



**Simulações Numéricas do Clima no Início do Holoceno e
Pré-industrial com Adição de Água Doce nos Mares de Weddell e Ross**
Early Holocene and Pre-Industrial Numerical Climate
Simulations with Freshwater Addition in the Weddell and Ross Seas

Reginaldo Tudeia Santos^{1,2}; David Mendes² & Maria Helena Constantino Spyrides²

¹Universidade Federal de Rondônia, Departamento de Matemática Estatística,
Campus de Ji-Paraná, Rua Rio Amazonas 351, 76900-726, Ji-Paraná, RO, Brasil

²Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Departamento de Ciências Climáticas e Atmosféricas,
Campus Universitário Lagoa Nova, Avenida Senador Salgado Filho 3000, 59078-970, Natal, RN, Brasil
E-mails: rtudeia@unir.br; david.mendes22@gmail.com; mhspyrides@gmail.com

Recebido em: 12/08/2019 Aprovado em: 11/11/2019

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2020_1_239_254

Resumo

O período inicial do Holoceno (IH) é caracterizado pela transição das condições glaciais para interglaciais, no qual algumas regiões do globo experimentaram uma abrupta variação climática a cerca de 11000 anos (11 ka) antes do período atual. Neste trabalho é realizada a comparação do clima durante o IH (~11 ka - com e sem adição de água doce) e o período pré-industrial (PI), a partir de simulações obtidas do modelo acoplado oceano-atmosfera SPEEDY/HYCOM e de uma versão modificada para representar o fluxo de água doce nos mares de Weddell e Ross (SPEEDY/HYCOM/MODF). A adição de água doce, durante 1500 anos (11 ka – 9,5 ka), nos mares de Weddell e Ross durante o IH, favorece uma redução de salinidade em resposta a diminuição da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) global. A comparação entre o IH (com adição de água doce) e o PI mostra um arrefecimento da temperatura do ar a 2 metros de altura (T2m) continental, enquanto que a comparação entre o IH (sem adição de água doce) e o PI mostra que a T2m continental fica próxima daquela observada no PI. Finalmente, é evidente a grande extensão de cobertura de gelo marinho (GM) no IH em comparação com a cobertura de GM do PI.

Palavras-chave: Variabilidade climática; modelagem climática; cobertura de gelo marinho

Abstract

The early Holocene (EH) period is characterized by the transition from glacial to interglacial conditions, in which some regions of the globe experienced abrupt climatic variation at about 11000 years (11 ky) before the current period. This work compares the climate during the beginning of the Holocene (~ 11 ky - with and without freshwater) and the preindustrial period (PI), based on simulations obtained from the coupled ocean-atmosphere SPEEDY/HYCOM model and a modified version to represent the freshwater flux in the Weddell and Ross Seas (SPEEDY/HYCOM/MODF). The addition of freshwater for 1500 years (11 ky - 9.5 ky) in the Weddell and Ross Seas during EH favors the reduction of salinity in response to the decrease in global Sea Surface Temperature. Comparison between EH (with freshwater addition) and PI shows a cooling of the 2 meters air temperature (2mT) continental, while the comparison between EH (with freshwater addition) and PI shows the continental 2mT close to that seen in the PI. Finally, the large extent of the sea ice cover during EH is evident compared to the sea ice cover during PI.

Keywords: Climate variability; climate modeling; sea ice cover

1 Introdução

O Holoceno é conhecido como o período geológico que teve início imediatamente após o Pleistoceno, há aproximadamente 11.000 anos (11 Ka) antes dos dias atuais, e que se estende até os dias atuais (Walker *et al.*, 2012). O Holoceno é subdividido em três fases, denominadas de “Início do Holoceno”; “Médio Holoceno” e “Holoceno Tardio”, que são determinadas com base nas mudanças do clima e nas condições oceânicas reinantes nesses períodos. Essas mudanças podem ocorrer tanto em escala global, como em escala local e atestam a interferência antropogênica, o desenvolvimento da sociedade e as relações evolutivas homem-ambiente (Walker *et al.*, 2012).

O IH compreende o período entre 11 ka e 7 ka e é caracterizado pelo aumento da insolação no Hemisfério Norte (HN) e pelo final da camada de gelo Laurentide (LIS), enquanto que o Médio Holoceno (MH) é o período entre 7 ka e 4 ka que foi marcado por um relativo aquecimento nas latitudes médias e altas do HN. Por sua vez, o Holoceno tardio (HT) teve início a aproximadamente 4 ka antes dos dias atuais e se estende até os dias de hoje. Nesse último período se observa grandes mudanças na insolação, temperaturas mais elevadas, em parte, devido à contribuição antrópica (Walker *et al.*, 2012; Head & Gibbard, 2015). É importante ressaltar que, as mudanças na quantidade de insolação no HT favoreceram as variações no regime de chuva nos trópicos e extra-trópicos, principalmente nos meses de verão (Cruz *et al.*, 2009).

No MH e HT é observado uma marcante alteração na circulação superficial oceânica, uma elevação da precipitação continental e uma alteração no regime dos ventos (Gyllencreutz *et al.*, 2010; Souto *et al.*, 2011; Voigt *et al.*, 2013). Por fim, o IH (*período de estudo*) tem características climatológicas semelhantes ao período PI (~200 anos), principalmente no que se refere às condições de extensão do gelo continental, topografia e nível do mar (Gibbard *et al.*, 2010; Walker *et al.*, 2012). O aumento da insolação no IH ocasionou um intenso derretimento da camada de gelo Laurentide e uma drenagem do lago glacial Agassiz, por volta de 8.4 ka e 8.2 ka (Barber

et al., 1999), além da drenagem do lago Ojibway. A entrada de mais de 10^{14} m³ de água fria no mar de Labrador, arrefeceu a temperatura da superfície do oceano e alterou a forma da circulação oceânica (Renssen *et al.*, 2010; Mairesse, 2014).

A grande liberação de água doce oriunda das camadas de gelo continentais (*ex.* Groenlândia) pode causar grandes perturbações oceânicas e climáticas, como por exemplo interferir na sensibilidade da circulação termohalina, na TSM, na variação da salinidade nas altas latitudes do oceano Atlântico Norte (Manabe & Stouffer, 1997; Morrill *et al.*, 2013), do Atlântico Sul (Weaver *et al.*, 2003), Atlântico Tropical (Goelzer *et al.*, 2006) e na circulação atmosférica. A influência da adição de água doce na circulação oceânica depende da intensidade e duração do fluxo extra de água doce, do local onde o mesmo é liberado e da presença de local de formação de águas profundas (Roche *et al.*, 2010; Zhang *et al.*, 2016).

Segundo Tartinville *et al.* (2001) as descargas súbitas de água doce no oceano Atlântico Norte interferem significativamente no sistema climático, ocasionando um resfriamento intenso no Ártico (Cremer *et al.*, 2007) e no noroeste da Europa (Zhang *et al.*, 2016), bem como, na redução da atividade convectiva oceânica (Blaschek & Renssen, 2013). Nos mares Antárticos, as condições relacionadas a adição de água doce no oceano são mais marcantes nos Mares de Ross (oeste da Península Antártica) e sobre o Mar de Weddell (ao norte da Península Antártica). Marsland & Wolff (2001), utilizando modelagem dinâmica para o IH, identificaram um intenso fluxo de água doce sobre o Mar de Weddell, que acarretou na diminuição da espessura de GM (na ordem de 35 cm/ano) e um ligeiro aumento da TSM sobre essa região. Em discordância com Marsland & Wolff, Richardson *et al.* (2005) identificaram um aquecimento no oceano profundo, um resfriamento em superfície e um aumento na espessura do GM. Mais recentemente, Hodgson *et al.* (2016) verificaram que durante o IH, a região oriental da Antártica apresentou um significativo aumento do nível do mar (de até 12 metros) em função do derretimento do gelo continental.

Apesar dos inúmeros trabalhos que estudam o comportamento do fluxo de água doce no IH, ain-

da existem questões a serem respondidas acerca da influência do aumento do fluxo de água doce nos Mares Antárticos. A maioria dos estudos para o Hemisfério Sul (HS) enfocam a variabilidade climática dos sistemas meteorológicos em escalas interanuais, sazonais e decadais (Haug *et al.*, 2001; Silva Dias *et al.*, 2002) e o comportamento da TSM (Keefer *et al.*, 2003) no período do Holoceno ou se concentram no MH. *Dando continuidade às pesquisas científicas sobre o comportamento do clima do HS no período do Holoceno, este trabalho analisa o comportamento do clima (com e sem adição de água doce no oceano Antártico) durante 11 ka e 9,5 ka, em comparação com o clima presente (período PI, 1801-2000), em especial sobre os mares Antárticos (Weddell e Ross). Para tanto, são utilizadas simulações numéricas extraídas do modelo acoplado oceano-atmosfera SPEEDY/HYCOM e de uma versão modificada para representar o fluxo de água doce nos mares de Weddell e Ross SPEEDY/HYCOM/MODF.*

Os dados e a metodologia são apresentados na Seção 2, enquanto que os resultados e as conclusões são apresentados nas Seções 3 e 4, respectivamente.

2 Metodologia

2.1 Modelagem do IH

Este trabalho analisa o impacto da adição de água doce nos mares de Weddell e Ross (Figura 1), nas variáveis meteorológicas (temperatura do ar a 2 metros - T2m) e oceânicas (TSM, salinidade e gelo marinho - GM). Os campos das variáveis meteorológicas e oceânicas são obtidos a partir de três simulações numéricas distintas durante o Holoceno. Os dados de T2m, TSM, salinidade e GM são extraídos dos modelos SPEEDY/HYCOM (esse modelo representa as condições normais durante o IH e PI, ou seja, sem adição de água doce) e SPEEDY/HYCOM/MOD (considera adição de água doce extra nos mares de Weddell e Ross no IH) na resolução 3,75 x 3,75 lat/lon, com truncamento horizontal T30 e 8 níveis padrões isobáricos na vertical (925, 850, 700, 500, 300, 200, 100 e 30 hPa).

No processamento do modelo SPEEDY (Simplified Parameterization, primitive Equation Dynamics) são incluídos parâmetros de radiação de ondas

longas e curtas, condensação em larga escala, convecção, fluxo de calor, umidade e momentum e processos de difusão vertical. No SPEEDY, o processo de convecção é representado por um esquema de massa-fluxo que é ativado quando se observa a presença da instabilidade condicional (Held & Suarez, 1978; Molteni, 2003). Por possuir equações mais simplificadas, o modelo SPEEDY oferece vantagens computacionais, podendo ser executado mais rápido em comparação com modelos climáticos de mesma resolução horizontal. Outras vantagens podem ser verificadas em Bracco *et al.* (2004) e Kucharski *et al.* (2006). Finalmente, o modelo SPEEDY/HYCOM/MODF mantém as mesmas características do modelo SPEEDY, mudando principalmente às condições do fluxo de água doce.

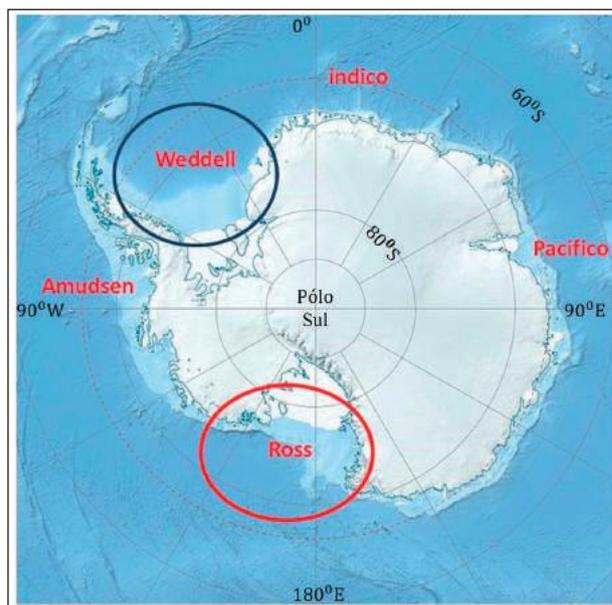


Figura 1 Mapa dos mares da Antártica. Os mares de Weddell e Ross estão localizados dentro dos círculos de bordas azul e vermelha respectivamente, onde ocorreram adição do fluxo de água doce.

O modelo oceânico HYCOM é um modelo de circulação geral do oceano elaborado a partir do modelo MICOM (Miami Isopycnic Coordinate Ocean Model). O HYCOM utiliza um conjunto de parâmetros que permite calcular o balanço de momento, energia e massa, por meio de um sistema codificado de alto desempenho (Bleck, 2002). Sua componente acoplada oceano-atmosfera-gelo é simplificada e emprega coordenadas verticais híbridas, representa-

das por níveis de pressão, isopicnais (coordenadas adequadas para modelagem de oceanos mais profundos). Ele modela as componentes oceânicas a partir de uma extensa gama de processos físicos, que reúne técnicas numéricas e distintas das condições oceânicas (Chassignet *et al.*, 1996). Contudo, o HYCOM não possui uma parametrização que represente a entrada de água doce no oceano (*oriundos de rios e geleiras continentais*), por esse motivo, neste trabalho a entrada de água doce é inserida dentro do HYCOM a partir da Equação (1).

Por causa do equilíbrio hidrostático, a formação de gelo não induz um deslocamento do nível da superfície do mar, interferindo nas trocas de água doce e salina. Dessa forma, as trocas devem ser mantidas como fluxos de sal (Equação 2) e de neve (Equação 3) equivalentes, que levam em conta apenas o efeito das equações de diluição. As equações proporcionam a interação entre cada ponto de grade, onde o próprio modelo calcula toda a dinâmica e realiza a interação de forma direta.

$$F_{salt} = (S_{oce} - S_{ice}) \frac{\partial m_i}{\partial t} \quad (2)$$

$$F_{snow} = -\frac{1}{\rho_s} \left(\frac{\partial m_s}{\partial t} \right)_{abl+si} \quad (3)$$

onde F_{snow} é o fluxo de neve e ρ_s é a densidade da neve.

2.2 Experimentos

O primeiro experimento compreende o período de 11 ka e 9,5 ka (1500 anos) sem adição de água doce. O segundo experimento compreende o período de 11 ka e 9,5 ka (1500 anos) com adição de água doce e o terceiro experimento corresponde ao PI com aproximadamente 200 anos de simulação (1801-2000). Para obter o equilíbrio do fluxo de água doce, no oceano, as simulações são geradas inicialmente para 1500 anos, no qual descarta-se os primeiros 1300 anos (*tempo* de ajuste do modelo), enquanto que os últimos 200 anos são aqueles ana-

lisados e utilizados na comparação com o PI. É importante assinalar que, o tempo de ajuste do modelo (*spin-up*) é semelhante aquele proposto por Renssen *et al.* (2006), que concluiu que uma simulação de aproximadamente 1200 anos de *spin-up* é suficiente para o modelo atingir um estado de equilíbrio atmosférico e oceânico.

O primeiro e o terceiro experimentos são realizados com o modelo acoplado SPEEDY/HYCOM, enquanto que o segundo experimento é realizado com o modelo SPEEDY/HYCOM/MODF. As simulações permitiram obter as comparações das variáveis meteorológicas e oceânicas dentro do IH, e desse último com o PI, de forma que, fosse possível inferir se as mudanças climáticas são ocasionadas pela adição do fluxo de água doce, pelas condições orbitais da Terra e/ou pelo efeito dos gases de efeito estufa.

Na Tabela 1 são apresentadas as condições atmosféricas e os parâmetros orbitais utilizados em cada uma das três simulações, considerando os padrões dos modelos SPEEDY/HYCOM e SPEEDY/HYCOM/MODF. As condições orbitais, obliquidade (Obl), excentricidade (Ecc) e precessão (Presc), se mostram ligeiramente mais altas no IH em comparação com PI, enquanto que a presença dos gases do efeito estufa teve um considerado aumento no PI. Na primeira simulação do IH (*sem adição de água doce*) considera-se apenas os parâmetros orbitais e a concentração de gases de efeito estufa referente ao período em questão. Na segunda simulação do IH (*com adição de água doce*), além dos parâmetros orbitais e dos gases de efeito estufa utiliza-se também informações referentes as camadas de gelo do IH, com fluxo de água doce extra para o oceano. Na terceira simulação é considerado apenas as informações de gases de efeito estufa e dos parâmetros orbitais referentes ao PI (1801-2000), sem adição do fluxo de água doce (Tabela 1).

A concentração de CO₂ é mantida nos dois experimentos para o IH, enquanto que no PI é uti-

$$F_{salt} = S_{oce} \left(\frac{\partial m_s}{\partial t} \right)_{ab} + (S_{oce} - S_{ice}) \left(\frac{\partial m_i}{\partial t} \right)_{acc-abl} + (S_{oce} - S_{ice}) \left(\frac{\partial m_s}{\partial t} + \frac{\partial m_i}{\partial t} \right)_{si} + S_{ice} \left(\frac{\partial m_s}{\partial t} \right)_{si} \quad (1)$$

Onde, F_{salt} é o fluxo de sal na superfície, S_{oce} refere-se à salinidade dos oceanos, S_{ice} refere-se à salinidade do GM, m_s e m_i são massas de neve e gelo por unidade de área, respectivamente (Fichefet & Morales Maqueda, 1997).

lizado o nível de CO₂ dos dias atuais, que é cerca de 280 ppm (Raynaud *et al.*, 2000). Os parâmetros orbitais das simulações de controle (PI) são especificados para o ano de 1801, sendo respectivamente, 0,016708 para a excentricidade; 23,44° para obliquidade e 102,72° para a precessão angular.

	11 ka – 9,5 ka			PI (~200 anos atrás)		
Gases de Efeito Estufa	CO ₂ (ppm) 250	CH ₄ (ppb) 510	N ₂ O (ppb) 245	CO ₂ (ppm) 280	CH ₄ (ppb) 760	N ₂ O (ppb) 270
Parâmetros Orbitais	Ecc. 0,019525	Obl. 24,179°	Presc. 279,06°	Ecc. 0,016708	Obl. 23,44°	Presc. 102,72°
Camadas de Gelo	Tamanho 68 x 10 ⁶ km ²	Espessura 2200 m	Degelo 200 mSv			

Tabela 1 Descrição dos parâmetros orbitais (obliquidade, excentricidade e precessão), utilizados nas simulações do clima no IH e PI.

3 Resultados

A presente seção assinala os resultados obtidos a partir de simulações numéricas com os modelos acoplados SPEEDY/HYCOM e SPEEDY/HYCOM/MODF durante o IH e PI.

3.1 Temperatura da Superfície do Mar (TSM)

A Figura 2A-C mostra o comportamento da TSM para três simulações distintas, sendo o painel superior aquele que representa o experimento no período do IH com adição de água doce; o painel central aquele que representa o experimento no período do IH sem adição de água doce e o painel inferior aquele que representa o experimento no PI sem adição de água doce. No IH (Figura 2A, B) é possível verificar uma marcante redução da TSM sobre o Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical, apresentando uma queda de aproximadamente 3°C (Figura 2A, B).

Essa redução da TSM nos trópicos e subtropicais é mais acentuada quando ocorre adição de água doce (*painel superior*), chegando aos 27°C (Figura 2A). Valores elevados da TSM, no Atlântico Norte e menores no Atlântico Sul, parecem induzir o posicionamento da convecção para norte e favorecer o posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Atlântico Norte. O aumento

progressivo da TSM tropical e subtropical, no Pacífico e Atlântico, pode estar diretamente associado às alterações nos padrões orbitais e na distribuição da energia solar no modelo modificado (*painel superior*). Esse resultado, complementa aquele encontrado por Broccoli *et al.* (2006) que, através de um modelo de circulação oceano/atmosfera para o Atlântico Norte (AN), demonstraram uma redução na densidade da água e uma redução da TSM ao longo do Holoceno. Para Broccoli *et al.* (2006) essa redução é consequência direta do degelo das calotas e do gelo continental, que gerou anomalias negativas na TSM no AN e o deslocamento da ZCIT para sul, aumentando assim, o transporte de umidade sobre o Atlântico Equatorial e América do Sul.

Quando compara-se a TSM no modelo normal no IH (*painel central*) com a TSM simulada para o PI (*painel inferior*), observa-se um redução da TSM na costa oeste da América do Sul (AS) e nas áreas adjacentes do Sul-Sudeste do Brasil. É possível notar, uma redução das áreas de máxima TSM na costa do Nordeste do Brasil (Figura 2C), que diminui de intensidade ao adicionar um fluxo de água doce nos mares de Weddell e Ross (Figura 2A). Por sua vez, no PI (*painel inferior*) uma extensa área de TSM elevadas (> 29° C) se estende das latitudes médias até as latitudes tropicais (Figura 2C). A máxima TSM sobre os trópicos e sua diminuição em direção aos polos, parece acompanhar a distribuição da radiação solar média e favorecer o processo de convecção em função da diferença de TSM entre as regiões.

Sazonalmente, nos meses de verão austral do IH (Dezembro-Janeiro-Fevereiro, DJF), ao adicionar um fluxo de água doce, observa-se um resfriamento (*temperaturas mais baixas no IH modificado*) nos oceanos Pacífico e Atlântico, sendo mais intenso no setor da Corrente Circumpolar Antártica (CCA), cujos valores ficam abaixo de -4,5° C (Figura 3A). O fluxo extra de água doce é transportado dos mares de Weddell e Ross pelas correntes oceânicas superficiais, em direção aos setores equatorial e subtropical dos oceanos Pacífico e Atlântico, reduzindo assim os valores de TSM.

Entretanto, a redução da TSM no setor da CCA, em torno de 60° S, é uma resposta da própria

dinâmica da circulação longitudinal oceânica, que proporciona a comunicação entre os oceanos Atlântico, Pacífico e Índico. Essa comunicação ocorre como consequência da mistura turbulenta pela ação dos ventos e marés, que gera o transporte de calor das águas superficiais para águas mais profundas (circulação termohalina), ou pela ressurgência induzida pelos ventos circumpolares de oeste localizados nos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico (Kuhlbrodt *et al.*, 2007).

Na região dos mares de Weddell e Ross verifica-se uma diferença positiva de aproximadamente

1°C decorrente, em parte, pela presença estável da salinidade em superfície, uma vez que, o fluxo extra de água doce não permanece sobre essa região, sendo transportado para várias áreas oceânicas do globo. Nos meses de inverno austral (Junho-Julho-Agosto, JJA) a diferença positiva entre a TSM no IH modificado e a TSM no IH, mantém-se semelhante aos meses de DJF, indicando que a TSM é mais alta no IH modificado (Figura 3A) sobre os mares de Weddell e Ross). Valores negativos da diferença da TSM sobre o Pacífico e na CCA indicam temperaturas mais baixas no IH modificado, ficando entre -7,5 e -4,7°C (tons azuis mais escuros).

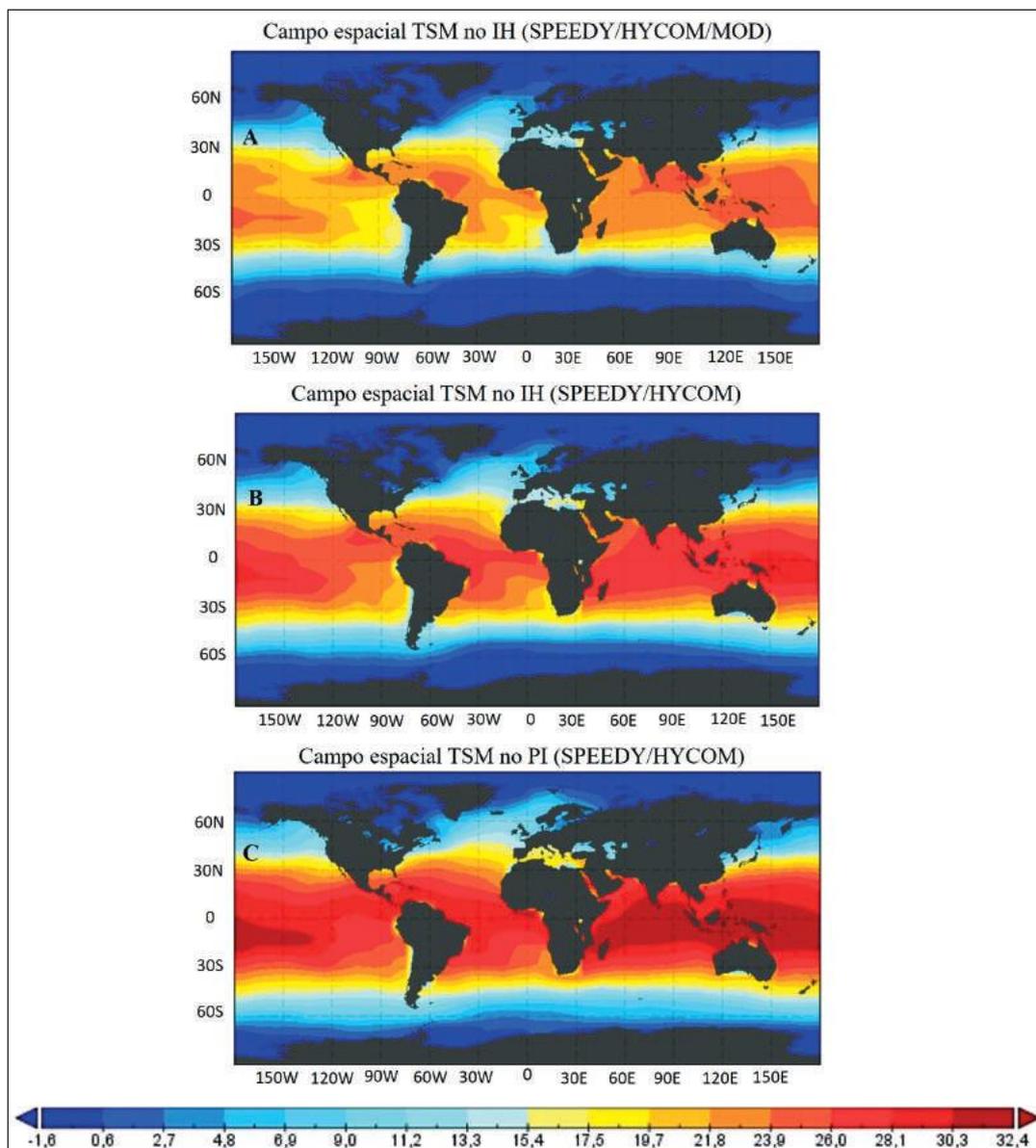


Figura 2
Campos espaciais da TSM (°C): A. no IH com adição do fluxo de água doce; B. no IH sem adição de água doce; C. no PI sem adição de água doce.

As áreas das diferenças da TSM (*áreas em tons de azul*) sobre os oceanos Atlântico e Índico mostram-se semelhantes nos meses de verão e inverno austrais, havendo uma ligeira redução em JJA da diferença ao longo do Pacífico e norte da América do Sul (Figura 3B). É importante assinalar que, a redução média da TSM, após a adição do fluxo de água doce no modelo SPEEDY/HYCOM/MOD na área da CCA é cerca de $5,5^{\circ}\text{C}$, enquanto na região tropical e subtropical do Pacífico e Atlântico Norte é de aproximadamente $3,7^{\circ}\text{C}$ (não mostrado).

Na Figura 3 C, D são apresentadas as diferenças entre as simulações do IH e do PI, nos meses de DJF (Figura 3C) e JJA (Figura 3D). É possível observar que a TSM na região da CCA ($\sim 60^{\circ}\text{S}$) no IH é mais baixa do que no PI, como pode ser visto pelos valores negativos da diferença. Quando analisada a diferença da TSM entre IH e PI, ambos sem adição do fluxo de água doce, percebe-se que no IH as TSMs são ligeiramente mais baixas que as encontradas no PI na região da CCA, o que gera uma dife-

rença média de -5°C . Sobre o Pacífico e Atlântico Equatorial, as TSMs mostram-se ligeiramente mais baixas no IH em comparação com o PI, com um resfriamento de $2,8^{\circ}\text{C}$. O resfriamento da TSM na região tropical do Atlântico, pode ser explicado pela atuação da corrente superficial, que se desprende da CCA e flui em direção a linha do Equador (Aimola & Moura, 2016). Por sua vez, nos trópicos e subtropicais (faixa entre 10°N e 30°S) as diferenças variam entre $-4,5^{\circ}\text{C}$ e $-0,5^{\circ}\text{C}$ (Figura 3C, D), demonstrando um resfriamento da TSM do IH.

Valores mais baixos da TSM no IH, encontrados a partir do modelo modificado, corroboram com resultados encontrados por Blaschek & Renssen (2013). Blaschek & Renssen observaram que a água congelada leva a um arrefecimento da TSM nos mares Nórdicos e áreas adjacentes, favorecendo a redução da atividade convectiva em resposta da redução do transporte de calor para norte, pelo enfraquecimento da *Atlantic meridional overturning circulation* (AMOC).

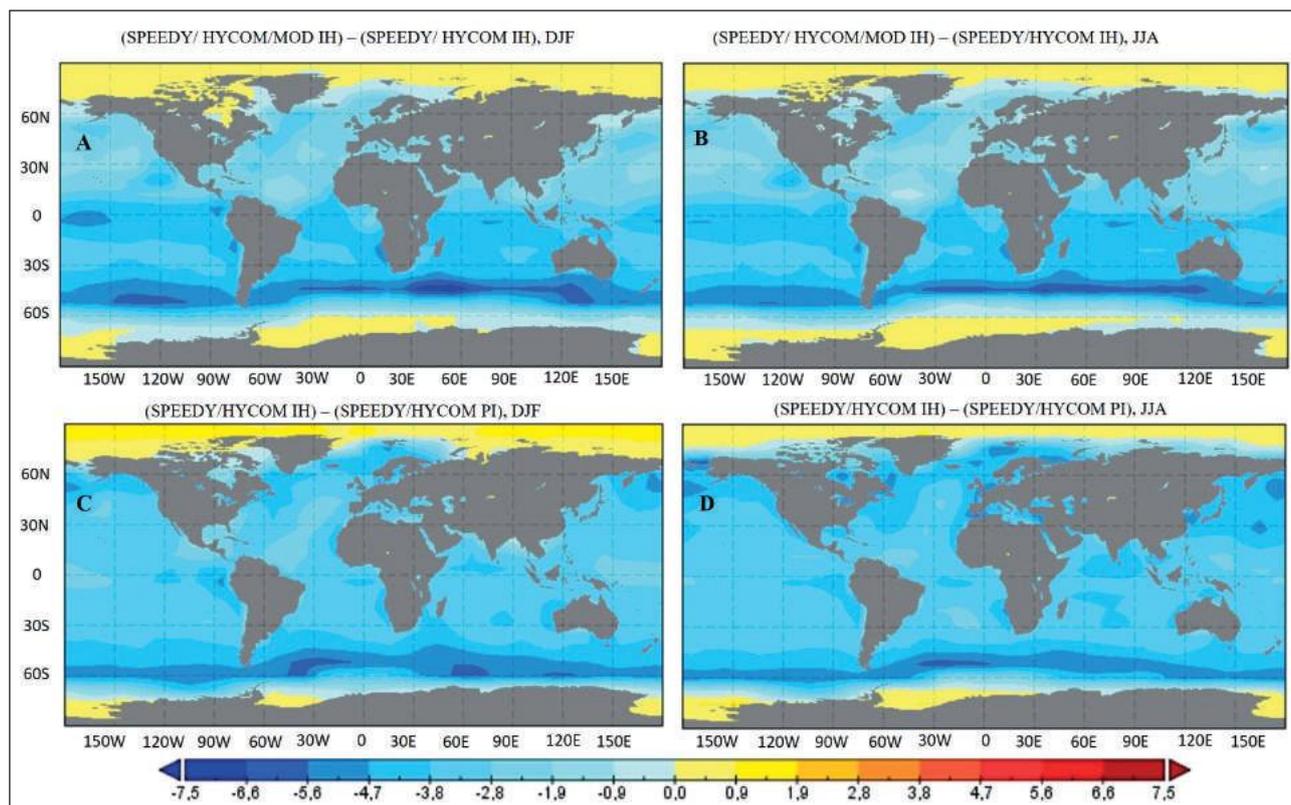


Figura 3 Campos da diferença sazonal da temperatura da superfície do Mar (TSM, $^{\circ}\text{C}$) nos meses de DJF (A,C) e JJA (B,D): Entre IH com adição do fluxo de água doce e IH sem adição do fluxo de água doce (A,B); Entre IH e PI, sem adição do fluxo de água doce (C,D).

3.2 Salinidade e Gelo Marinho

Quando é adicionado um fluxo extra de água doce nos mares de Weddell e Ross (*painel superior*), verifica-se que as maiores diferenças de salinidade concentram-se na zona equatorial e sobre o HN. Na região da Indonésia e Atlântico Tropical (Pacífico Equatorial) a diferença da salinidade é superior a 1,2 g/kg (inferior a -1,2 g/kg no Pacífico em 10°S/150°W), representados pelas áreas em tons azuis (tons marrons). Os valores positivos da diferença indicam que a salinidade é maior no modelo modificado em relação ao modelo normal, enquanto para valores negativos a salinidade é menor no IH modificado (*painel superior*).

Nas áreas adjacentes ao continente Antártico (~80°S) a salinidade é ligeiramente menor no modelo modificado, como pode ser observado pelas áreas com valores de -0.4 g/kg (Figura 4A). É importante assinalar que, a adição do fluxo de água doce acarreta no transporte mais intensificado de sal para as camadas mais profundas do oceano, o que provoca uma diminuição da salinidade nas camadas superficiais (Renssen *et al.*, 2002). No Pacífico Norte e oceano Ártico é visível o predomínio de alta salinidade (*tons azuis*), com valores superiores a 1.6 g/kg (Figura 4A). A adição de água doce sobre o HN influencia a TSM em grande parte do globo (Bond *et al.*, 1992; Bard *et al.*, 2000; Stouffer *et al.*, 2006; Morrill *et al.*, 2013), sugerindo uma possível teleconexão (*impacto em áreas remotas do globo*) produzida ao adicionar água doce extra nos mares do Ártico e costa do Canadá e Groenlândia. O fluxo extra de água doce tende a propagar-se pela CCA e, posteriormente, adentra na AMOC, enfraquecendo-a. Morrill *et al.* (2013) ao introduzirem água doce no Mar do Labrador a 8.2 ka antes do período atual, verificaram que o fluxo extra de água doce propagou-se para várias regiões do Atlântico Norte, reduzindo a salinidade na Groenlândia, Islândia e Noruega, com valores acima -0.4 g/kg.

Quando se analisa a diferença entre as simulações da salinidade no IH normal com a salinidade no PI (Figura 4B), é evidente a redução das áreas de máximas diferenças positivas nas regiões da Indonésia, Atlântico Tropical e Pacífico Central, sugerindo um ligeiro aumento da salinidade no PI (*painel central*). Em contrapartida, às áreas com valores entre -0.8 e -0.4 g/kg, nos mares de Weddell e Ross, se expandiram para norte em comparação com os campos

na IH modificado (*painel central*), atingindo a região da CCA (~60°S).

A diminuição da salinidade no IH normal (Figura 4 B) sugere uma resposta tardia do final do degelo, ocorrido nos mares Ártico e Antártico. A redução da salinidade é intensificada e/ou espande-se ao adicionar mais água doce no oceano, ou em resposta do transporte do fluxo de água doce superficial pelas correntes oceânicas e pela intensificação do transporte de sal para as camadas mais profundas. Quando compara-se a salinidade no IH modificado com a salinidade no PI (Figura 4C) percebe-se uma intensificação da redução da salinidade nos mares Antárticos, e um aumento da salinidade no Atlântico Tropical e Indonésia (*painel inferior*).

Por sua vez, a redução da salinidade superficial aumenta a temperatura do ponto de congelamento, favorecendo a expansão do GM no HS, entre -45°E e 60°E, onde a cobertura de GM chegou até 80% (Figura 5A). No modelo modificado a cobertura de GM é super-estimada sobre o HN, corroborando com os resultados obtidos por Jansson (2004). Segundo Jansson (2004), uma deglaciação que adiciona água doce no Atlântico Norte, favorecerá a formação de gelo no centro-norte de Labrador/Ungava.

A baixa salinidade faz com que o ponto de congelamento ocorra mais rápido, enquanto que a expansão da cobertura de gelo favorece uma redução do fluxo de calor entre o oceano e a atmosfera, induzindo assim, mais resfriamento superficial (Cruifix *et al.* 2002; Davies *et al.*, 2015). Já, o afloramento de águas superficiais congeladas leva a um arrefecimento das camadas mais baixas da atmosfera, reduzindo T2m, no IH. Finalmente, a redução da concentração de GM no PI (*painel inferior*) pode ser atribuída a variação no ciclo de Milankovitch, ao aumento da concentração de gases de efeito estufa e aos efeitos agregados dessas alterações (Figura 5C).

Os campos da diferença sazonal da cobertura do GM no IH modificado (Figura 6 A, B) mostram maior concentração de gelo, tanto no verão quanto no inverno austral, na região da CCA, que coincide com as áreas de redução da TSM (Figura 3A, B). Contudo, nos meses de inverno (Figura 6B) percebe-se que as áreas de máxima concentração de gelo tem uma extensão maior do que nos meses de verão (Figura 6A).

A baixa temperatura da água na CCA, assim como, sua associação com o pacote extra de GM no verão e inverno, tem forte influência no clima do planeta, pois favorece a formação de vórtices

oceânicos (Gordon, 1989), em larga escala (*similares aos ciclones atmosféricos*), que se propagam e/ou dissipam-se em outras áreas do oceano global.

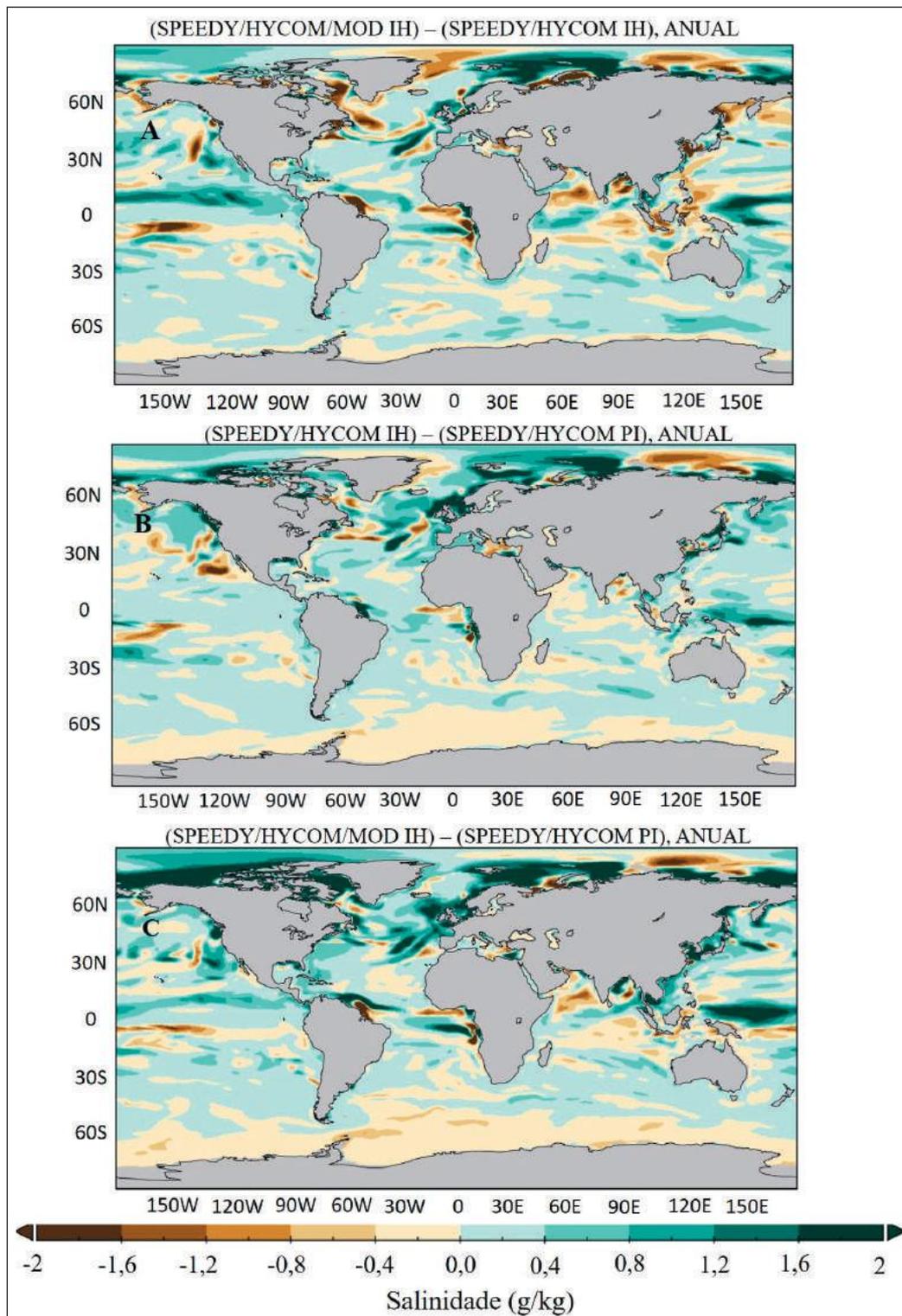


Figura 4 Campo da diferença anual da Salinidade (g/kg): A. no IH com adição e sem adição do fluxo de água doce; B. no IH sem adição de água doce; C. no PI sem adição de água doce.

As cores verdes indicam aumento da salinidade, enquanto que as cores em laranja indicam queda de salinidade.

Destaca-se ainda que no HN não foi observada expansão significativa do gelo oceânico ao adicionar

um fluxo extra de água doce no IH, como pode ser verificado pelos valores baixos da concentração de gelo. Nas condições normais (Figura 6 C, D), a expansão do gelo entre o IH e o PI, fica concentrada próxima a costa da Antártica e mostra-se sem alte-

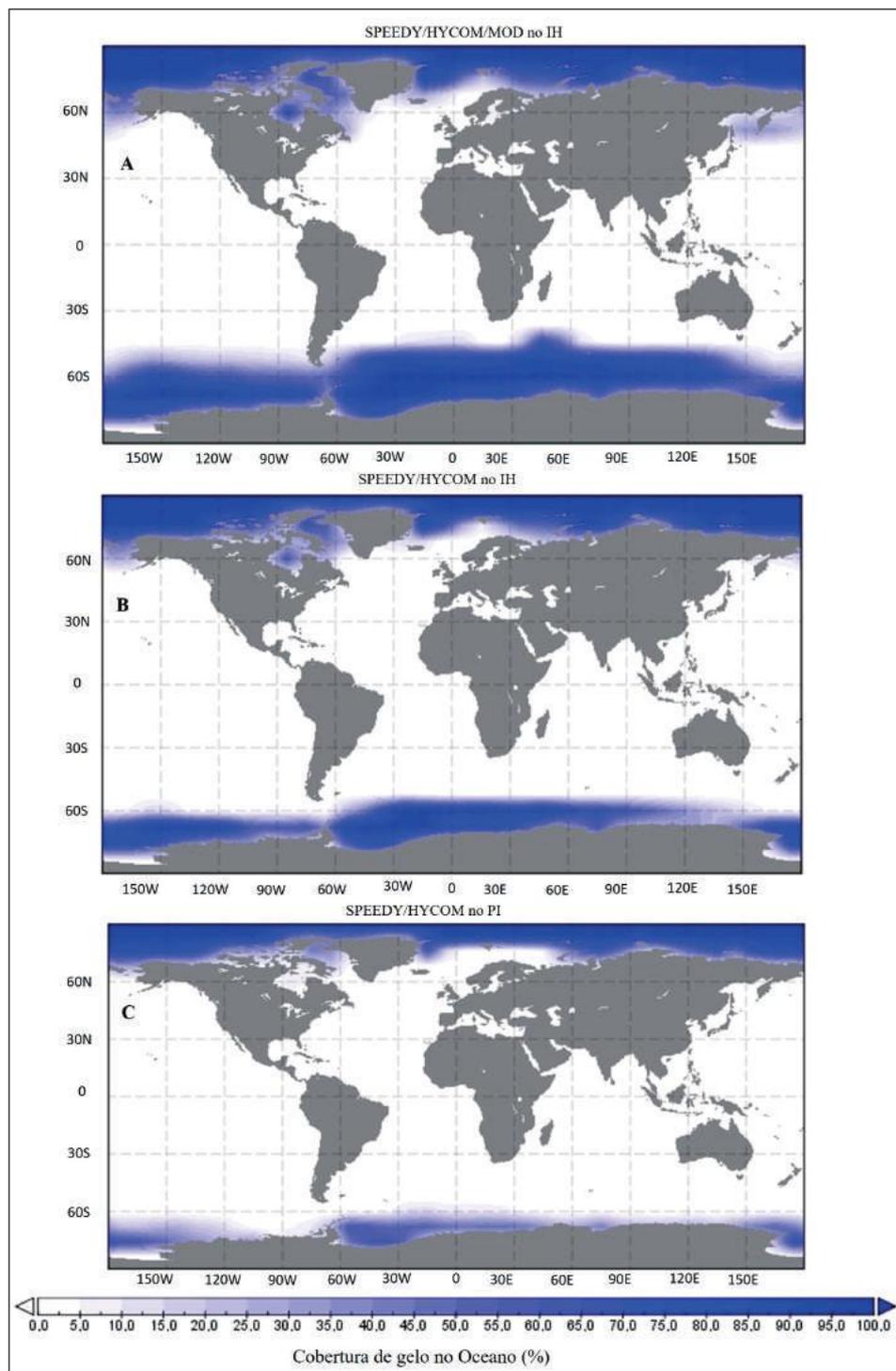


Figura 5 Campo espacial da cobertura de gelo oceânico (%): A. no IH com adição do fluxo de água doce; B. no IH sem adição de água doce; C. no PI sem adição de água doce. As cores mais escuras indicam maior concentração de gelo.

ração sazonal. Dessa forma, a camada de gelo nos mares Antárticos mantém a mesma característica nos meses de verão austral (DJF) e inverno austral (JJA). A maior concentração de cobertura de gelo no IH está de acordo com o menor aquecimento da camada de mistura no oceano conforme assinalado por Brito Neto (2017).

3.3 Temperatura a 2m

Nos campos espaciais da T2m (*painel superior*), nota-se temperaturas mais baixas na região da Antártica com valores em torno de -52°C . Na região do Equador (30°N a 30°S) a temperatura chega a 32°C , enquanto que sobre a África, as temperaturas atingiram 19°C (Figura 7A).

No IH normal e no PI (Figura 7B, C) a faixa com temperaturas acima de 19°C é mais extensa e atinge parte da América do Sul ($\sim 25^{\circ}\text{S}$) e praticamente toda a África. Na Antártica, a temperatura

baixa é mais acentuada entre 0 e 150°E , alcançando -45°C no IH normal (*painel central*). Dessa forma, podemos assinalar que a T2m nos mares Antárticos é mais baixa no IH modificado (*painel superior*). Esse resultado contrasta com aquele obtido por Masson *et al.* (2000), que assinalaram um aquecimento entre 11 ka e 9 ka atrás, seguido de um esfriamento gradativo no Holoceno tardio.

Quando considerado o período PI (Figura 7C), a temperatura sobre a Antártica eleva-se ficando perto de -32°C , em média. As temperaturas baixas são menos acentuadas e se concentram entre 10°E e 120°E , enquanto que na faixa equatorial verifica-se um aquecimento com temperaturas acima de 26°C . Ressalta-se que, algumas forçantes podem produzir um impacto maior sobre temperatura média global, como por exemplo, a quantidade equivalente de CO_2 e o albedo da cobertura de gelo. Nas latitudes compreendidas entre 20°N e 16°S (*painel inferior*) a

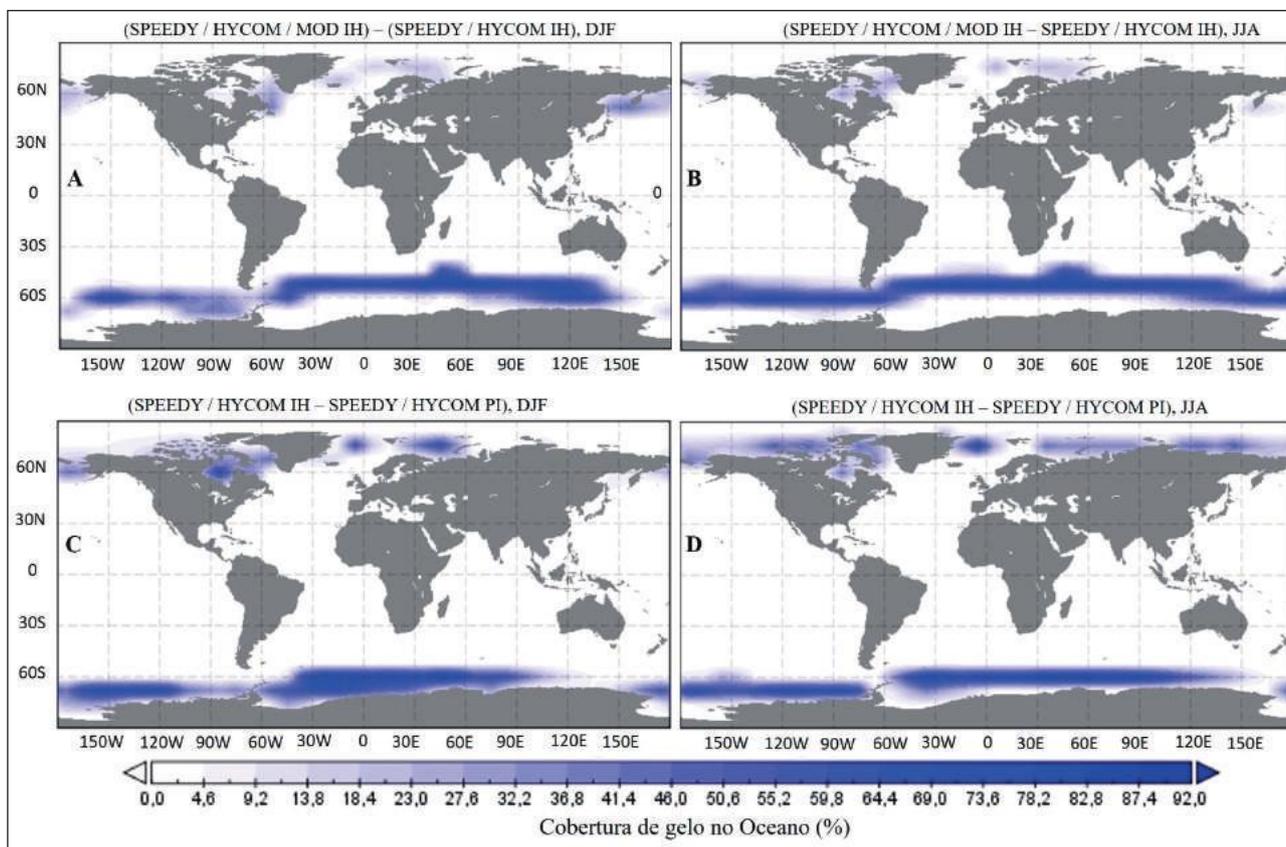


Figura 6 Campos da diferença sazonal da cobertura de gelo oceânico (%) nos meses de DJF (A,C) e JJA (B,D): Entre IH com adição do fluxo de água doce e IH sem adição do fluxo de água doce (A,B); Entre IH e PI, sem adição do fluxo de água doce (C,D). As cores mais escuras indicam mais concentração de gelo.

temperatura média anual é cerca de 33° C, enquanto no Ártico a temperatura média anual é de aproximadamente -27° C.

Em relação a sazonalidade da T2m (Figura 8) observa-se que a temperatura, nos meses de DJF, no IH modificado é ligeiramente mais baixa do que no IH normal, com valores aproximados de -4° C (Figura 8A). As áreas com maiores diferenças são encontradas sobre o HN, principalmente na região do mar de Labrador, Groelândia e mar da Noruega.

No inverno austral (JJA) do IH modificado, a diferença da T2m nas áreas equatorial e subtropical do HS e grande parte do HN é de apenas -4,7° C. Já na região da CCA, as temperaturas se distanciam, chegando a -18,7° C de diferença. Esse declínio nos meses de JJA (Figura 7B), ocorre não só pela adição do fluxo de água doce, mas também, devido as baixas temperaturas encontradas durante esses meses na CCA, como efeito da pouca incidência de radiação solar. Esse resultado complementa aquele encontrado por Mayewski *et al.* (2004), que encontraram um incremento da T2m na Antártica Ocidental e uma redução na Antártica Oriental após a adição de água doce.

É possível observar ainda, uma extensa área de temperaturas negativas sobre o Ártico (~15° C), nos meses de verão no IH normal (Figura 8C), que parece estar associada a menor incidência da radiação solar no HN. O padrão da diferença da T2m mostra-se bem delimitada, entre o inverno e o verão no HS, cuja zona de máxima diferença (~17° C) inverte-se, localizando-se agora próximo ao continente Antártico e áreas oceânicas adjacentes em JJA, enquanto que sobre o Ártico a diferença entre a T2m no IH e PI diminui, ficando em torno de 7° C (Figura 8D). Kobashi *et al.* (2007) identificaram através de testemunhos paleoclimáticos, em algumas regiões do HN, temperaturas mais baixas no IH em comparação aquelas observadas no PI (~ 0,5 ° C).

Dessa forma, a variação de temperatura observada entre IH e PI, é condizente com as variações dos parâmetros orbitais e o aumento da concentração de gases de efeito estufa, período em que se registrou um aquecimento sazonal global na ordem de 5° C (Figura 8C,D). O efeito arrefecedor do fluxo

extra de água doce nos locais de formação de águas profundas, tanto no HN quanto no HS, também é influenciado pela sua própria topografia. No Atlântico Norte, por se assemelhar a uma bacia mais fechada, ao adicionar água doce nessa área, as diferenças tornam-se mais intensas, enquanto no HS, a água doce adicionada acaba adentrando na CCA e, posteriormente é distribuída para várias áreas do globo, reduzindo assim o seu efeito.

4 Conclusões

Para analisar os padrões atmosféricos (T2m) e oceânicos (TSM, salinidade, expansão do GM) no IH e compará-los com aqueles observados no PI, foram realizadas duas simulações referentes ao IH e uma referente ao PI. A primeira simulação compreende o período de 11 ka a 9,5 ka sem adição de água doce. A segunda simulação compreende o período de 11 ka e 9,5 ka com adição de água doce extra nos mares de Weddell e Ross. A terceira simulação corresponde ao PI com aproximadamente 200 anos de simulação (1801-2000) sem adição de água doce extra.

Os campos espaciais da TSM mostraram um resfriamento da TSM no IH com adição de água doce em relação ao IH sem adição de água doce, bem como, do IH sem adição de água doce em relação ao PI. Diferenças de até - 4,7°C são encontrados sobre as regiões tropical e subtropicais, quando comparados o IH modificado com o IH normal. As maiores diferenças da TSM são observadas na região CCA, que estão associadas a própria dinâmica da circulação oceânica na região, a liberação de água doce nos mares de Weddell e Ross. Esse mesmo resfriamento é verificado nos campos das diferenças da TSM no IH normal em relação ao PI. Os resultados mostram que nas regiões equatorial e subtropical do Pacífico e Atlântico, as TSM mostram-se ligeiramente mais baixas no IH em comparação com o PI. As TSMs mais baixas durante o IH podem ser explicadas pela atuação da corrente superficial, que se desprende da CCA e flui em direção a linha do Equador (Aimola & Moura, 2016). O fluxo extra de água doce favorece a redução de salinidade e a intensificação do transporte do sal para as camadas mais profundas, o que acarreta na redução da TSM no IH modificado, bem

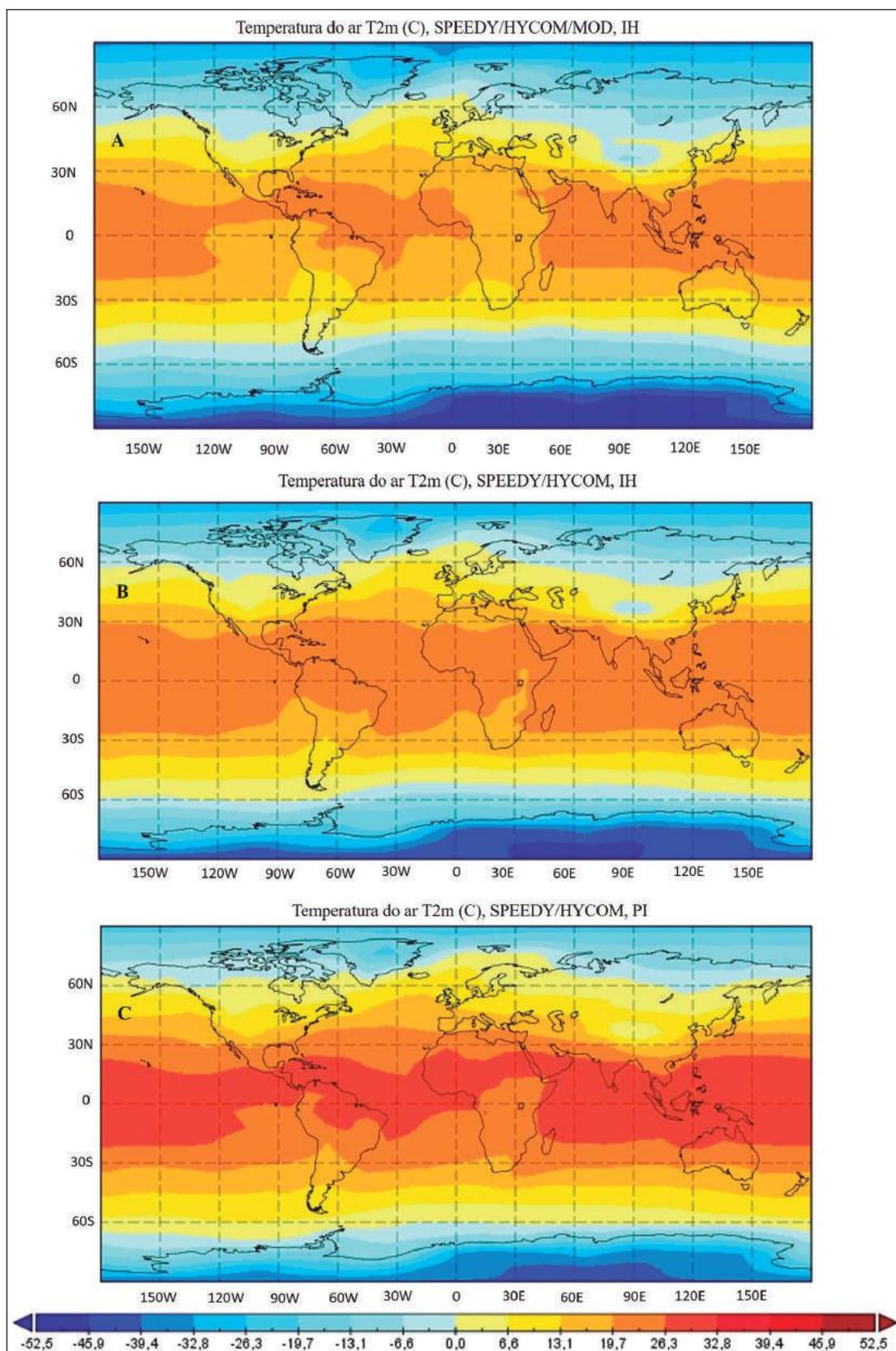


Figura 7 Campo espacial da T2m (°C): A. no IH com adição do fluxo de água doce; B. no IH sem adição de água doce; C. no PI sem adição de água doce. As áreas em tons azuis representam temperaturas baixas, enquanto que as áreas com tons avermelhados representam temperaturas altas.

como, no IH normal. É importante assinalar que, o resfriamento da TSM no IH ocorre em resposta do final do degelo das calotas.

Quanto a T2m, a diferença nas áreas equatorial e subtropical do HS e grande parte do HN é de apenas $-4,7^{\circ}\text{C}$, durante o inverno austral do IH, enquanto na região sobre a CCA, a diferença da T2m foi mais acentuada e alcançou $-18,7^{\circ}\text{C}$. Essa diferença de T2m do IH em relação ao PI pode ser decorrente não só da adição do fluxo de água doce, mas devido as baixas temperaturas encontradas durante esses meses na região da CCA, como efeito da pouca incidência de radiação solar. A variação de temperatura observada entre IH e PI, é condizente com as variações dos parâmetros orbitais e o aumento da concentração de gases de efeito estufa, com fluxo extra de água doce nos locais de formação de águas profundas, além de alterações na topografia em função do derretimento de geleiras.

De maneira geral, pode-se inferir que a liberação de água doce extra influencia na salinidade

e na circulação oceânica do IH e, por conseguinte, nas camadas mais baixas da atmosférica afetando a T2m e a cobertura de GM. Ao comparar a TSM, a salinidade, a concentração de GM e a T2m entre a fase inicial do IH e o PI, percebe-se que os maiores impactos são encontrados na região da CCA e nas áreas próximas ao Ártico e a Antártica. A salinidade e a cobertura de gelo diminuem no PI, em parte, devido a variação da radiação solar, ao aumento da concentração dos gases de efeito estufa e aos *feedbacks* oriundos desses. Por fim, é importante salientar a existência de incertezas na estimativa do clima holocênico, especialmente durante o IH modificado, em função da grande reorganização do sistema climático e da escassez de registros paleoclimáticos da região em estudo, durante o IH.

5 Agradecimentos

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de doutorado, concedida através da Universidade Federal

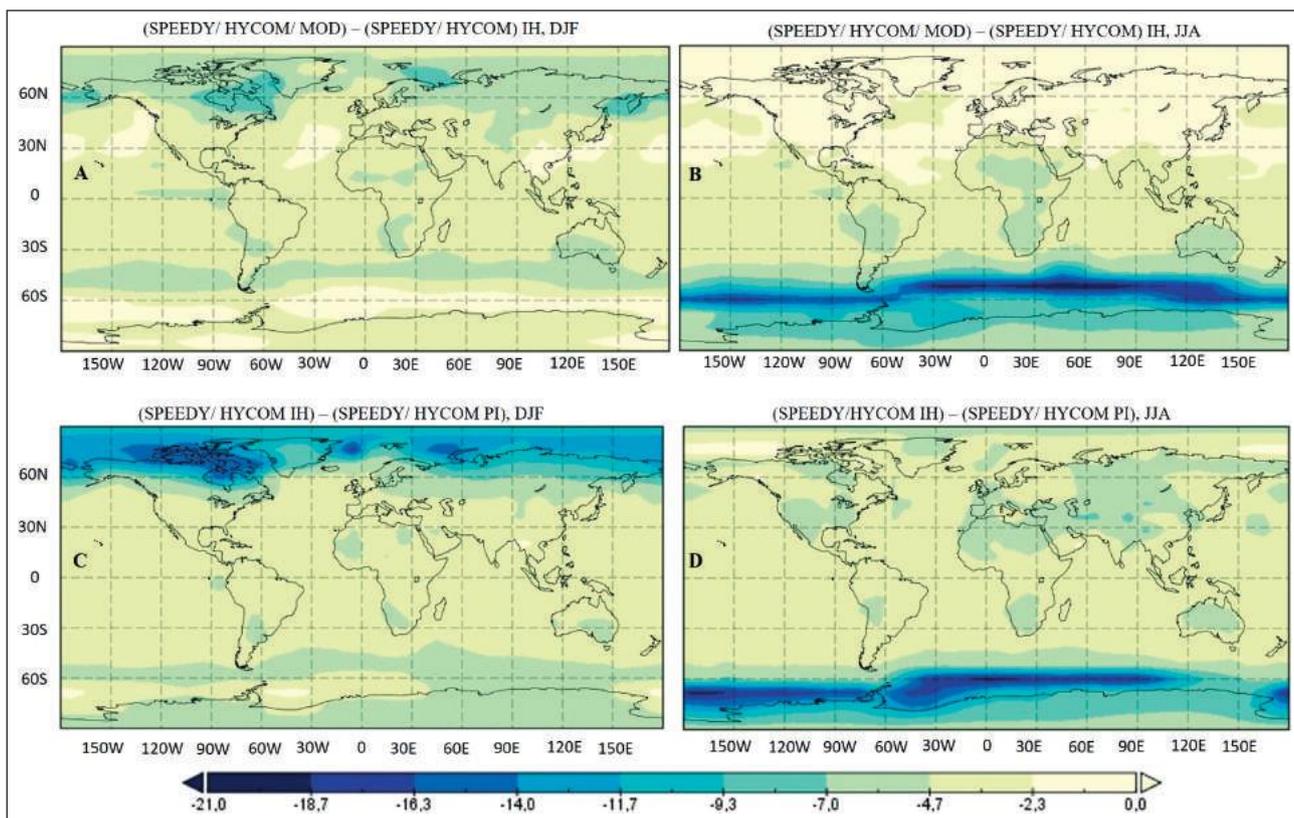


Figura 8 Campo das diferenças da T2m ($^{\circ}\text{C}$) nos meses de DJF (A,C) e JJA (B,D): Entre IH com adição de água doce e IH sem adição do fluxo de água doce (A,B); Entre IH e PI, sem adição de água doce (C,D). Entre IH e PI, sem adição de água doce (C,D).

de Rondônia ao primeiro autor. Agradecimento aos revisores pelas contribuições quanto as sugestões de melhoria do manuscrito.

6 Referências

- Aimola, L. & Moura, M. 2016. A Influência da Circulação de Revolvimento Meridional do Atlântico na Definição da Posição Média da ZCIT ao Norte do Equador. Uma Revisão. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 31: 555-563.
- Barber, D.; Dyke, A.; Hillaire-Marcel, C.; Jennings, A.; Andrews, J.; Kerwin, M.; Bilodeau, G.; Mcneely, R.; Southon, J.; Morehead, M. & Gagnon, J.M. 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400: 344-348.
- Bard, E.; Rostek, F.; Turon, J.L. & Gendreau, S. 2000. Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical Northeast Atlantic. *Science*, 289: 1321-1324.
- Blaschek, M. & Renssen, H. 2013. The Holocene thermal maximum in the Nordic Seas: the impact of Greenland Ice Sheet melt and other forcings in a coupled atmosphere-sea-ice-ocean model. *Climate of the Past*, 9: 1629-1643.
- Bleck, R. 2002. An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic - Cartesian coordinates. *Ocean Modelling*, 4(1): 55-88.
- Bond, G.; Heinrich, H.; Broecker, W.; Labeyrie, L.; McManus, J.; Andrews, J.; Huon, S.; Jantschik, R.; Clasen, S.; Simet, C.; Tedesco, K.; Klas, M.; Bonani, G. & Ivy, S. 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360: 245-249.
- Bracco, A.; Kucharski, F.; Kallumma, R. & Molteni, F. 2004. Internal variability, external forcing and climate trends in multi-decadal agcm ensembles. *Climate Dynamics*, 23: 659-678.
- Brito Neto, F.A. 2017. *Análise da Termodinâmica entre a Interface Atmosfera-Gelo-Água em torno do Mar de Weddell*. Programa de Pós-graduação em Ciências Climáticas, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Dissertação de Mestrado, 101p.
- Broccoli, A.J.; Dahl, K.A. & Stouffer, R.J. 2006. Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling. *Geophysical Research Letters*, 33: 1-4, L01702.
- Chassignet, E.P.; Smith, L.T.; Bleck, R. & Bryan, F.O. 1996. A Model Comparison: Numerical Simulations of the North and Equatorial Atlantic Oceanic Circulation in Depth and Isopycnic Coordinates. *Journal of Physical Oceanography*, 26: 1849-1867.
- Cremer, H.; Heiri, O.; Wagner, B. & Wagner-Cremer, F. 2007. Abrupt climatic warming in East Antarctica during the Early Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 26: 2012-2018.
- Crucifix, M.; Loutre, M.F.; Tulkens, P.; Fichet, T. & Berger, A. 2002. Climate evolution during the Holocene: A study with an Earth system model of intermediate complexity. *Climate Dynamics*, 19: 43-60.
- Cruz, F.W.; Vuille, M.; Burns, S.J.; Wang, X.; Cheng, H.; Werner, M.; Edwards, R.L.; Karmann, I.; Auler, A.S. & Nguyen, H. 2009a: Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. *Nature Geoscience*, 2: 210-214.
- Davies, F.J.; Renssen, H.; Blaschek, M. & Muschitiello, F. 2015. The impact of Sahara desertification on Arctic cooling during the Holocene. *Climate of the Past*, 11: 571-586.
- Fichet, T. & Morales Maqueda, M.A. 1997. Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 102(C6): 12609-12646.
- Gibbard, P.L.; Head, M.J.; Walker, M.J.C. & the Subcommission on Quaternary Stratigraphy, 2010. Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science*, 25: 96-102.
- Goelzer, H.; Mignot, J.; Levermann, A. & Rahmstorf, S. 2006. Tropical versus high latitude freshwater influence on the Atlantic circulation. *Climate Dynamics*, 27: 715-725.
- Gordon, A.L. 1989. Brazil-Malvinas Confluence - 1984. *Deep Sea Research*, 36 (3): 359-384.
- Gyllencreutz, R.; Alves, D.P.V.; Mahiques, M.M. & Wainer, I. 2010. Mid to late-Holocene paleoceanographic changes on the southeastern Brazilian shelf based on grain size records. *The Holocene*, 20(6):863-875.
- Haug, G.H.; Hughen, K.A.; Sigman, D.M.; Peterson, L.C. & Rohl, U. 2001: Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, 293: 1304-1308.
- Head, M.J. & Gibbard, P.L. 2015. Formal subdivision of the Quaternary System/Period: Past, present, and future. *Quaternary International*, 383: 4-35.
- Held, I. & Suarez, M. 1978. A two-level primitive equation atmosphere model designed for climate sensitivity experiments. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35: 206-229.
- Hodgson, D.A.; Whitehouse, P.; De Cort, G.; Berg, S.; Verleyen, E.; Tavernier, I.; Roberts, S.J.; Vyverman, W.; Sabbe, K. & O'Brien, P. 2016. Rapid Early Holocene sea-level rise in Prydz Bay, East Antarctica. *Global and Planetary Change*, 139: 128-140.
- Jansson, K.N. & Kleman, J. 2004. Early Holocene glacial lake meltwater injections into the Labrador Sea and Ungava Bay. *Paleoceanography*, 19: 1-12, PA1001.
- Keefer, D.K.; Mosely, M.E. & de France S.D. 2003. A 38000-year record of floods and debris flows in the Ilo region of the Southern Peru and its relation to El Niño events and great earthquakes. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 194(1): 41-77.
- Kobashi, T.; Severinghaus, J.; Brook, E.J.; Barnola, J.M. & Grachev, A. 2007. Precise timing and characterization of abrupt climate change 8,200 years ago from air trapped in polar ice. *Quaternary Science Reviews*, 26: 1212-1222.
- Kucharski, F.; Molteni, F. & Bracco, A. 2006. Decadal interactions between the western tropical Pacific and the North Atlantic Oscillation. *Climate Dynamics*, 26: 79-91.
- Kuhlbrodt, T.; Griesel, A.; Montoya, M.; Levermann, A.; Hofmann, M. & Rahmstorf, S. 2007. On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation. *Reviews Geophysics*, 45: 1-32, RG2001.
- Mairesse, A. 2014. *Analysis of the Holocene climate variability using a data assimilation method in the model LOVE-CLIM*. Université Catholique de Louvain. PhD Thesis,

- Sciences. 189p.
- Manabe, S. & Stouffer, R.J. 1997. Coupled ocean-atmosphere model response to freshwater input: comparison to Younger Dryas event. *Paleocenography*, 12: 321-336.
- Marsland, S.J. & Wolff, J.O. 2001. On the sensitivity of Southern Ocean sea ice to the surface freshwater flux: A model study, *J. Geophysical Research*, 106: 2723-2741.
- Masson, V.; Vimeux, F.; Jouzel, J.; Morgan, V.; Delmotte, M.; Ciais, P.; Hammer, C.; Johnsen, S.; Lipenkov, V.Y.; Thompson, E.M.; Petit, J.R.; Steig, E.J.; Stievenard, M. & Vaikmae, R. 2000. Holocene Climate Variability in Antarctica Based on 11 Ice-Core Isotopic Records. *Quaternary Research*, 54: 348-358.
- Mayewski, P. A.; Rohling, E., E.; Stager, J., C.; Karlén, W. & others., J. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62: 243-255.
- Molteni, F. 2003. Atmospheric simulations using a GCM with simplified physical parametrizations. I: model climatology and variability in multi-decadal experiments. *Climate Dynamics*, 20: 175-191.
- Morrill, C.; Legrande, A.N.; Renssen, H.; Bakker, P. & Otto-Bliessner, B.L. 2013. Model sensitivity to North Atlantic freshwater forcing at 8.2 ka. *Climate of the Past*, 9: 955-968.
- Raynaud, D.; Barnola, J.M.; Chappellaz, J.; Blunier, T.; Indermuhle, A. & Stauffer, B. 2000. The ice record of greenhouse gases: a view in the context of future changes. *Quaternary Science Reviews*, 19: 9-17.
- Renssen, H.; Goosse, H. & Fichefet, T. 2002. Modeling the effect of freshwater pulses on the Early Holocene climate: the influence of high frequency climate variability. *Paleoceanography*, 17(2): 1-16.
- Renssen, H.; Goosse, H. & Muscheler, R. 2006. Coupled climate model simulation of Holocene cooling events: oceanic feedback amplifies solar forcing. *Climate of the Past*, 2: 79-90.
- Renssen, H.; Goosse, H.; Crosta, X. & Roche, D.M. 2010. Early Holocene Laurentide Ice Sheet deglaciation causes cooling in the high-latitude Southern Hemisphere through oceanic teleconnection. *Paleoceanography*, 25: 1-15, PA3204.
- Richardson, G., Wadley, M.R., Heywood, K., Stevens, D.P. & Banks, H.T. 2005. Short-term climate response to a freshwater pulse in the Southern Ocean. *Geophysical Research Letters*, 32: 1-4, L03702.
- Roche, D.M.; Wiersma, A.P. & Renssen, H. 2010. A systematic study of the impact of freshwater pulses with respect to different geographical locations. *Climate Dynamics*, 34: 997-1013.
- Silva Dias, P.L.; Silva Dias, M.A.; Braconnot, P. & Turc, B. 2002. Evaluation of Model Simulation of 6k and Present Climate in South America. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12, Foz do Iguaçu, 2002. Anais. São Paulo: USP.
- Souto, D.; Albuquerque, A.L.S.; Lessa, D.V.O. & Sifeddine, A. 2011: Marine sediments from Southeastern Brazilian continental shelf: A 1200 year record of upwelling productivity. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 299: 49-55.
- Stouffer, R.J.; Yin, J.; Gregory, J.M.; Dixon, K.W.; Spelman, M.J.; Hurlin, W.; Weaver, A.J.; Eby, M.; Flato, G.M.; Hasumi, H.; Hu, A.; Jungclaus, J.H.; Kamenkovich, I.V.; Levermann, A.; Montoya, M.; Murakami, S.; Nawrath, S.; Oka, A.; Peltier, W.R.; Robitaille, D.Y.; Sokolov, A.; Vettoretti, G. & Weber, S.L. 2006. Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes. *Journal of Climate*, 19: 1365-1387.
- Tartinville, B.; Campin, J.-M.; Fichefet, T. & Goosse, H. 2001. Realistic representation of the surface freshwater flux in an ice-ocean general circulation model. *Ocean Modelling*, 3: 95-108.
- Voigt, I.; Henrich, R.; Preu, B.M.; Piola, A.R.; Hanebuth, T.J.J.; Schwenk, T. & Chiessi, C.M. 2013. A submarine canyon as a climate archive: interaction of the Antarctic intermediate water with the Mar del Plata Canyon (Southwest Atlantic). *Marine Geology*, 341: 46-57.
- Walker, M.J.C.; Berkelhammer M.; Björck, S.; Cwynar, L.C.; Fisher, D.A.; Long, A.J.; Lowe, J.J.; Newnham, R.M.; Rasmussen, S.O. & Weiss, H. 2012. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and ter. records) and the Sub on Quaternary Stratigraphy. (International Commission on Stratigraphy), *Journal of Quaternary Science*, 27: 649-659.
- Weaver, A.J.; Saenko, O.A.; Clark, P.U. & Mitrovica, J.X. 2003: Meltwater pulse 1A from the Antarctic ice sheet as a trigger of the Bølling–Allerød warm interval. *Science*, 299: 1709-1713.
- Zhang, Y.; Renssen, H. & Seppä, H. 2016. Effects of melting ice sheets and orbital forcing on the Early Holocene warming in the extratropical Northern Hemisphere. Amsterdam, the Netherlands. *Climate of the Past*, 12: 1119-1135.