°N e em 22°N.

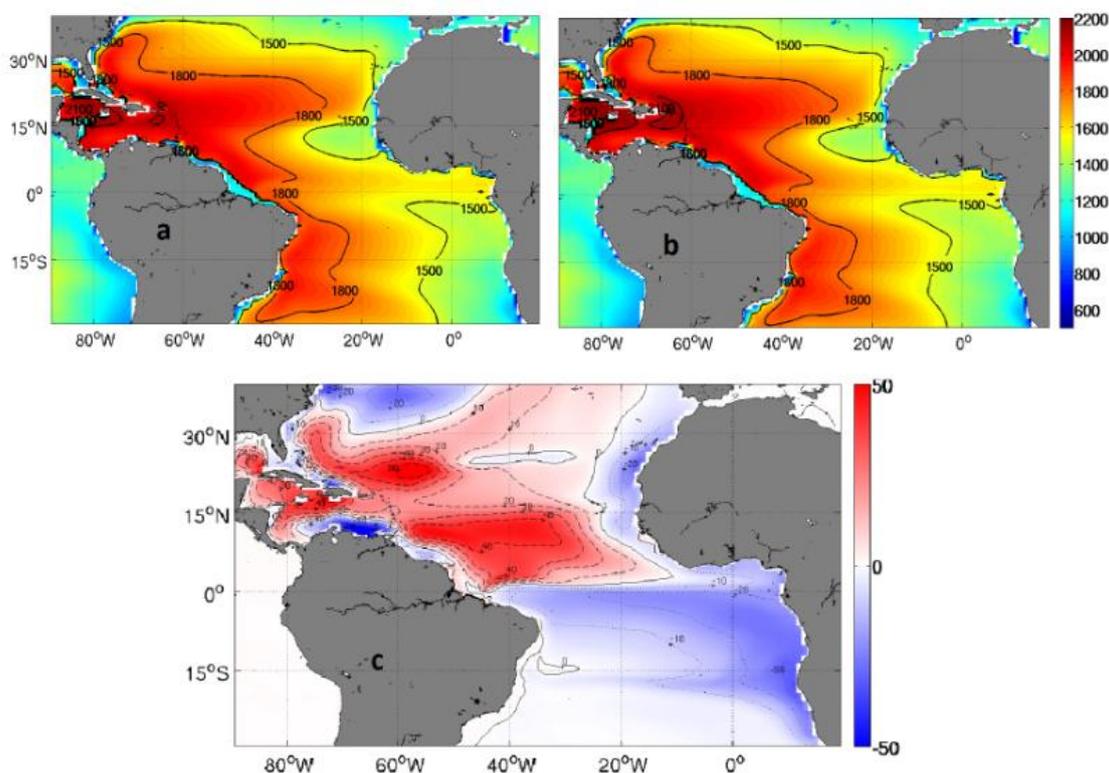


Figura 22. Campo de conteúdo de calor em MJ/m² nos primeiros 200 metros para o experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e a diferença Sem Rio - Modulado em (c). As isolinhas contínuas representam regiões de mesma diferença 0, as isolinhas tracejadas indicam diferenças positivas (10, 20, 30, 40 e 50) e isolinhas pontilhadas indicam diferenças negativas (-10,-20, -30,-40,-50), média dos últimos 5 anos.

Diferenças de até 40 MJ/m³ são encontradas centro do Atlântico equatorial, em uma grande área com aumento do conteúdo de calor do experimento Sem Rio em relação ao Modulado (Figura 22c). Essa feição captura a capacidade da coluna d'água

de armazenar calor numa camada mais espessa com a retirada do rio, devido à atenuação ou até extinção do efeito de barreira. A redução do efeito de barreira permite maior mistura vertical e aprofundamento da camada de mistura, podendo interferir na dinâmica e conseqüentemente em processos advectivos.

Nos campos de conteúdo de calor em 400 metros (Figura 23a e 23b), identifica-se uma intensificação dos padrões encontrados nos campos de 200 metros, visto que esta propriedade aumenta com a profundidade. O que se nota são grandes centros de estoque de calor de até 50MJ/m^2 de aumento para o experimento Sem Rio (Figura 23c), localizados no Atlântico oeste de modo geral. Esse aumento de conteúdo de calor brutal indica uma alteração da água tropical superficial, que associada ao aumento da salinidade nos primeiros 25 metros, pode levar a futuras mudanças na propriedades das massa d'água.

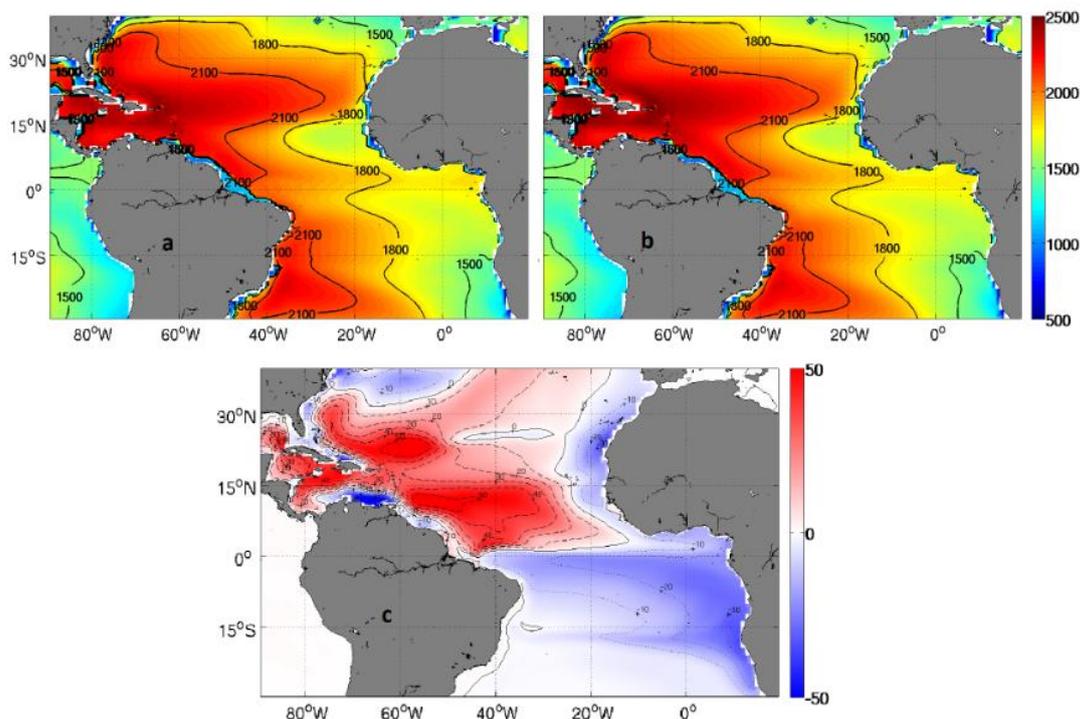


Figura 23. Campo de conteúdo de calor em MJ/m^2 em 400m para o experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e a diferença Sem Rio - Modulado em (c). As isolinhas contínuas representam regiões de mesma anomalia 0, as isolinhas tracejadas indicam diferenças positivas (10, 20, 30, 40 e 50) e isolinhas pontilhadas indicam diferenças negativas (-10,-20, -30,-40,-50), média dos últimos 5 anos.

5.7 Velocidade zonal e meridional

A componente zonal da velocidade, u é representada nos campos com maior intensidade no experimento Sem Rio do que no Modulado (Figuras 24a e 24b), com direção para oeste na região adjacente ao continente americano, sinal negativo,

representando o ramo norte da CSE e para leste, sinal positivo, na região imediatamente acima, em direção à África, na Corrente da Guiné. As velocidades negativas de u atingem até a região do Caribe, como parte da advecção da CNB e da corrente do Caribe. Há grandes valores relativos de u na desembocadura do rio Amazonas, tanto no experimento Modulado quanto no Sem Rio. No primeiro, esse padrão é possivelmente explicado pela alimentação da CNB pela descarga do rio e com a retirada do mesmo, a maior mistura e dinâmica na região permite o aumento da velocidade zonal.

O campo de diferença (Figura 24c) confirma a maior intensidade das velocidades no experimento Sem Rio na zona equatorial em até 10%, com exceção no trecho à noroeste da foz que possui maior intensidade no experimento modulado (Figura 24a) e uma pequena língua na direção leste em torno de 2°N.

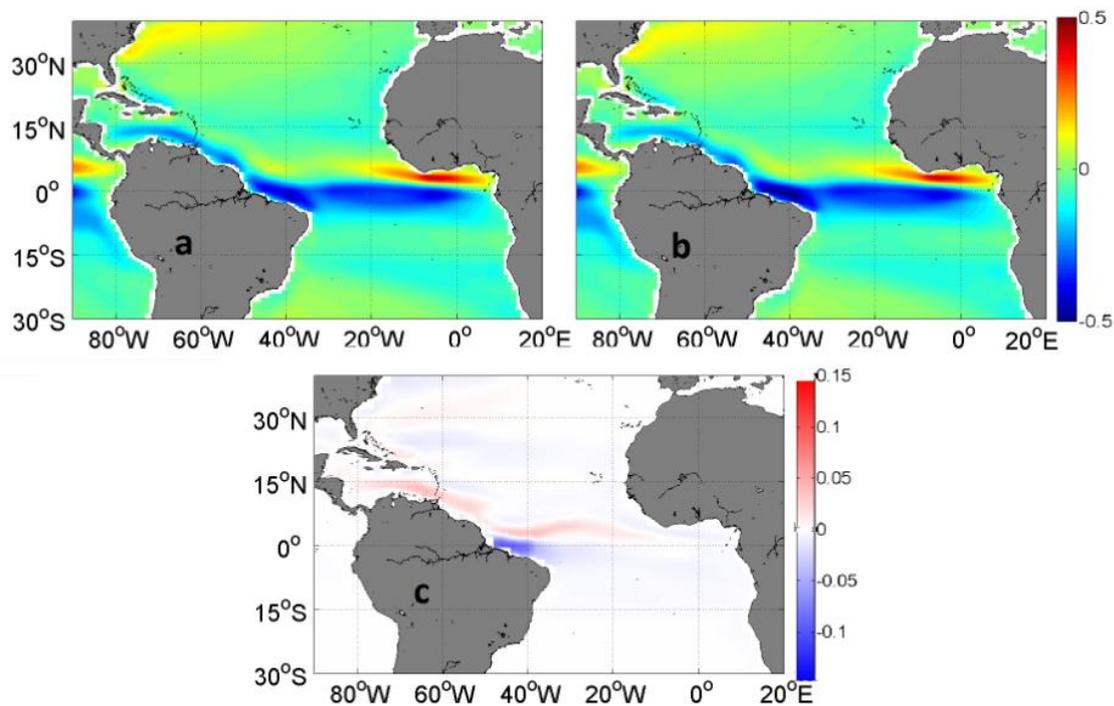


Figura 24. Campo de componente zonal da velocidade, u , em m/s, nos primeiros 5 metros para o experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e diferença Sem Rio - Modulado (c). Média dos últimos 5 anos.

Os campos da componente meridional da velocidade, v , dos dois experimentos, Modulado e Sem Rio, são muito semelhantes (Figura 25a e 25b). A maioria dos valores na área de influência da pluma são positivos, ou seja, com direção norte, sendo a intensidade mais acentuada na foz do rio Amazonas e a noroeste dela, seguindo a CNB e em toda a costa da América do Norte. No campo de diferença,

observa-se sinais de diferenças negativas até a costa leste da América do Norte, mesmo que com valores pequenos. Os traços de diferença positiva restringem-se a região entre 2°S e 2° N, chegando a, no máximo, 10% de aumento para o experimento Sem Rio e na região a noroeste da foz, há redução de até 10% da velocidade. Essas perspectivas superficiais das componentes zonal e meridional da velocidade registram resultados significativos apenas na região equatorial, com destaque para a foz.

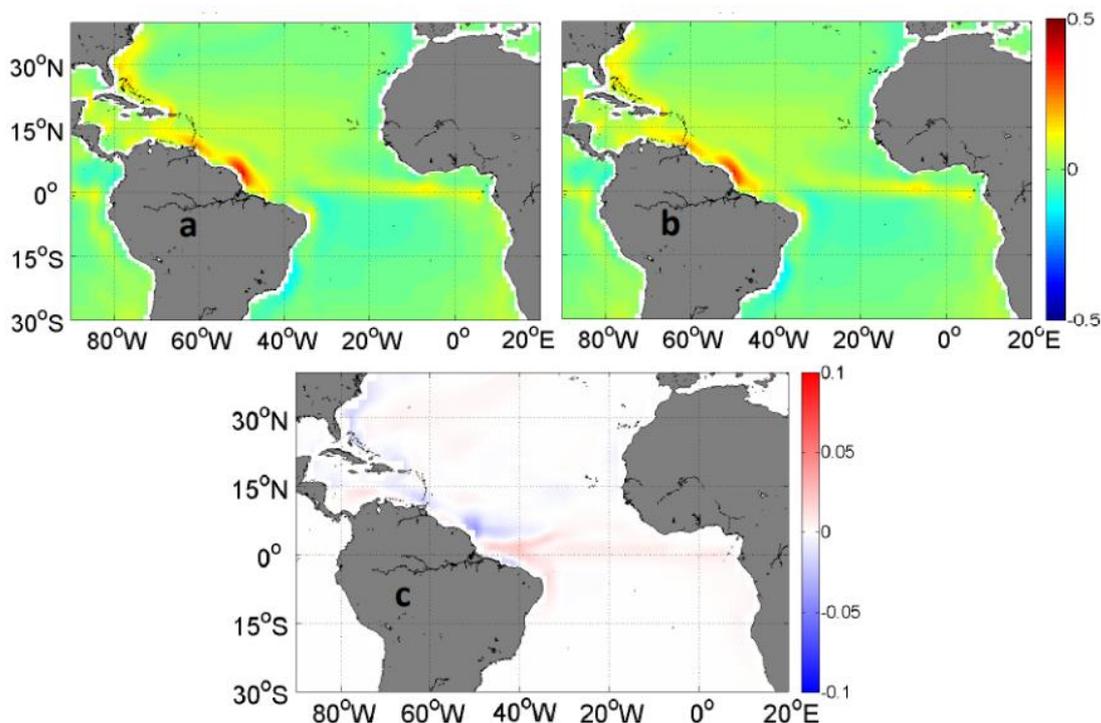


Figura 25. Campo de componente meridional da velocidade, v , em m/s, para o experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e diferença Sem Rio - Modulado em (c). Média dos últimos 5 anos.

A velocidade superficial e sua magnitude para os experimentos Modulado e Sem Rio, estão representados nas Figuras 26a e 26b respectivamente. Fica evidente o forte fluxo com direção norte representando CNB na região do Equador, continuando a noroeste da foz, pela camada mais superficial da CNB. Com a retirada do rio, há um aumento da velocidade na foz especificamente com diferença em torno de 20%. Observa-se uma queda no fluxo que rumo em direção ao Caribe e vai até a costa leste da América do Norte, com redução de 20% da magnitude (Figura 26c) na região das Guianas até o Caribe, com sinal enfraquecendo a medida que flui para norte. O aumento da velocidade na desembocadura do rio no experimento Sem Rio, provavelmente é explicado, mais uma vez, pelo aumento da mistura e da dinâmica na coluna d'água na região, já que a barreira causada pela presença da pluma de água doce é retirada.

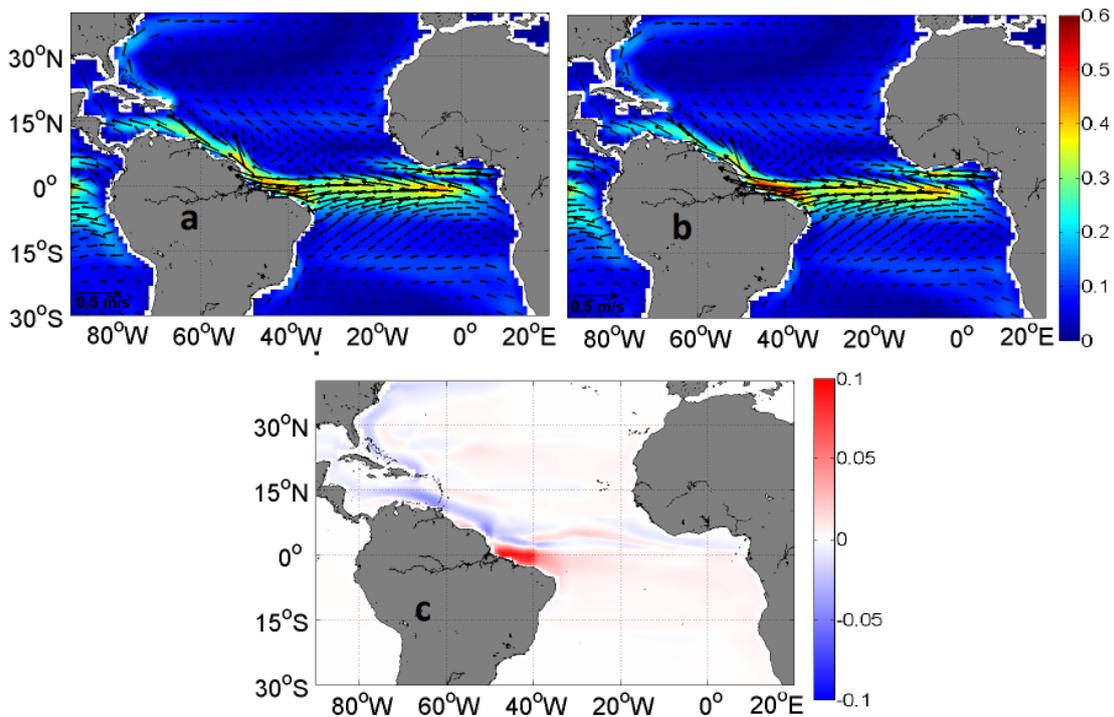


Figura 26. Campo de velocidade representada pelos vetores e magnitude da velocidade (m/s) representada pela barra de cores, para o experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e diferença Sem Rio - Modulado em (c). Média dos últimos 5 anos.

5.8 Perfis e Seções

Os perfis verticais de temperatura, salinidade e densidade, de 0 a 250 metros, para a área de 0 a 5°N de latitude e 45 a 49°W de longitude, foram calculados a fim de registrar variações entre os experimentos no ciclo sazonal. A TSM não variou muito entre os experimentos, ficando em torno de 27,5°C no inverno, verão e outono (Figura 27a, c e d, respectivamente). Na primavera (Figura 27b), a TSM ficou em torno de 28,3°C, período em que a camada de mistura foi também a mais rasa. Em geral, os experimentos apresentam grande similaridade no comportamento vertical em todas as estações do ano, capturando, inclusive, o ciclo sazonal da profundidade da camada de mistura, se afundando no outono-inverno e ficando mais rasa na primavera e no verão. Entretanto, pode-se notar um aumento na profundidade da camada de mistura no experimento Sem Rio para os períodos de abril a junho e julho a setembro. Nesses períodos, principalmente de maio a agosto, é quando a pluma de água doce ocupa a maior área tendo em vista a posição da ZCIT mais ao norte e o ventos de sudeste na região da foz que favorecem a dispersão. Com a remoção da contribuição dos rios, o efeito de barreira é reduzido e a camada de mistura pode ser aumentada pela maior facilidade na transmissão vertical da tensão do vento.

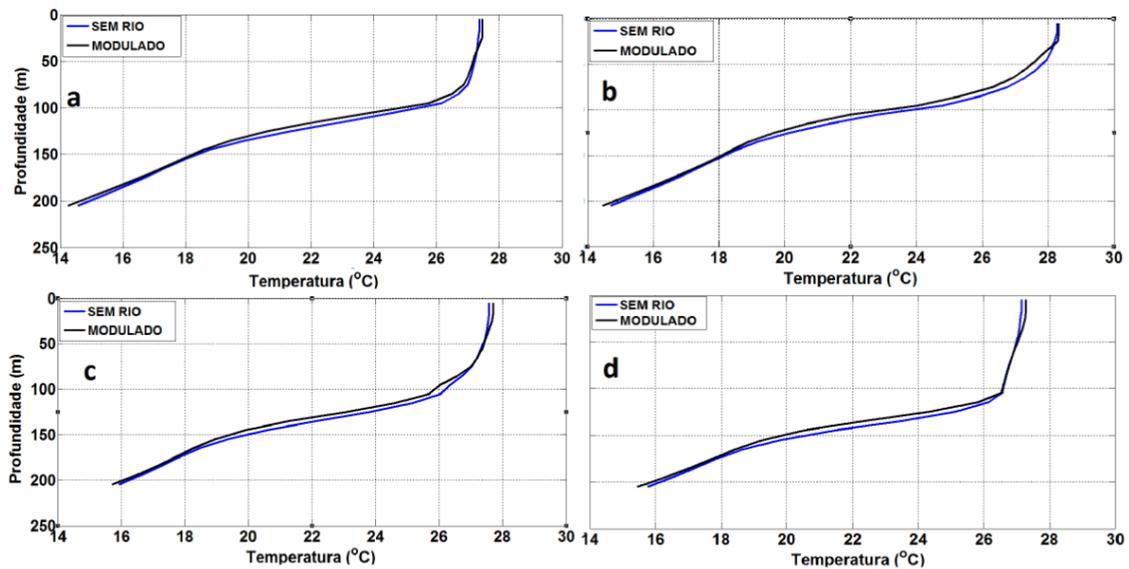


Figura 27. Perfis de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), representando uma média na área, 0 a 5°N de latitude e de 45 a 49°W de longitude, para o período trimensal de janeiro a março (a), abril a junho (b), julho a setembro (c) e outubro a dezembro (d), média dos últimos 5 anos, para Modulado (linha preta) e Sem Rio (azul).

Os perfis de salinidade capturam maiores diferenças entre os experimentos, principalmente devido à variabilidade da vazão do rio apresentada pelo experimento Modulado (Figura 28). A salinidade da superfície do mar (SSM) na primavera foi mínima para os dois experimentos, sendo $34,2$ psu para Modulado e $36,1$ para Sem Rio (Figura 28b). Essa variação de $1,9$ psu, somada a dos outros períodos (inverno $0,9$, verão $1,0$ e outono $0,6$), em média, coincidem com as diferenças de salinidade encontradas nos campos de SSM (Figura 18). As variações na salinidade do experimento Sem Rio são controladas pelas variações sazonais de precipitação. Dessa forma, seu mínimo de salinidade em abril/maio/junho coincide com o mínimo do experimento Modulado devido aos meses mais chuvosos concordarem com os meses de maiores vazões do rio, abril e maio. Observando as curvas dos perfis de salinidade do experimento Sem Rio e comparando-as com a feição da curva do experimento Modulado, é possível notar uma quebra na barreira de subsuperfície que se forma em torno de $100, 150$ metros. Essa "quebra" ocorre no segundo semestre do ano (Figuras 28c e 28d), mostrando que a ausência do rio pode levar a mudanças na estratificação da coluna d'água nessa região tropical equatorial do Atlântico por um período de 5 a 6 meses.

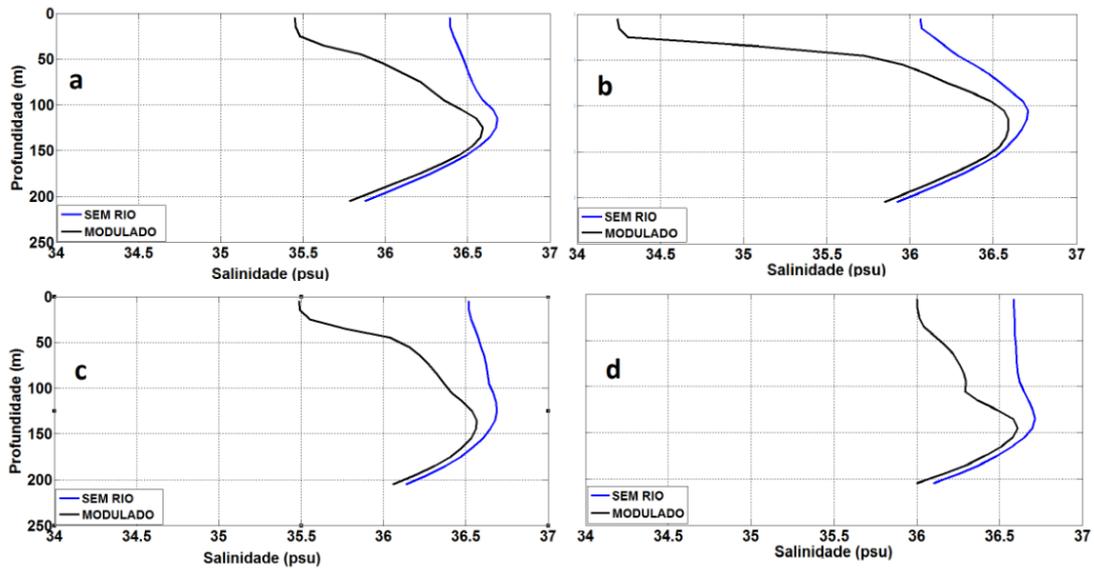


Figura 28. Perfis de salinidade (psu), representando uma média na área, 0 a 5°N de latitude e de 45 a 49°W, para o período trimestral de janeiro a março (a), abril a junho (b), julho a setembro (c) e outubro a dezembro (d), média dos últimos 5 anos, para Modulado (linha preta) e Sem Rio (azul). Média dos últimos 5 anos.

Para os perfis de densidade (Figura 29), devido à influência da salinidade, as maiores diferenças também ocorrem no período de abril a junho, sendo a densidade da superfície 1021,7 kg/m³ para o Modulado e 1023,1kg/m³ para o Sem Rio. Essa diferença de 1.4 kg/m³ na primavera somada às outras (inverno 0,7, verão 0,8 e outono 0.5 kg/m³), em média, concordam com as diferenças encontradas para os campos de densidade de superfície (Figura 20). Embora haja uma diferença significativa nos perfis de densidade entre os dois experimentos, continuam sendo menores do que as diferenças de salinidade. A quebra da barreira no experimento Sem Rio não ficou tão pronunciada quanto nos perfis de salinidade, mas é possível identificar os padrões sazonais de aumento e redução da profundidade da camada de mistura no outono-inverno e primavera-verão respectivamente.

As principais variações nos perfis de temperatura, salinidade e densidade ocorrem na AT, definida por Miranda, 1985, por águas com salinidade em torno de 37 e temperaturas entre 24 e 28,5°C, variando sazonalmente, com profundidades até 110 metros.

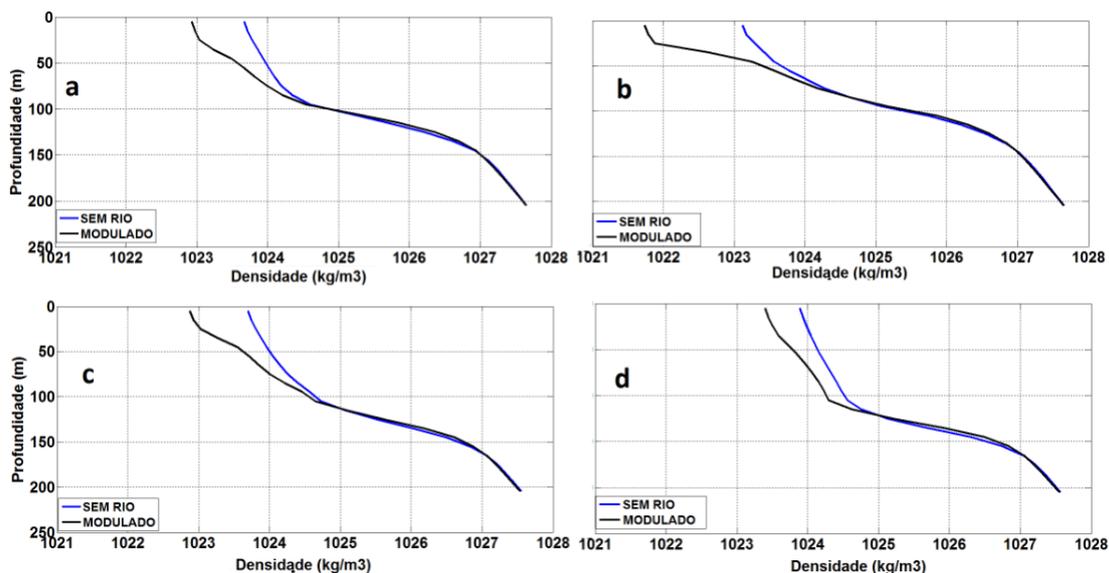


Figura 29. Perfis de densidade (kg/m^3), representando uma média na área, 0 a 5°N de latitude e de 45 a 49°W , para o período trimestral de janeiro a março (a), abril a junho (b), julho a setembro (c) e outubro a dezembro (d), média dos últimos 5 anos, para Modulado (linha preta) e Sem Rio (azul). Média dos últimos 5 anos.

Recortes latitudinais e longitudinais de temperatura, salinidade, velocidade zonal e meridional foram realizados a fim de permitir uma visão ampla das possíveis alterações nos parâmetros físicos do Atlântico com a retirada dos rios. As seções de temperatura nas Figuras 30a e 30b, ao longo de 35°W e latitude variando de 40°S a 60°N , até 200 metros, capturaram as principais características de baixas temperaturas subpolares, até 5°C , às altas temperaturas equatoriais de aproximadamente 30°C . Observando a diferença Sem Rio - Modulado, constata-se que as maiores diferenças entre os experimentos encontram-se em baixas latitudes do hemisfério Norte, precisamente, com aumento da temperatura no experimento Sem Rio, de até $1,5^\circ\text{C}$. Esse resultado comprova a influência do aporte de água doce do rio Amazonas para além de própria espessura da pluma, mais uma vez indicando que a mistura vertical é dificultada pela formação da barreira induzida pela presença de aporte continental (FOLTZ; MCPHADEN, 2009). É possível notar ainda na seção de diferenças de temperatura, um suave sinal negativo em 50°N , até 100 metros, indicando que os efeitos da descarga do rio podem atingir até 5.000km de distância da foz. Esses resultados, entretanto, devem passar por um teste estatístico de significância para oferecer mais luz sobre os impactos remotos da ausência do aporte de água dos rios.

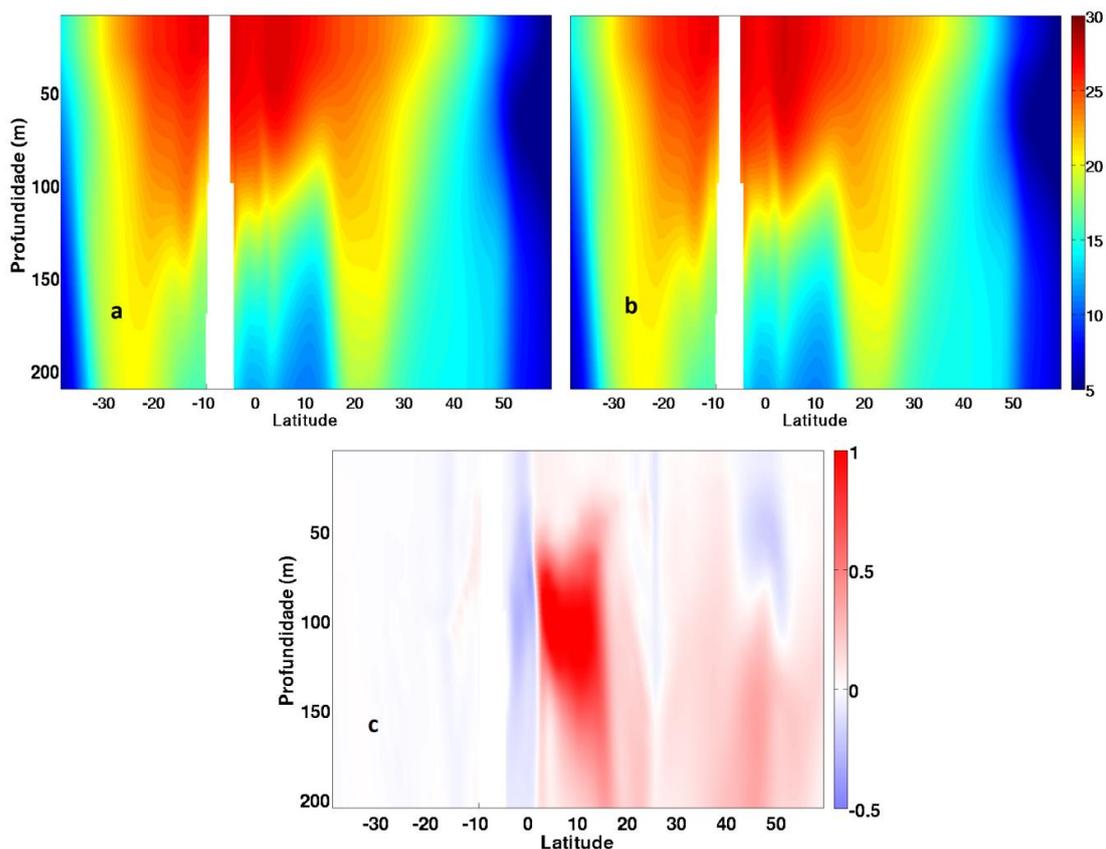


Figura 30. Seção longitudinal de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) até 200m de profundidade em 35°W , e latitude variando de 40°S a 60°N , para experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e diferença, Sem Rio - Modulado, em (c), variando de -0.5 a 1.0 $^{\circ}\text{C}$. Média para os últimos 5 anos.

Nas seções de salinidade, as características do Atlântico também ficam bem evidentes no experimento Modulado (Figura 31a), com salinidades abaixo de 34 psu em latitudes subpolares, máximos de salinidade em 20°N e uma região de salinidades muito baixas provocadas pela descarga fluvial na região equatorial juntamente com as elevadas taxas de precipitação. Com a retirada do rio (Figura 31b), a principal mudança se concentra no Hemisfério Norte, com um aumento de salinidade na região que antes registrava salinidades em torno de 35 e 35,5 psu para 36,5 psu, expandindo-se como uma bolha de 0 a 100 metros na seção, na região de 0 a 20°N . Há também intensificação das altas salinidades encontradas em 20°N , registrando diferenças de até 1,0 psu (Figura 31c). Em 50°N , são apresentados fracos sinais de diferenças negativas, de aproximadamente -0.3 psu. Diferentemente dos campos de temperatura e salinidade superficiais, as seções longitudinais mostraram maiores diferenças na temperatura do oceano do que na salinidade, tanto em magnitude como em abrangência de áreas de influência. Apesar da água doce dos rios impor um sinal principal na salinidade da superfície, a alteração da estratificação com a ausência dos

rios pode criar circulações e transportes de massa e calor na subsuperfície que alteram de forma não linear a estrutura termohalina local e remota, principalmente no Atlântico Norte.

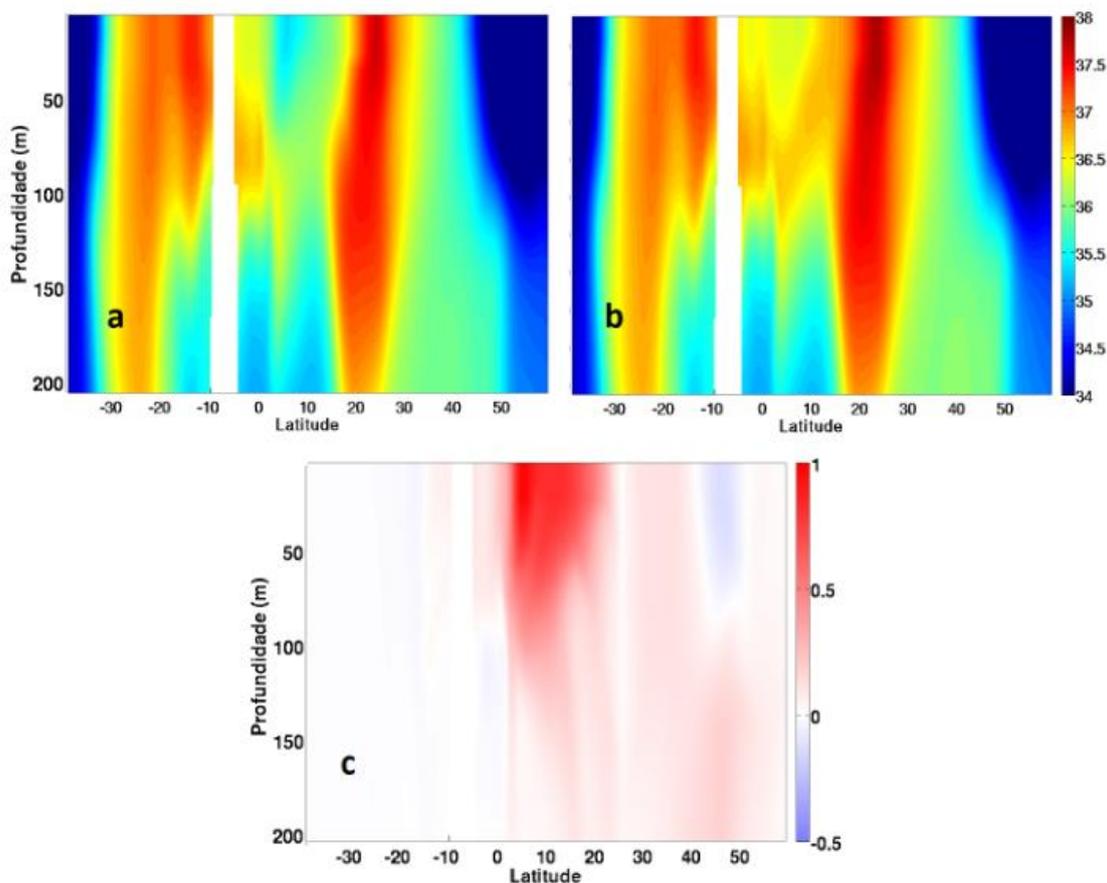


Figura 31. Seção longitudinal de salinidade (psu) até 200m de profundidade em 35°W, e latitude variando de 40°S a 60°N, para experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e diferença, Sem Rio - Modulado, em (c), variando de -0.5 a 1.0 °C. Média para os últimos 5 anos.

Para um recorte latitudinal ao longo de 5°N, as seções de temperatura do experimento Modulado e Sem Rio apresentaram uma feição semelhante com uma grande área de 27°C, com a termoclina levemente mais aprofundada para Sem Rio (Figuras 32a e 32b). Observando as diferenças, mais uma vez encontra-se os maiores valores concentrados em profundidade, com diferença chegando a 1,0°C na região da termoclina, aumentando de oeste para leste, ou seja, mais próximo da África (Figura 32c). Em 50°W, nos primeiros 40 metros, há uma região de diferenças negativas, em que a presença do rio leva ao aumento da temperatura, provavelmente devido ao maior aprisionamento de radiação solar pelo efeito de barreira.

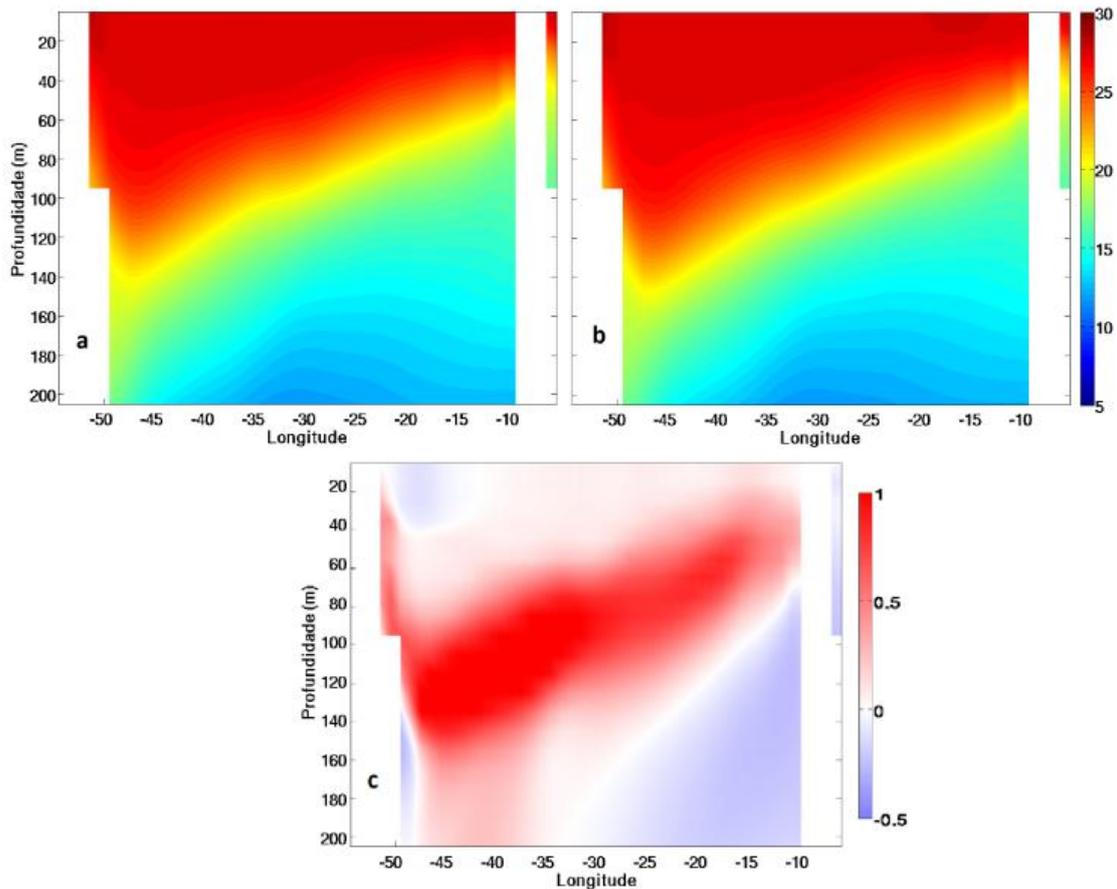


Figura 32. Seção latitudinal de temperatura (°C) até 200m de profundidade em 5°N, e longitude variando de 50° a 5°W, para experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e diferença, Sem Rio - Modulado, em (c), variando de -0.5 a 1.0 °C. Média para os últimos 5 anos.

A partir dos campos de conteúdo de calor em 200 e 400 metros (Figuras 22 e 23), observa-se duas grandes regiões de diferenças positivas com magnitude de até 50 MJ/m³, uma em torno de 12°N e outra em 22°N. O corte latitudinal da temperatura nessas duas "bolhas" de calor ratificam essas regiões anômalas com variações brutais na região da termoclina, com magnitude até 1,0, 1,5 °C. É possível identificar na seção latitudinal em 12°N o padrão inclinado da termoclina do oceano Atlântico tropical, mais raso no leste e mais profundo no oeste (Figura 33a e 33b). Com a retirada do rio, simulada pelo experimento Sem Rio, ocorre um aprofundamento desta feição, variando de 200 metros no experimento Modulado para 250 metros no experimento que não considera o rio (Figura 33b). Na seção de diferença Sem Rio - Modulado, esse aprofundamento da termoclina é registrado por uma grande área de diferenças positivas superiores a 1,0 °C, indo de 250 metros no extremo oeste da seção, 50°W, alcançando 20 metros em 25°W. Além desta robusta variação, há um aumento suave da temperatura abaixo de 250 metros até 35°W, em torno de 0,3°C e por outro lado há

um resfriamento com a retirada do rio na margem leste, chegando a 0,5°C em 100 metros. Como visto anteriormente, a ausência do rio causa uma redução geral da temperatura em regiões costeiras e um aumento da temperatura em algumas regiões centrais, como pode ser sinalizado na Figura 33c. Este local adjacente ao talude do extremo oeste africano, próximo a Guiné-Bissau, confirma o padrão de resfriamento sutil em regiões costeiras.

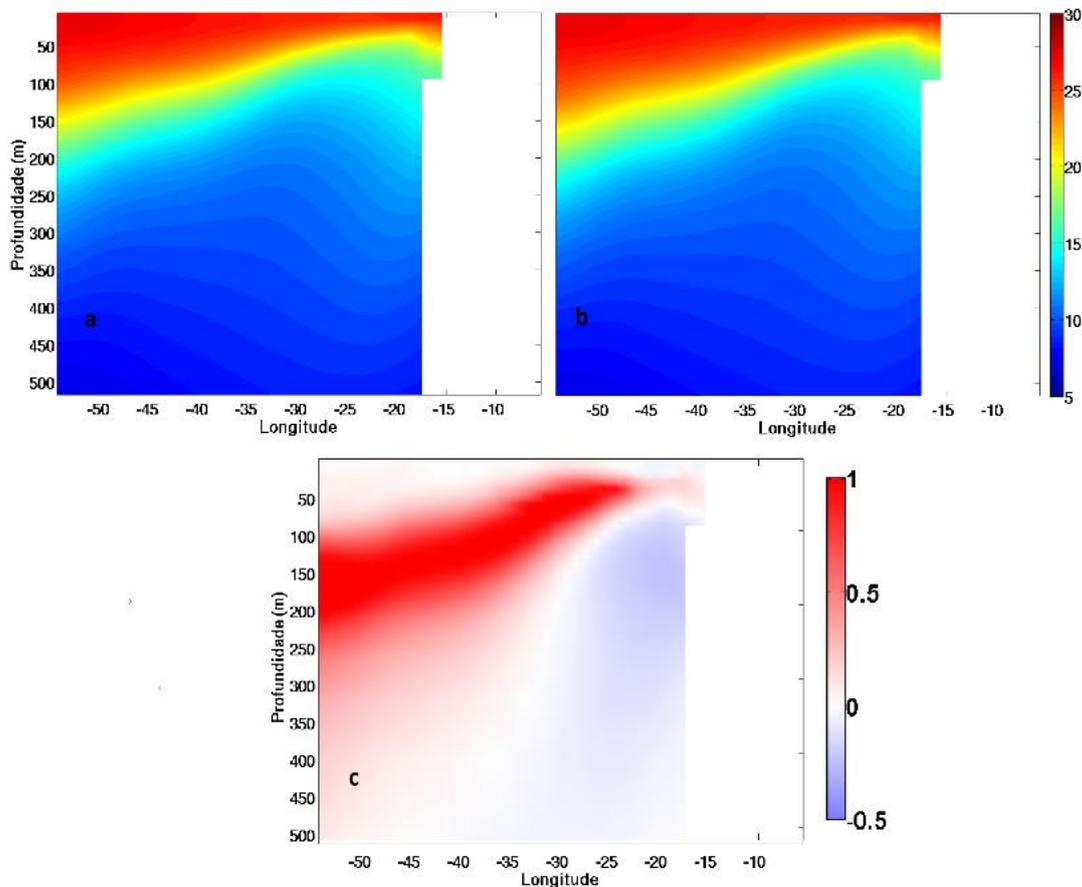


Figura 33. Seção latitudinal de temperatura (°C) até 200m de profundidade em 12°N, e longitude variando de 50° a 5°W, para experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e diferença, Sem Rio - Modulado, em (c), variando de -0.5 a 1.0 °C. Média para os últimos 5 anos.

A seção na latitude de 22°N dos experimentos Modulado e Sem Rio, em primeira análise parecem muito semelhantes, com isotermas praticamente horizontais, em torno de 27°C nos primeiros 50 metros, chegando a 15°C em 400 metros. Ambas registram uma região de elevadas TSM que podem ser identificados como a região da piscina quente do hemisfério oeste, que é abrangida por recorte mostrado nas Figuras 34a e 34b. Há um máximo de aproximadamente 28°C em subsuperfície no extremo oeste da seção, correspondendo a regiões costeiras de ilhas do Caribe. Não se verifica mais o aspecto inclinado da termoclina como visto em 5° e 12°N, pois este

padrão se restringe à região equatorial devido ao cisalhamento do vento. A seção de diferença entre os experimentos captura uma região em subsuperfície com magnitude até 1,0°C, de 100 a 200 metros, entre 70° e 50°W, rodeada por diferenças mais baixas de 0,5°C que se estendem tanto lateral, até 30°W, quanto verticalmente. Nas regiões costeiras, as diferenças negativas de até -0.5°C são registradas, nos dois extremos da seção. O aumento da temperatura em subsuperfície da região da piscina quente pode estar relacionado a alterações no fluxo de calor vertical na coluna d'água e consequentemente nas trocas oceano-atmosfera, intensificação de ventos e jatos de baixos níveis que se relacionam às elevadas TSM nesse local (WANG; LEE; ENFIELD, 2007).

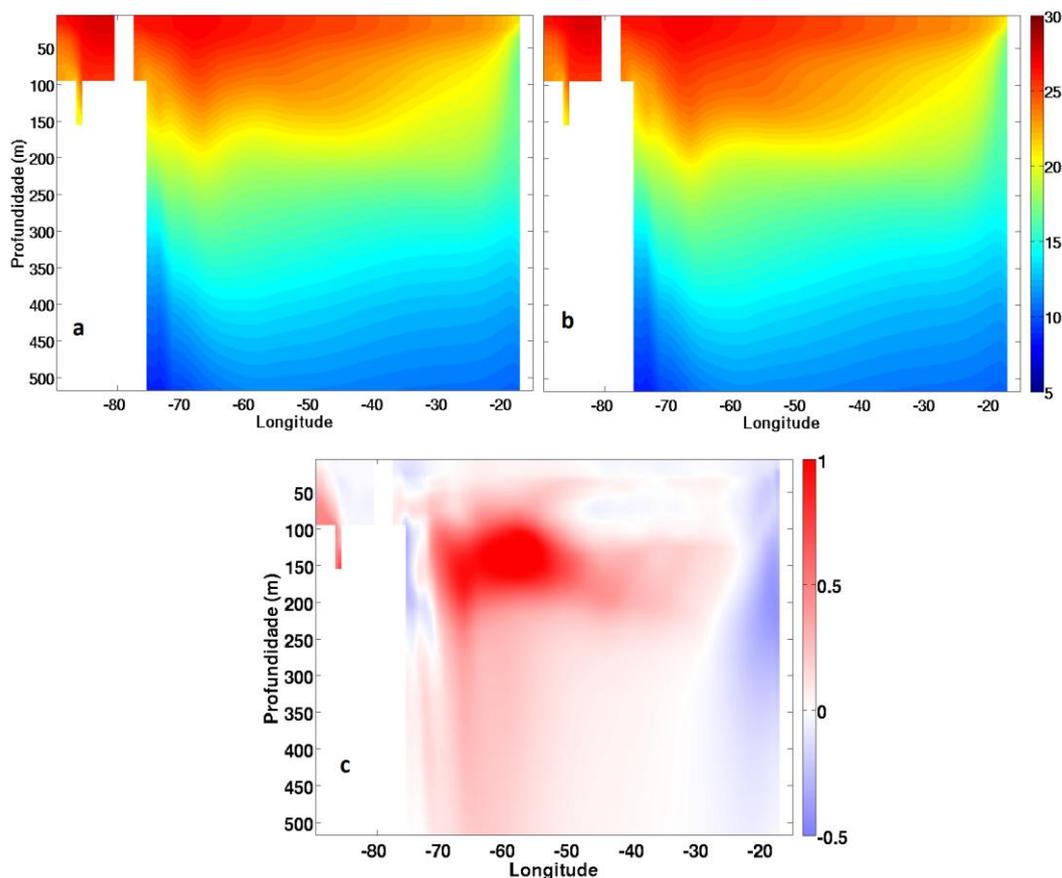


Figura 34. Seção latitudinal de temperatura (°C) até 200m de profundidade em 22°N, e longitude variando de 50° a 5°W, para experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e diferença, Sem Rio - Modulado, em (c), variando de -0.5 a 1.0 °C. Média para os últimos 5 a anos.

A análise conjunta dos recortes da temperatura em profundidade demonstra que a retirada do rio propicia um aquecimento geral da coluna d'água, devido a processos de difusão turbulenta que ocorrerem com a atenuação ou desaparecimento

do efeito de barreira induzido pela ausência da água doce dos rios. O aprofundamento da termoclina, e conseqüentemente da camada de mistura, são reforçados pelas seções de temperatura e pelo campos de conteúdo de calor de 200 e 400 metros. Constata-se que maior quantidade de calor seria aprisionado nos primeiros 500 metros da coluna d'água no Atlântico tropical, até de 5° até 22°N, com um aumento substancial de 1°C.

Considerando os mecanismos de circulação como o giro subtropical do Atlântico norte, o aumento no calor em 5°, 12° e 22°N principalmente até 200 metros, pode implicar a longo prazo e devida a lentidão desses processos no oceano, em maior transporte de calor do Equador para os polos em cenários futuros. A CNB que flui do norte do Brasil até o Caribe, alimentando a corrente da Flórida e do Golfo, podem carrear mais calor e, em menor profundidade, mais sal para regiões do Atlântico Norte. O segmento da corrente do Golfo que alimenta a corrente das Canárias, que fecha o giro subtropical como uma corrente de contorno oeste, também poderia conter maior quantidade de calor devido ao armazenamento gerado pela ausência dos rios Amazonas e Tocantins. Embora o oceano atue como importante atenuador de rápidas flutuações climáticas, as variações climáticas de longo período, estão diretamente relacionadas aos oceanos, pois ele libera calor de uma forma muito lenta.

As seções latitudinais de salinidade, por sua vez, apresentaram padrões diferentes da temperatura. A seção Modulado apresentou no extremo oeste da seção, as salinidades de 34, 34,5 psu até 30 metros, que marcam a presença da pluma, com uma região adjacente de 35,5 psu na mesma profundidade, e com aumento de 40 a 100 metros (Figura 35a). Para Sem Rio, as salinidades superficiais são todas acima de 36 psu (Figura 35b), corroborando com os campos superficiais de salinidade (Figura 18a e 18b). Em profundidade, a salinidade do experimento Sem Rio aumenta até atingir 37 psu em 40°W, a 100 metros. Na seção de diferença (Figura 35c), observa-se um aumento generalizado da salinidade em praticamente toda a seção, sendo a maior diferença, 2,0 psu, nos primeiros 30 metros, no extremo oeste da seção, região marcada pela presença direta da pluma.

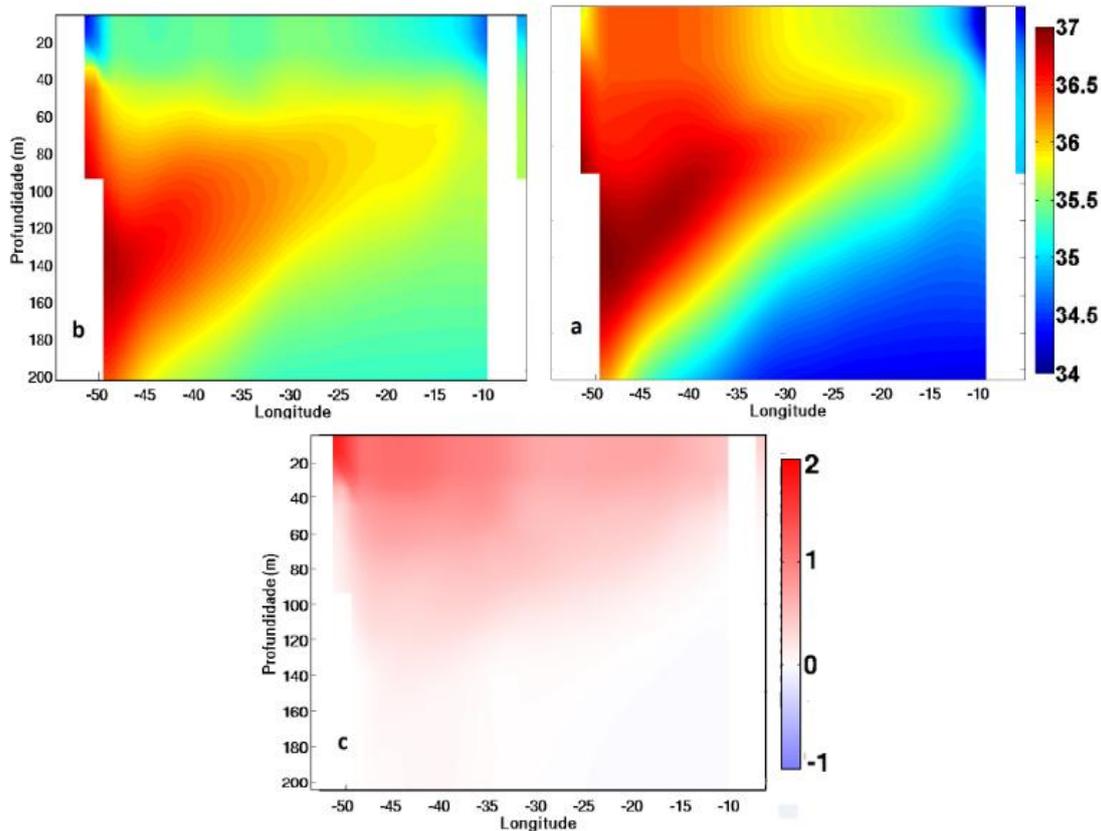


Figura 35. Seção latitudinal de salinidade (psu) até 200m de profundidade em 5°N, e longitude variando de 50° a 5°W, para experimento Modulado (a), Sem Rio (b) e diferença, Sem Rio - Modulado, em (c), variando de -0.5 a 1.0 °C. Média para os últimos 5 anos.

Seções longitudinais e latitudinais de u e v também foram analisadas para verificar possíveis alterações na dinâmica em todo o Atlântico. As seções latitudinais de u , com longitude fixa de 35° W, mostraram valores de u entre -0,3 a 0,3 m/s, com padrões muito semelhantes para Modulado e Sem Rio (Figura 36a e 36b). Há um forte fluxo para oeste, mais intenso até 30 metros, que certamente representa a água da pluma carregada pela CNB. Paralelamente a este, a um fluxo positivo, entre 60 e 160 metros, para leste, para os dois experimentos, registrando a Subcorrente Equatorial, SCE, representada na Figura 38 pela sigla correspondente em inglês EUC (STRAMMA et al., 2005). Na seção de diferença, observa-se que há pequenas diferenças com valores de até 10% em relação ao valor máximo de u . Isso pode indicar que as diferenças são substanciais. As diferenças negativas na região do fluxo de superfície e para oeste podem impor diferentes transportes de massa e calor e ao longo do tempo alterar a temperatura na subsuperfície. A retirada do rio enfraquece o fluxo para oeste, em uma redução de 10% da velocidade. Em contrapartida, há uma pequena diferença positiva marcando o aumento da intensidade do fluxo para leste nas camadas superficiais, com a ausência do rio.

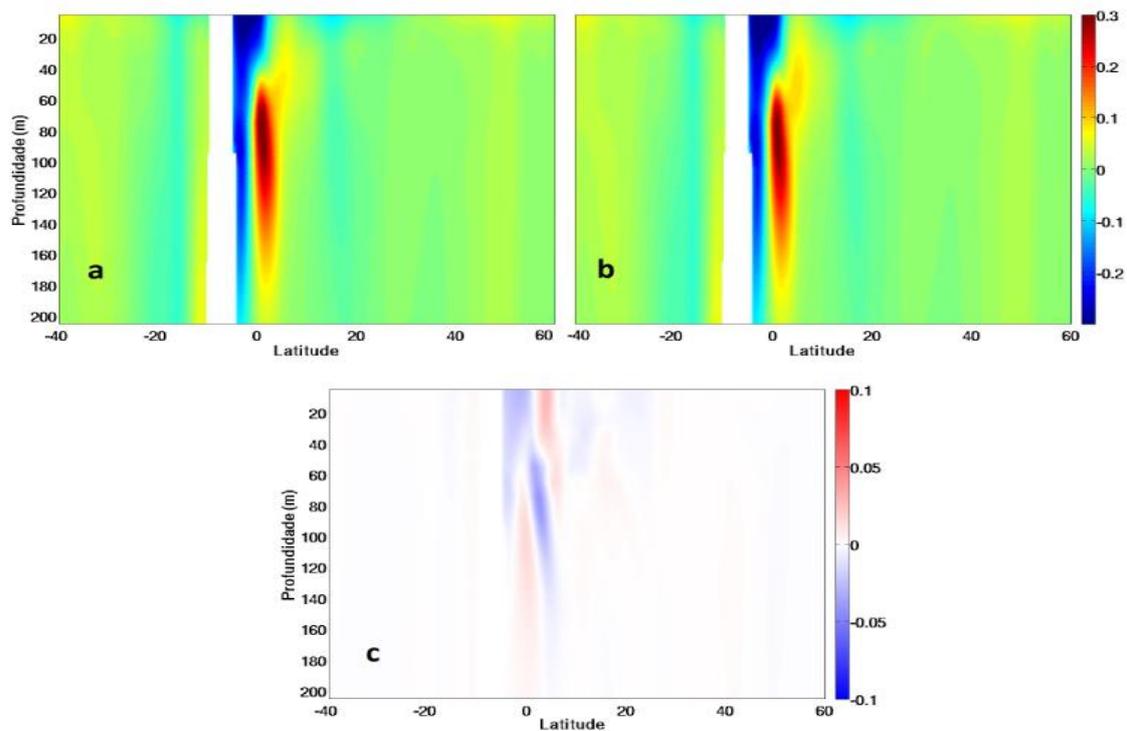


Figura 36. Seção longitudinal da componente zonal da velocidade, u , em m/s ao longo de 35°W e latitude variando de 40°S a 60°N , para Modulado (a), Sem Rio (b) e anomalia Sem Rio - Modulado em (c), variando de -0.1 a 0.1 m/s. Média para os últimos 5 anos.

Em relação a v ao longo de 35°W , dois fluxos de diferentes intensidades são mostrados emparelhados, um para norte, positivo, e bastante intenso representando a CNB e o outro para sul, negativo, menos intenso, representando a componente sul da retroflexão da CNB, convergindo em quase toda a seção vertical (Figuras 37a e 37b). De modo geral a seção de diferença (Figura 37c) mostra um aumento na intensidade de v para o experimento Sem Rio, com um pequeno sinal de diferença negativa a 100 metros de profundidade na região equatorial. Tanto u como v , nas seções longitudinais mostraram diferenças maiores que 10% da velocidade meridional, restritas à zona equatorial.

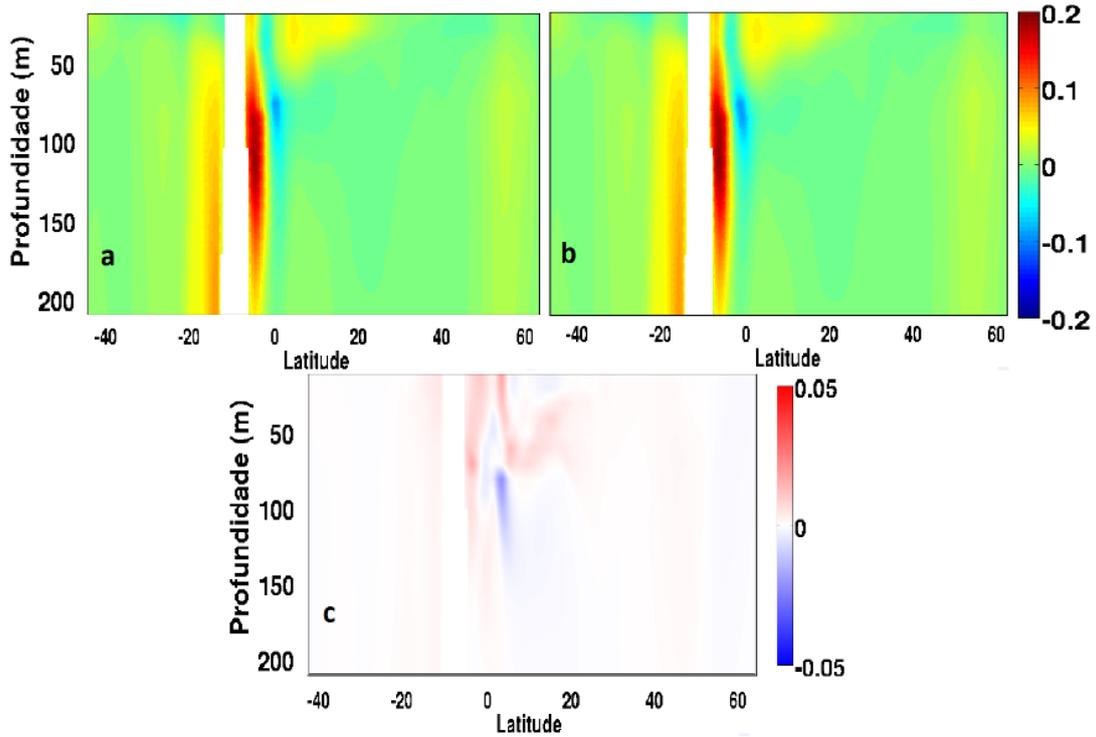


Figura 37. Seção longitudinal da componente meridional da velocidade, v , em m/s ao longo de 35°W e latitude variando de 40°S a 60°N , para Modulado (a), Sem Rio (b) e anomalia Sem Rio - Modulado em (c), variando de -0.1 a 0.1 m/s. Média para os últimos 5 anos.

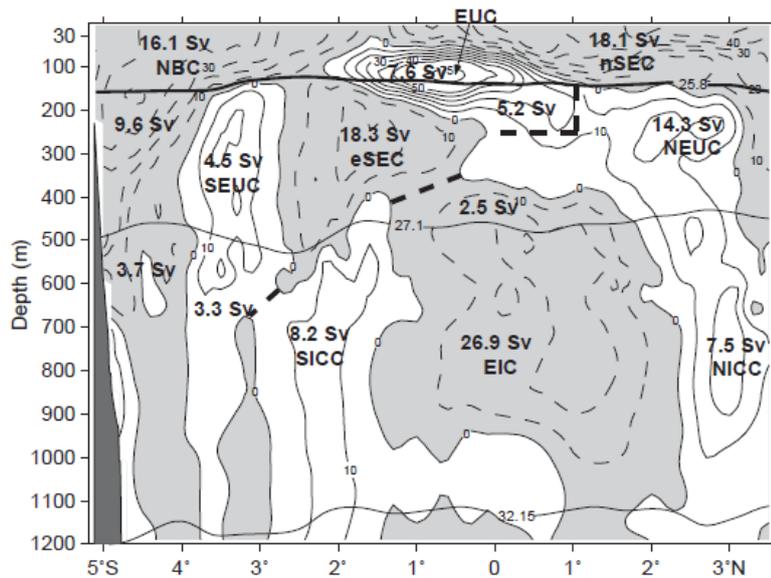


Figura 38. Distribuição da velocidade zonal em cm/s nos 1200 metros superiores, ao longo de 35°W em novembro/dezembro de 2000, linhas grossas representam os limites de massa de água. Nomes das correntes abreviadas são incluídos e os valores de transporte são apresentados por números. Por Stramma et. al 2004.

Nas seções latitudinais ao longo de 5°N , e longitude variando de 55° a 5°W , as feições de Modulado e Sem Rio são muito parecidas, com fluxos intensos para oeste

na longitude de 50°W, plataforma continental, representando a CNB que tem grande intensidade nessa região (Figura 39a e 39b) e um fluxo mais largo para leste, representando o ramo mais superficial da SCE que inclusive é mais acelerada no experimento Sem Rio (Figura 39b). Observa-se um leve aprofundamento e intensificação em grande parte da porção da SCE, definida por diferenças de aproximadamente 0,03 m/s, ou seja, 20% de aumento. Abaixo dessa feição, as velocidades de u são levemente freadas no experimento Sem Rio na mesma magnitude em 50°W e mais suavemente na porção mais ao leste (Figura 39c). Analisando conjuntamente as seções de diferença latitudinal de u e de temperatura, observa-se que as diferenças positivas de u coincidem em parte com as diferenças positivas de temperatura, significando que o fluxo para leste leva consigo água mais quente e mais rapidamente do que no cenário atual, podendo, a longo prazo, causar um empilhamento de água quente a leste. Estudos com alturas dinâmicas da superfície do mar podem contribuir para uma análise mais específica dessas consequências.

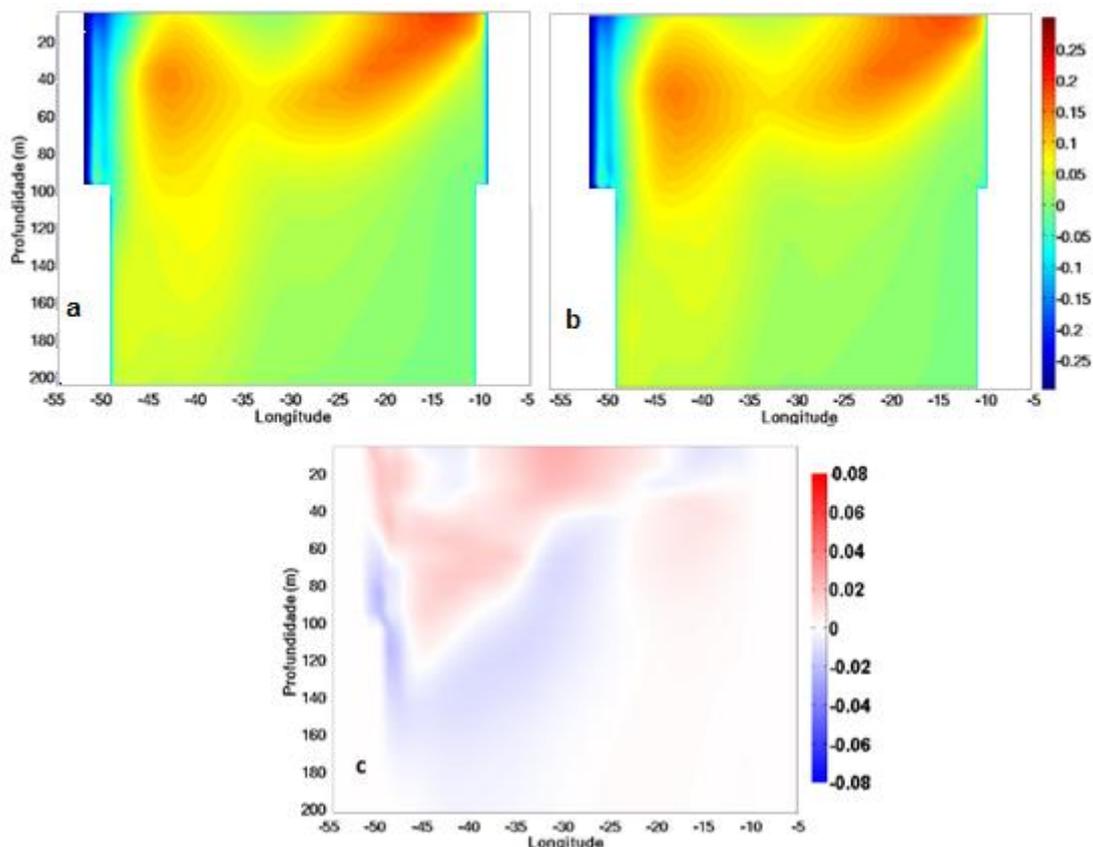


Figura 39. Seção latitudinal da componente zonal da velocidade, u , em m/s ao longo de 5°N e longitude variando de 55°W a 5°W, para Modulado (a), Sem Rio (b) e anomalia Sem Rio - Modulado em (c), variando de -0.08 a 0.08 m/s. Média para os últimos 5 anos

E por fim, as seções longitudinais de v mostram um fluxo sobre a plataforma continental, para os dois experimentos, marcados por velocidade com direção norte, representando, mais uma vez o sistema de correntes tropicais atuantes nessa região, mais precisamente a CNB (Figuras 40a e 40b). A 60 metros, há uma região com fluxo para sul, representando a componente sul da retroflexão da CNB, que é mais intenso para Modulado. A seção de diferença entre os experimentos é marcada por uma zona de até 40 metros de profundidade de diferenças negativas (em torno de 30% de redução), confinada na plataforma, representando a redução da velocidade causada pelo desaparecimento da descarga fluvial. Logo abaixo, até 100 metros, uma zona de diferença positiva muito forte se estabelece, alcançando valores aproximadamente 50% maiores do que Modulado (Figura 40c). As maiores diferenças de v localizam-se na plataforma, diminuindo a medida que se afasta do continente.

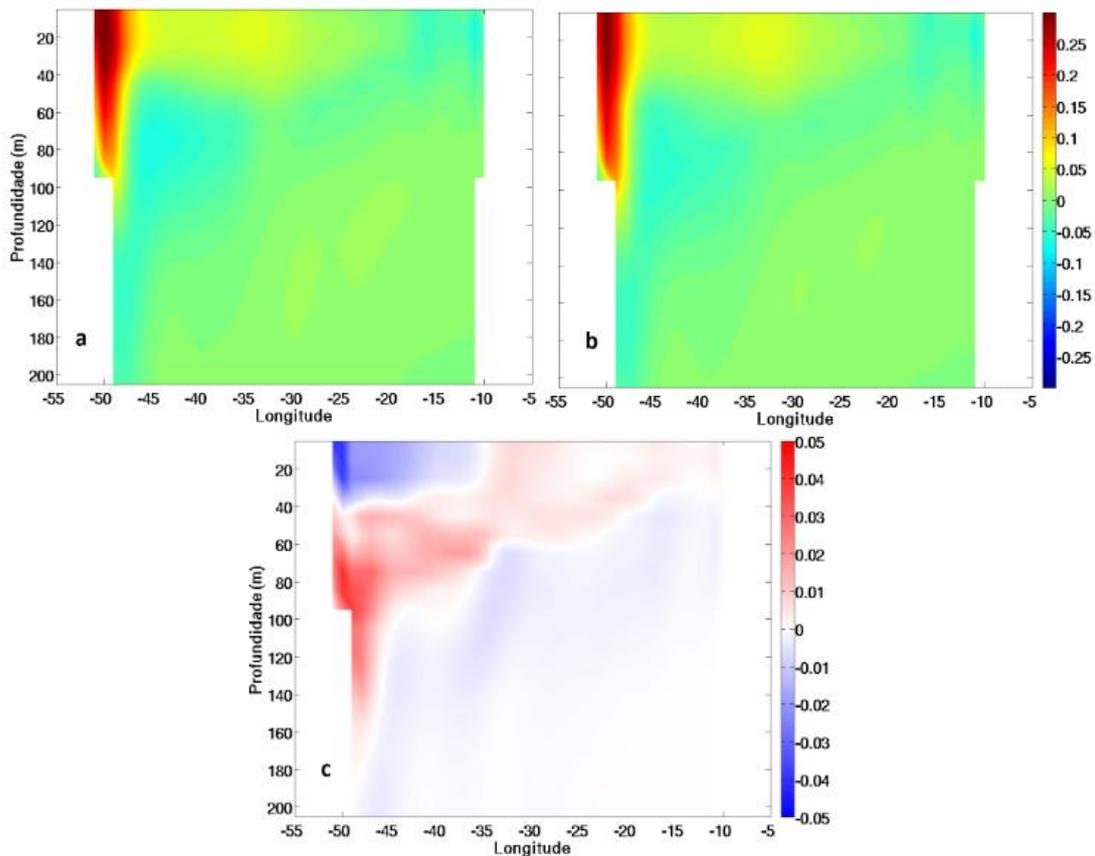


Figura 40. Seção latitudinal da componente zonal da velocidade, u , em m/s ao longo de 5°N e longitude variando de 55°W a 5°W, para Modulado (a), Sem Rio (b) e anomalia Sem Rio - Modulado em (c), variando de -0.08 a 0.08 m/s. Média para os últimos 5 anos.

5.9 Transporte de massa

A Figura 41 mostra um campo de velocidade em que estão demarcadas seções nas quais foram calculadas o transporte de massa nos primeiros 100 metros da coluna d'água. Os cálculos do transporte rotacionado apresentam médias mensais de um ano climatológico, considerando os últimos 5 anos da série temporal. Foram considerados somente valores positivos da componente meridional, v , normal a seção, ou seja, para noroeste. As quatro seções estão representadas por: A, localizada na foz dos rios Amazonas e Tocantins; B, à montante da foz; C, à jusante da foz e D, à jusante da foz, após a seção C. Essas seções foram posicionadas de modo a avaliar o impacto da ausência do rio no transporte de massa na região sob influência da pluma de água doce. O transporte na seção A, posicionada bem na foz, apresenta um ciclo sazonal bem marcado (Figura 42), em que os maiores transportes são registrados no segundo semestre, tanto para Modulado, 11,05 e 11,2 Sv, quanto para Sem Rio, 11,4 e 11,5 Sv, nos meses de agosto e setembro respectivamente.

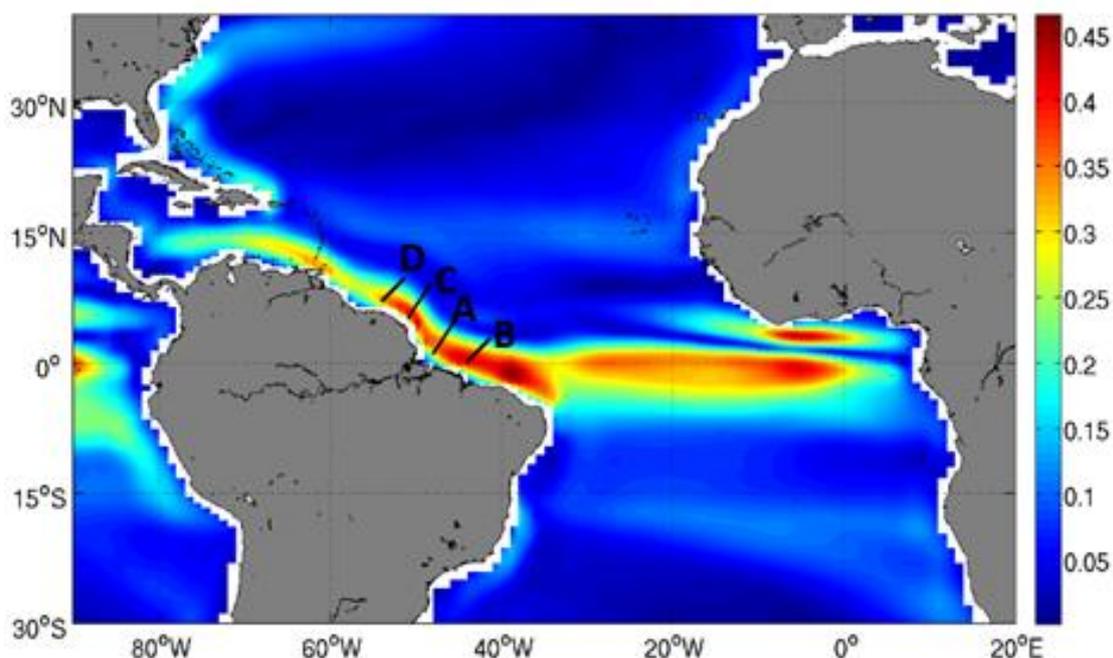


Figura 41. Campo de velocidade sinalizando as seções A, marcada pelos pontos p1(1°N, 48°W) e p2(4°N, 46°W), B, p3(0, 44°W) e p4(2°N, 42°W), C, p5(5°N, 51°W) e p6(8°N, 49°W) e D, p7(7°N, 54°W) e p8(9°N, 52°W),

Os mínimos ocorrem em maio, aproximadamente 2,9 Sv para Modulado e 3,5 Sv para o experimento Sem Rio. O experimento Modulado apresenta menor transporte do que o experimento Sem Rio em toda a seção. Na seção B, à montante da foz, o ciclo sazonal é o mesmo da seção A. Os transportes máximos ocorrem em agosto, aproximadamente 10,4 e 10,9 Sv para Modulado e Sem Rio respectivamente (Figura 43) e os mínimos também em maio, 2,9 Sv para Modulado e 3,4 Sv para Sem Rio.

Para as seções à jusante do rio, C e D, o padrão é completamente diferente. Os maiores valores de transporte de massa ocorrem no primeiro semestre, período em que, em ambas as seções, o experimento Modulado supera o Sem Rio em magnitude. No segundo semestre, esta condição é invertida (Figuras 44 e 45). Há uma queda abrupta na intensidade do transporte, cujo pico ocorre em fevereiro na seção C (Figura 44), com 7,1 e 7,3 para Sem Rio e Modulado, respectivamente. Os mínimos ocorrem em julho, sendo 2,9 para Modulado e 3,0 para Sem Rio. Já na sessão D (Figura 45), os máximos ocorrem em fevereiro, março e abril, com valores maiores para o experimento que inclui os rios (5,7 Sv) em relação ao que não considera (5,6 Sv). Os mínimos são registrados em agosto, setembro e outubro, em torno de 1,7 para Modulado e 1,8 para Sem Rio. Da mesma forma que na seção C, na seção D a ausência do rio gera transportes menores no primeiro semestre e mais elevados no segundo semestre.

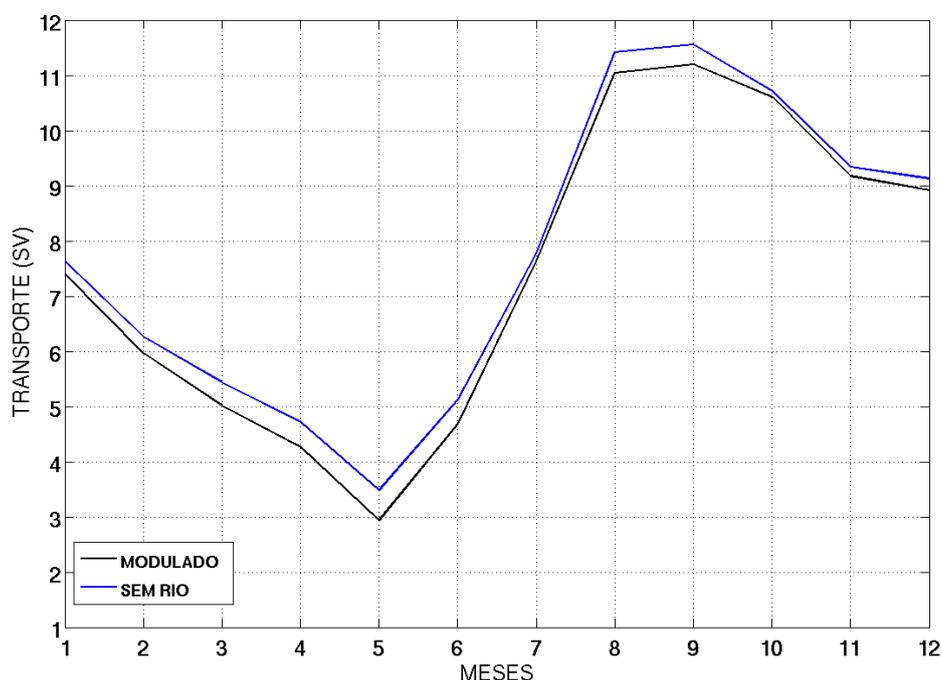


Figura 42. Transporte rotacionado, em Sverdrup, mensal para a seção A, delimitada pelos pontos p1(1°N, 48°W) e p2(4°N, 46°W), média mensal dos últimos 5 anos. A curva azul representa o experimento Sem Rio e a curva preta representa o experimento Modulado

Os resultados encontrados para os padrões de transporte nas seções A e B são justificados pelo aumento de velocidade na região à montante da foz, aproximadamente 20%, com a ausência do rio, o que confirma os maiores valores de transporte para o experimento Sem Rio do que para o Modulado nesta região. Além

disso, os máximos de transporte nesse local coincidem com os máximos de transporte da CNB (Figura 46).

Para a seção A, situada na foz, o transporte do experimento Sem Rio é 20% maior do que o Modulado no mês de maio. Isto provavelmente se deve ao pico da descarga do rio Amazonas ocorrer neste mês e aumentar drasticamente a dinâmica na região, o que favoreceria a formação de vórtices turbulentos com velocidades em diferentes direções e intensidades, que pode frear o movimento estimado pelo cálculo do transporte, já que o mesmo considera apenas os valores positivos da velocidade. Na seção B especificamente, localizada à montante da foz, o aumento do transporte com a retirada dos rios foi de aproximadamente 17% nos meses de máximo e de mínimo, o que ratifica o aumento considerável da velocidade no local, porém com menos turbulência do que na foz, devido à atenuação ou até desaparecimento do efeito de barreira que é provocado pelo aporte dos rios Amazonas e Tocantins.

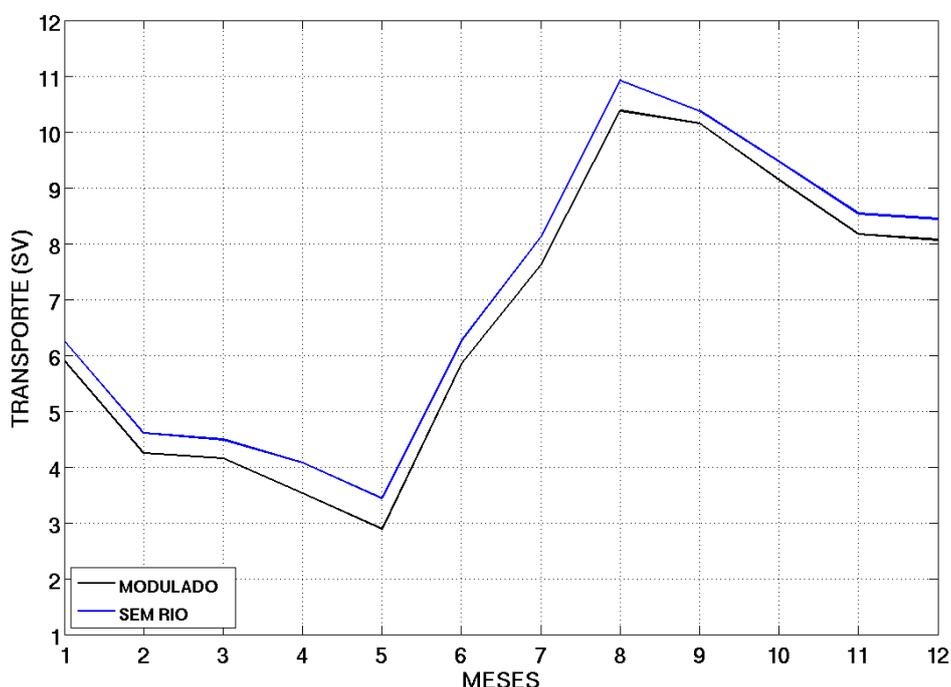


Figura 43. Transporte rotacionado em Sverdrup mensal para a seção B, delimitada pelos pontos p3(0, 44°W) e p4(2°N, 42°W), média mensal dos últimos 5 anos. A curva azul representa o experimento Sem Rio e a curva preta representa o experimento Modulado.

Os valores de transporte de Modulado superiores a Sem Rio na primeira metade do ano nas seções C e D, devem-se à presença da pluma nessa região nesta mesma época do ano, confinadas à costa devido à ação de ventos alísios de nordeste (MASSON; DELECLUSE, 2001) e nos meses seguintes, na primavera, flui para noroeste. Já no segundo semestre do ano, a localização das seções, acima de 7°N,

coincide com o ponto de afastamento da CNB da costa (RUGGIERO, 2008), visto que a mesma retroflete para leste em forma de vórtices, no verão e outono boreais. Isto explica os menores valores de transporte nas seções C e D no segundo semestre, principalmente em D (Figura 45). O fato de a pluma ser carregada pelos vórtices, também é reforçado pelos valores de transporte de Modulado mais baixos que Sem Rio em D a partir de agosto. Além disso, a estrutura vertical da CNB varia sazonalmente de um fluxo mais superficial na primavera, para um fluxo mais profundo com substancial contribuição na termoclina durante o outono (JONHS et. al. 1998 apud RUGGIERO, 2008), concordando com as seções C e principalmente D, devido ao cálculo do transporte apenas considerar os 100 metros superiores, não captando o aprofundamento da CNB no segundo semestre do ano.

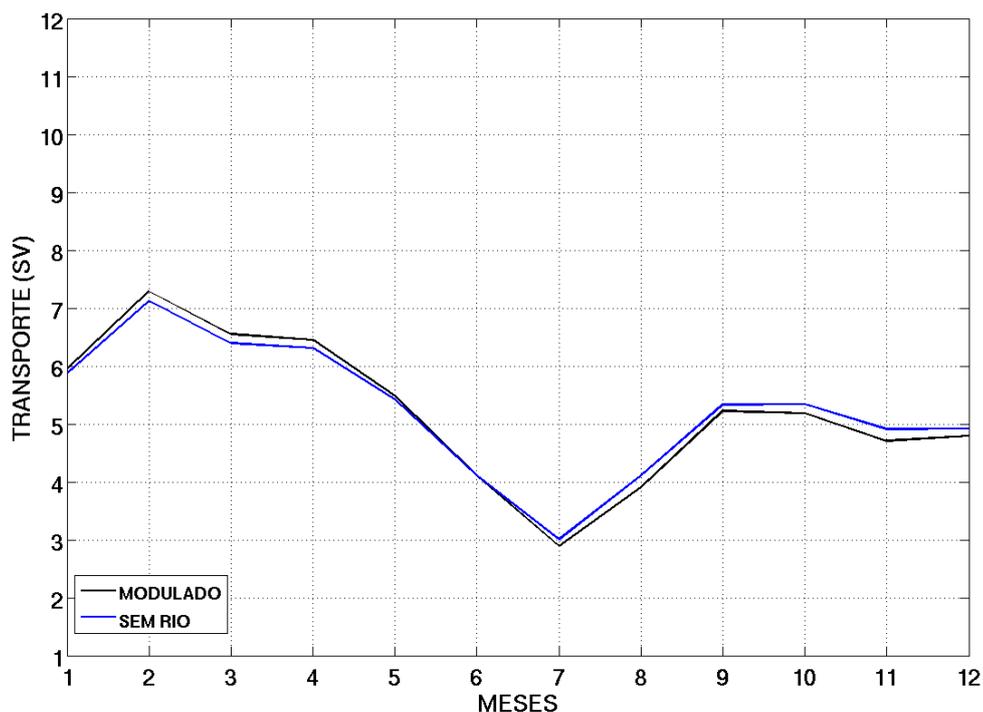


Figura 44. Transporte rotacionado em Sverdrup mensal para a seção C, delimitada pelos pontos p5(5°N, 51°W) e p6(8°N, 49°W), média mensal dos últimos 5 anos. A curva azul representa o experimento Sem Rio e a curva preta representa o experimento Modulado.

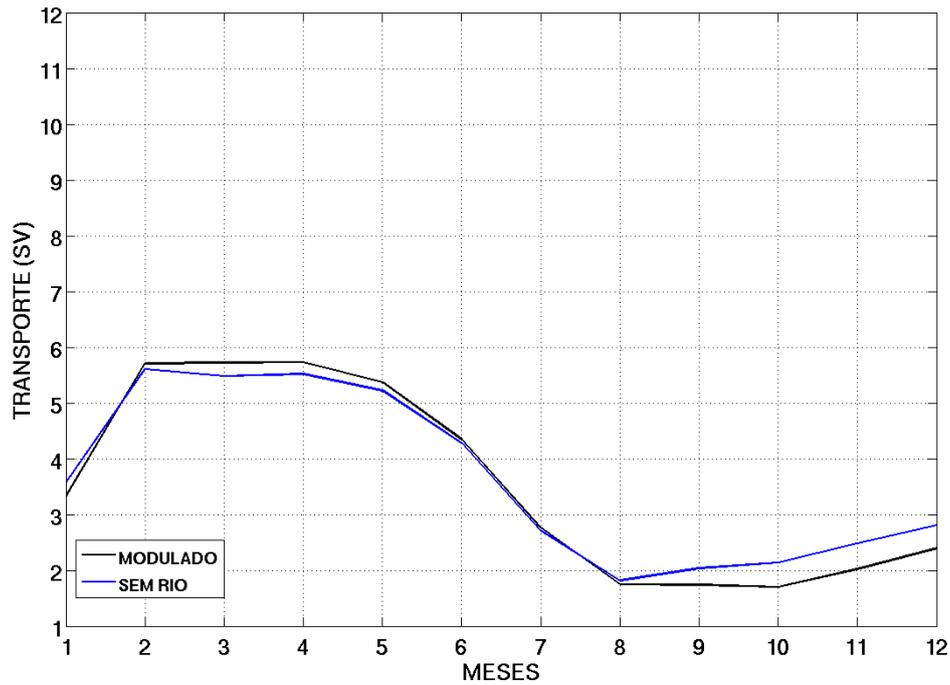


Figura 45. Transporte rotacionado em Sverdrup mensal para a seção D, delimitada pelos pontos p7(7°N, 54°W) e p8(9°N, 52°W), média mensal dos últimos 5 anos. A curva azul representa o experimento Sem Rio e a curva preta representa o experimento Modulado.

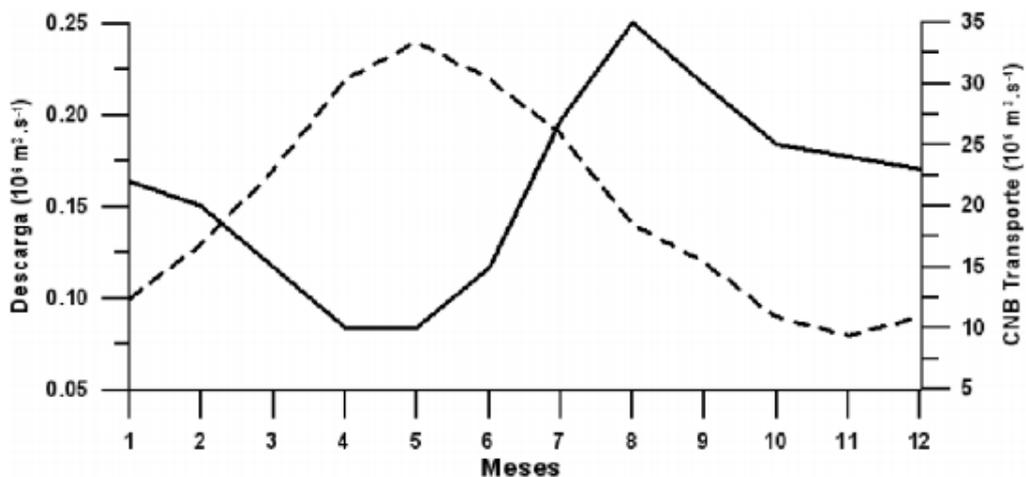


Figura 46 - Variação sazonal da descarga do rio Amazonas e da intensidade da Corrente Norte do Brasil (CNB), adaptado de Johns et al. (1998) e de Geyer et al. (1996) apud Silva et al 2009.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÃO

Experimentos do modelo MOM4 foram comparados a fim de investigar as principais influências do aporte de água doce dos rios Amazonas e Tocantins na dinâmica tropical do Atlântico. Foi verificado que os experimentos do MOM4 utilizados neste trabalho, de um modo geral, se apresentaram como uma boa representação do comportamento geral e variabilidade das propriedades físicas superficiais e da estrutura vertical de parte das massas d'água do Atlântico Equatorial. Para análises mais detalhadas sobre o posicionamento das massas d'água capturados pelo modelo, são necessários diagramas T-S os quais, por meio de isopicnais, estabeleçam o limite entre elas. Além disso, uma investigação em toda a coluna d'água é necessária para inclusão de massas d'água profundas, como AIA e APAN.

As principais diferenças registradas no oceano Atlântico tropical equatorial a partir da retirada do aporte de água doce dos rios Amazonas e Tocantins foram na salinidade e densidade até 25 metros de profundidade no Atlântico Norte tropical e subtropical com aumentos de até 1.5 psu e 1.5 kg/m^3 em algumas regiões, alcançando 50°N . Em profundidade, ocorreu um aumento geral da salinidade em menor magnitude (0,5 até 1 psu) entre 0 e 20°N , até 150 metros de profundidade.

A possível extinção do efeito de barreira devido à retirada ou diminuição da vazão do rio aumenta a difusão vertical do calor na coluna d'água, facilitando o aquecimento da mesma de forma mais efetiva. Assim, em profundidade, foi observado um aumento de elevada magnitude na temperatura e no conteúdo de calor até 500 metros de profundidade, de até $1,5^\circ\text{C}$ e 50MJ/m^3 respectivamente. Estas alterações podem acarretar mudanças significativas no transporte global de calor pelas correntes tropicais e alterar, a longo prazo, características de massas d'água. Foram capturados sinais de aprofundamento da termoclina no experimento Sem Rio e feições da piscina quente do Atlântico em ambos os experimentos. A ausência de resultados da altura dinâmica não permitiu inferir mais resultados acerca de padrões sazonais da termoclina e possíveis mudanças.

O transporte de calor do equador para os polos pelos oceanos é comparável com o da atmosfera. No entanto, como os processos oceânicos ocorrem em escalas temporais muito maiores do que as da atmosfera, o oceano funciona como um atenuador de rápidas flutuações climáticas. Assim, as variações climáticas de longo período estão diretamente relacionadas aos oceanos, pois ele libera calor de uma

forma muito lenta. Desta forma, essa mudança no estoque de calor em determinadas regiões do Atlântico, com aumento de 1°C influencia a longo prazo e de forma lenta, o transporte global de calor.

As diferenças na intensidade da velocidade apresentaram aumento de aproximadamente 10%, principalmente na região da foz do rio, e redução a noroeste da foz, alcançando até o Atlântico Norte, na costa leste da América do Norte, com intensidade 10% inferior às velocidades do experimento Modulado. De modo geral, as variações mais intensas na velocidade ficaram restritas à região equatorial, sendo necessários estudos mais aprofundados que apontem mudanças na dinâmica relacionados exclusão ou diminuição gradativa da vazão do rio.

Os perfis sazonais de temperatura, salinidade e densidade mostraram a resposta do modelo (experimento Modulado) às variações da descarga dos rios ao longo do ano, associadas ao ciclo sazonal de precipitação que controla as variações sazonais do experimento Sem Rio. Grandes diferenças, principalmente em abril, maio e junho, foram capturadas com a ausência dos rios. O ciclo sazonal da camada de mistura também pode ser percebido pelos dois experimentos, representado por camadas mais profundas em outono-inverno e mais rasas em primavera-verão, principalmente observadas nos perfis de salinidade. A comparação entre estes perfis dos dois experimentos também demonstra um aumento da espessura da camada de mistura no experimento Sem Rio em aproximadamente 10 metros, com exceção do trimestre de abril a junho.

O transporte calculado para médias mensais em um dado ano climatológico em quatro seções, na foz (A), à montante da foz (B) e à jusante da foz (C e D), mostraram grande concordância entre o movimento da pluma e a Corrente Norte do Brasil, bem como seus ciclos sazonais. Na região adjacente a foz, seção B, há um aumento da dinâmica no experimento Sem Rio em relação ao Modulado nos meses de máximo e de mínimo, em 17%.

O presente estudo apresenta resultados quantitativos preliminares sobre influência dos rios Amazonas e Tocantins na dinâmica equatorial tropical do Atlântico e ele indica possibilidade de impactos em larga-escala até altas latitudes do Atlântico Norte. Séries temporais mais longas que 10 anos ou com diferentes graus de redução da vazão do rio podem promover discussões interessantes nesta área de estudo que está associada a futuro cenário dramático de mudanças climáticas. O uso de modelos acoplados oceano-terra-atmosfera-gelo com maior resolução espacial e temporal e ainda com mais processos físicos do que os aqui empregados no MOM4, como

retroalimentação de albedo do gelo com a radiação solar, entre outros, pode gerar novos resultados nessa linha de investigação e fortalecer a indicação aqui verificada sobre a importância do aporte de água doce dos rios Amazonas e Tocantins na limitação do conteúdo de calor do Atlântico tropical pelo efeito de barreira.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BEARDSLEY, R. C. et al. The M2 tide on the Amazon Shelf. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, n. C2, p. 2283, 1995.

BRANSTETTER, M. L. Continental runoff dynamics in the Community Climate System Model 2 (CCSM2) control simulation. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, n. D17, p. 1–17, 2003.

CARTON, J. A. Effect of seasonal surface freshwater flux on sea surface temperature in the tropical Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 12593, 1991.

COSTA, M. H. et al. a Macro-Scale Hydrological Dataset of River Flow Routing Parameters for the Amazon Basin. p. 1–33, 2001.

CRONIN, M. F.; MCPHADEN, M. J. Barrier layer formation during westerly wind bursts. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, n. October 2001, p. 1–12, 2002.

DA SILVA, A. C.; ARAÚJO, M.; BOURLÈS, B. Variação sazonal da estrutura de massas de água na plataforma continental do Amazonas e área oceânica adjacente. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 23, n. 2, p. 145–157, 2005.

FOLTZ, G. R.; MCPHADEN, M. J. Impact of barrier layer thickness on SST in the central tropical North Atlantic. *Journal of Climate*, v. 22, n. 2, p. 285–299, 2009.

GARZOLI, S. L. $IT = f \cdot \varnothing\varnothing$. v. 97, n. CII, 1992.

GEYER, B. W. R. et al. The physical oceanography of the Amazon outflow. *Oceanography*, v. 4, n. 1, p. 8–14, 1991.

GRIFFIES, S. M.; WINTON, M.; SAMUELS, B. L. The Large and Yeager (2004) dataset and CORE. p. 1–5, 2004.

GRODSKY, S. A. et al. Year-to-year salinity changes in the Amazon plume: Contrasting 2011 and 2012 Aquarius/SACD and SMOS satellite data. *Remote Sensing of Environment*, v. 140, p. 14–22, 2014.

HELLWEGER, F. L.; GORDON, A. L. Tracing Amazon River water into the Caribbean Sea. v. 60, n. 4, p. 537–549, 2002.

HU, C. et al. The dispersal of the Amazon and Orinoco River water in the tropical Atlantic and Caribbean Sea: Observation from space and S-PALACE floats. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, v. 51, n. 10-11 SPEC. ISS., p. 1151–1171, 2004.

HUANG, B.; MEHTA, V. M. Influences of Freshwater from Major Rivers on Global Ocean Circulation and Temperatures. v. 27, n. 3, p. 455–468, 2010.

INTERNATIONAL RESEARCH INSTITUTE , COLUMBIA UNIVERSITY, Monthly climatological precipitation. Disponível em:
<https://iridl.ldeo.columbia.edu/maproom/global/climatologies/precip_loop.html>.
Acesso em: 23 mai. 2016.

JOHNS, W. E. et al. Annual Cycle and Variability of the North Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, v. 28, n. 1, p. 1–26, 1998.

KOROSOV, A.; COUNILLON, F.; JOHANNESSEN, J. A. Monitoring the spreading of the Amazon freshwater plume by MODIS, SMOS, Aquarius, and TOPAZ. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, v. 120, n. 1, p. 268–283, 2015.

LE BARS, Y. et al. The AMANDES tidal model for the Amazon estuary and shelf. *Ocean Modelling*, v. 31, n. 3-4, p. 132–149, 2010.

LENTZ, S. J.; LIMEBURNER, R. The Amazon River plume during AMASSEDS: Spatial characteristics and salinity variability AN - prod.academic_MSTAR_16815893; 3764526. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, n. C2, p. 2355–2375, 1995.

LUMPKIN, R.; GARZOLI, S. L. Near-surface circulation in the Tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, v. 52, n. 3, p. 495–518,

2005.

MARENGO, J. A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 78, n. 1-3, p. 79–96, 2004.

MASSON, S.; DELECLUSE, P. Influence of the Amazon river runoff on the tropical atlantic. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, v. 26, n. 2, p. 137–142, 2001.

MESTRADO, D. DE., et al. Estudo Numérico do Efeito da Pluma do Rio Amazonas na Dinâmica da Porção Oeste do Oceano Atlântico Equatorial, Giovanni Abeldenur Ruggiero, 2008.

MESTRADO, D. DE et al. PRECIPITAÇÃO E DA CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA NA Micheline de Sousa Coêlho. 2004.

MIRANDA, L. B. DE. Forma da correlação T-S de massas de água das regiões costeira e oceânica entre o Cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP), Brasil. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, v. 33, n. 2, p. 105–19, 1985.

REBOITA, M. S. et al. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, n. 2, p. 185–204, 2010.

ROCKWELL GEYER, W. et al. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, v. 16, n. 5-6, p. 575–616, 1996.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale Convective Systems over Southeastern South America and Their Relationship with the South American Low-Level Jet. *Monthly Weather Review*, v. 135, n. 4, p. 1290–1309, 2007.

SALISBURY, J. et al. Spatial and temporal coherence between Amazon River discharge, salinity, and light absorption by colored organic carbon in western tropical Atlantic surface waters. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 116, n. 7, p. 1–14, 2011.

SCHOTT, F.; DENGLER, M.; BRANDT, P. The zonal currents and transports at 35 W in the tropical Atlantic. *Geophysical Research Letters*, v. 30, n. 7, p. 35–38, 2003.

STRAMMA, L. et al. Upper ocean circulation in the western tropical Atlantic in boreal fall 2000. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, v. 52, n. 2, p. 221–240, 2005.

TRENBERTH, K. E.; CARON, J. M. Estimates of Meridional Atmosphere and Ocean Heat Transports. *Journal of Climate*, v. 14, n. 16, p. 3433–3443, 2001.

UNIVERSITÉ CATHOLIQUE DE LOUVAIN. 3.4.2 time and space discretisations using finite differences. Disponível em:
<http://www.elic.ucl.ac.be/textbook/chapter3_node19.xml>. Acesso em: 23 mai. 2016.

WANG, C.; LEE, S. K.; ENFIELD, D. B. Impact of the Atlantic warm pool on the summer climate of the Western Hemisphere. *Journal of Climate*, v. 20, n. 20, p. 5021–5040, 2007.

ZENG, N. et al. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. *Environmental Research Letters*, v. 3, n. 1, p. 014002, 2008.