



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**ESTUDO DA VARIAÇÃO DO GELO MARINHO COM DADOS  
OBSERVACIONAIS E DO MODELO BRASILEIRO DE SISTEMA  
TERRESTRE**

Letícia Stachelski

Relatório de Iniciação Científica  
do programa PIBIC, orientada  
pelo Dr. Ronald Buss de Souza.

UFSM

Santa Maria, RS

2020

## RESUMO

O presente relatório apresenta de forma sucinta os resultados referentes ao estudo da variação do gelo marinho com dados observacionais do modelo brasileiro de sistema terrestre. Como metodologia, comparou-se o modelo BESM-OAV25 com outros modelos climáticos acoplados e seu desempenho, referentes às simulações do projeto de intercomparação de modelos acoplados CMIP5 e CMIP6 para o período do passado-presente (1980-2005/2014) e cenários futuros(2100). Os resultados indicam que os modelos pertencentes aos projetos do CMIP5 e CMIP6 são capazes de simular o ciclo sazonal do gelo marinho corretamente tanto para a Antártica quanto para o Ártico. Na Antártica, no mês de setembro, os resultados indicam grande amplitude na média do ciclo sazonal dos modelos, tanto no CMIP5 e CMIP6, ainda assim observou-se melhorias na representação do gelo marinho nas saídas das simulações. Os modelos do CMIP6 apresentaram um aumento na amplitude, embora sejam capazes de representar o declínio do gelo marinho no Ártico. O modelo BESM-OAV2.5 foi capaz de representar corretamente o gelo marinho para ambos hemisférios, indicando abrupta diminuição de gelo marinho nas próximas décadas e condições de oceano livre de gelo marinho para setembro a partir de 2030.

**Palavras-Chave:** Mudanças Climáticas, Gelo Marinho, Modelagem Acoplada, CMIP5, CMIP6.

## LISTA DE FIGURAS

|   | <b>Pág.</b> |
|---|-------------|
| Figura 1 - Comparativo da emissão dos experimentos RCP e SSP até 2100. a) emissão de CO <sub>2</sub> , b) concentração de CO <sub>2</sub> , c) Força radiativa antropogênica total, d) Mudança de Temperatura.....  | <b>9</b>    |
| Figura 2 - Mapa da (a)Antártica e (Ártico), dos mares e regiões em seu entorno.....   | <b>11</b>   |
| Figura 3 - Ciclo sazonal médio do experimento "historical" em (a) Antártica e (b) Ártico. Modelos CMIP5 (tracejadas coloridas), CMIP6 (sólidas coloridas), período de 1980-2005 (2014), produto de reanálise (preta tracejada) e observado por satélite (preta sólida) .....  | <b>27</b>   |
| Figura 4 - Série temporal da área média do gelo marinho da Antártica (a) e (b) e do Ártico (c) e (d). Meses de mínima e máxima área de gelo marinho. De (a) e (c) de 1980-2005 e (b) e (d) de 1980-2014. Modelos CMIP5 (tracejadas coloridas), CMIP6 (sólidas coloridas), período de 1980-2005 (2014), produto de reanálise (preta tracejada) e observado por satélite (preta sólida) ..... | <b>29</b>   |
| Figura 5 - Série temporal do cenário futuro da Antártica para os forçamentos CMIP5 (tracejadas): RCP4.5 e RCP8.5 (2005-2100), e CMIP6 (sólidas): SSP245 e SSP585 (2015-2100) .....  | <b>33</b>   |
| Figura 6 - Série temporal do cenário futuro do Ártico para os forçamentos CMIP5 (tracejadas): RCP4.5 e RCP8.5 (2005-2100), e CMIP6 (sólidas): SSP245 e SSP585 (2015-2100) .....   | <b>36</b>   |

Figura 7 - SIC média da Antártica de fevereiro para o período de 1980-2005 (2014). Experimento “historical”. (a) CMIP5 (esquerda), CMIP6 (direita) e observado (h). (b) Diferença entre SIC dos modelos e o observado, superestima (vermelho) e subestima (azul) .....**37**

Figura 8 - SIC média da Antártica de setembro para o período de 1980-2005 (2014). Experimento “historical”. (a) CMIP5 (esquerda), CMIP6 (direita) e observado (h). (b) Diferença entre SIC dos modelos e o observado, superestima (vermelho) e subestima (azul) .....**39**

Figura 9 - SIC média do Ártico de março para o período de 1980-2005 (2014). Experimento “historical”. (a) CMIP5 (esquerda), CMIP6 (direita) e observado (h). (b) Diferença entre SIC dos modelos e o observado, superestima (vermelho) e subestima (azul) .....**40**

Figura 10 - SIC média do Ártico de setembro para o período de 1980-2005 (2014). Experimento “historical”. (a) CMIP5 (esquerda), CMIP6 (direita) e observado (h). (b) Diferença entre SIC dos modelos e o observado, superestima (vermelho) e subestima (azul) .....**42**

## SUMÁRIO

|   |    |
|---|----|
| 1. Introdução.....                        | 5  |
| 2. Materiais e Métodos.....               | 7  |
| 3. Fundamentação teórica.....             | 11 |
| 3.1 Regiões Polares e o gelo marinho..... | 12 |
| 3.1.1 Antártica.....                      | 12 |
| 3.1.2 Ártico.....                         | 19 |
| 4. Resultados e Discussões.....           | 26 |
| 4.1 Área do gelo marinho.....             | 26 |
| 4.1.1 Projeções de cenários futuros.....  | 31 |
| 4.2 Concentração de gelo marinho.....     | 36 |
| 5. Conclusões.....                        | 43 |
| Referências.....                          | 44 |

# 1 INTRODUÇÃO

O gelo marinho desempenha um papel fundamental para o sistema climático terrestre, possui influência nas circulações oceânicas e nas circulações atmosféricas, modulando o balanço energético do planeta (SHU et al., 2020). O abrupto declínio do gelo marinho Ártico e leve aumento do gelo marinho Antártico observado por satélites nas últimas décadas, sugere forte influência da forçante radiativa nas regiões polares (STAMMERJOHN et al., 2012; VIHMA, 2014; PARKINSON, 2019; SHU et al., 2020).

O aumento da concentração e área do gelo marinho Antártico registrado por satélites não é bem representado pelos Modelos Climáticos para simulação do passado/presente, enquanto o declínio abrupto captado é bem simulado pela maioria dos modelos. Nesse sentido, altas latitudes do Hemisfério Norte contam com uma melhor habilidade de representar as variações do gelo marinho a partir de simulações numéricas.

Os modelos numéricos são ferramentas úteis que fornecem informações para avaliar cenários futuros. A utilização de diferentes níveis de CO<sub>2</sub> nas simulações numéricas permite diversas análises do ponto de vista de processos acoplados mecanismos oceano-atmosfera-criosfera e sensibilidade climática (SROCC, 2019).

Mudanças na cobertura de gelo marinho ou em massas d'água, bem como os estudos de nível do mar, por exemplo, se beneficiam com tecnologia de sensoriamento remoto baseadas em satélite, implementadas com o complemento de dados *in situ*. Para reproduzir o oceano e clima fisicamente e espacialmente, utiliza-se os produtos, que são saídas de reanálise, onde os dados observacionais combinados com modelos numéricos através de assimilação de dados (SROCC, 2019).

O acompanhamento dos impactos ambientais do declínio do gelo marinho e o seu comportamento ao longo dos anos e suas forçantes são reproduzidas pelos modelos climáticos acoplados (SHU et al., 2020), onde o Projeto Intercomparação de Modelo Acoplado (*Coupled Model Intercomparison Project* - CMIP) analisa mudanças climáticas globais com uma estrutura direcionada a modelos em busca de aprimoramento a precisão dos mesmos e também compreender oscilação das mudanças climáticas que ocorreram no passado, ocorrem no presente e ocorrerão no futuro (STOUFFER et al., 2017).

No CMIP5 os níveis de concentração de CO<sub>2</sub> são indicados, estudando os feedbacks do carbono sobre as mudanças climáticas e seus impactos nos ecossistemas (TAYLOR et al., 2012). Em Taylor et al. (2012), indicaram a importância e contribuição do CMIP5 para o Quinto Relatório de Avaliação (*Fifth Assessment Report* - AR5) do IPCC. O AR5 é o relatório que compila atualizações de cientistas do mundo todo sobre mudanças climáticas globais e sobre o aquecimento global, onde o documento indica que o efeito antrópico no aquecimento da atmosfera e do oceano.

O CMIP6 tem objetivo de dar prosseguimento às análises sobre mudanças climáticas passadas presentes e futuras utilizando modelos mais recentes e robustos, com análises mais refinadas, previamente discutidas durante o período de 2013-2017, desenvolvido com base nas respostas do CMIP5, discutidas e desenvolvidos pela comunidade científica envolvida no projeto. Segundo Eyring et al. (2016), as simulações do CMIP6 apoiarão o AR6, bem como outras avaliações de mudanças climáticas.

O presente relatório está organizado da seguinte forma, no Capítulo 2 material e métodos utilizados, no Capítulo 3 são apresentados os resultados, discussões e Capítulo 4 conclusões acerca do tema proposto.

## 2 MATERIAIS E MÉTODOS

O Modelo Brasileiro de Sistema Terrestre (BESM) foi desenvolvido pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). É um modelo acoplado que possui uma componente atmosférica e uma componente oceânica. O modelo acoplado BESM foi descrito recentemente em sua última versão em Veiga et al. (2019). A componente atmosférica do modelo BESM é o BAM (*Brazilian Atmospheric Model*), descrito detalhadamente em Figueiroa et al., (2017). A componente oceânica do modelo BESM é o modelo MOM4p1, descrito detalhadamente por Griffies et al., (2009). O modelo MOM4p1 possui uma componente de gelo marinho chamada *Sea Ice Simulator* (SIS), descrita em detalhes em Winton (2000).

Os modelos climáticos utilizados a fim de comparação das suas versões CMIP5 e CMIP6, respectivamente, são do modelo *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL), *Climate Model 3* (CM3) (GRIFFIES et al., 2011) e *Climate Model 4* (CM4) (ADCROFT et al., 2019 ; HELD et al., 2019). O *Max-Planck-Institute* (MPI), com modelos de sistema terrestre *Earth System Model - Low Resolution* (MPI-ESM-LR) (GIORGETTA et al., 2013) e *Earth System Model 1.2 - Low Resolution* (MPI-ESM1.2-LR) (MAURITSEN et al., 2019). Os modelos do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), *Community Climate System Model 4* (NCAR-CCSM4) (GENT et al., 2011) e *Community Earth System Model* (NCAR-CESM2) (BAILEY et al., [s.d.]). Os dados observacionais utilizados foram obtidos do site do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). A partir destes modelos, obteve-se experimentos referentes ao passado-presente e aos cenários futuros.

Os experimentos utilizados neste relatório foram os seguintes:

1. **Historical:** As forçantes do experimento incluem a concentração histórica equivalente de CO<sub>2</sub> atmosférica observada durante esse período, influências vulcânicas e antropogênicas na composição atmosférica, forçantes da radiação solar, emissões e concentrações de aerossóis naturais ou antropogênicos, baseados em observações (TAYLOR et al., 2012). O “historical” referente ao CMIP6 tem os mesmos características do CMIP5 (EYRING et al., 2016).
2. **RCP4.5:** O Caminhos Representativos de Concentração (*Representative Concentration Pathway* - RCP) a forçante radiativa no RCP4.5 é de 4,5Wm<sup>-2</sup>, no ano de 2100, iniciando em 2005, em relação às condições pré-industriais (TAYLOR et al., 2012).
3. **RCP8.5:** No RCP8.5 a forçante radiativa em 2100 encontra-se em 8,5Wm<sup>-2</sup> (TAYLOR et al., 2012).
4. **SSP245:** Os cenários futuros rotas socioeconômicas compartilhadas (*Shared Socioeconomic Pathways* - SSP), baseiam-se em matrizes de a estrutura é construída com os RCP's do CMIP5, com aperfeiçoamentos efetuados nos níveis de forçamento intermediários (EYRING et al., 2016). O SSP245 calcula as tendências com padrões históricos sem alterações consideráveis (O'NEILL et al., 2016 ). O experimento inicia em 2015 e se estende até 2100 neste estudo.
5. **SSP585:** Tem tendências de altas emissões para a humanidade, com crescimento irrestrito na produção econômica e de uso de energia (O'NEILL et al., 2016 ), onde estes cenários são

diferenciados conforme o crescimento econômico é alimentado (DAVY & OUTTEN, 2019).

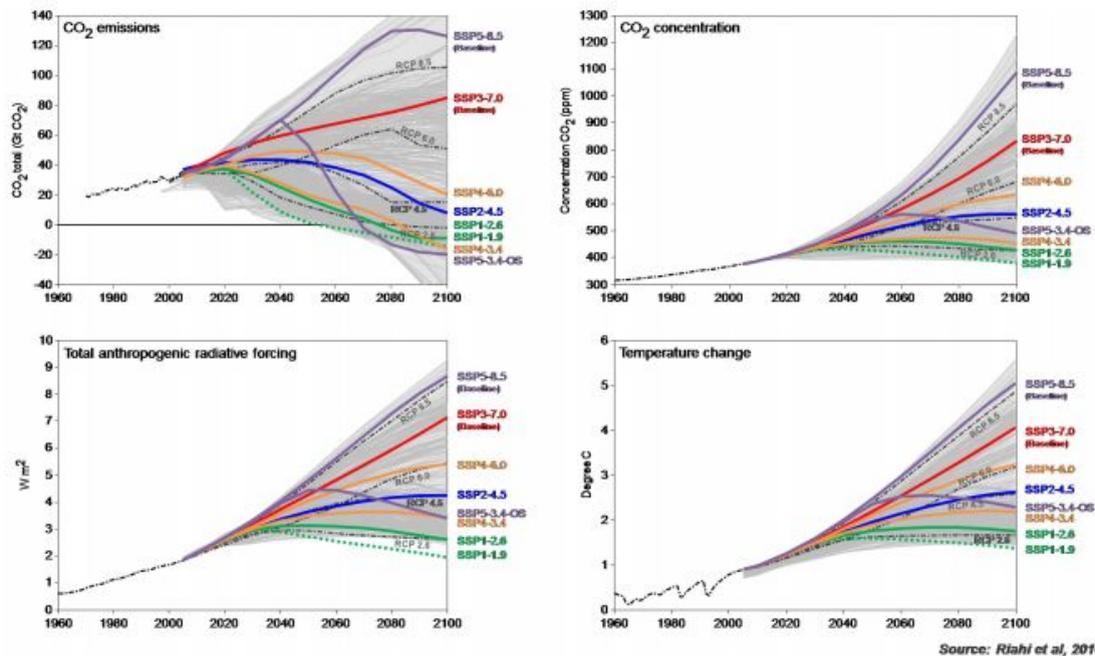


Figura 1: Comparativo da emissão dos experimentos RCP e SSP até 2100. a) emissão de CO<sub>2</sub>, b) concentração de CO<sub>2</sub>, c) Força radiativa antropogênica total, d) Mudança de Temperatura. Fonte: Riahi et al., 2016.

Os dados utilizados neste relatório foram obtidos em sites que disponibilizam os experimentos dos modelos referente ao CMIP5 em: (<https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip5/>), e referente ao CMIP6 em: (<https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6/>). Os dados de reanálise foram obtidos do site (<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html>), estes dados de reanálise são produzidos pelo Laboratório de Ciências Físicas do NOAA, os dados da média mensal NOAA OI SST V2 são derivados de interpolação linear

dos campos da *optimum interpolation* (OI) versão 2, que utiliza SST's *in situ* e por satélite, e as concentrações de gelo são mapeadas em um tamanho de célula de grade de 25 km x 25 km. Os dados do satélite são ajustados para desvios usando o método de Reynolds (1988) e Reynolds e Marsico (1993). Os dados de satélite obtidos em ([https://nsidc.org/data/seaice\\_index/archives](https://nsidc.org/data/seaice_index/archives)) são derivados de conjuntos de dados das concentrações diárias de gelo marinho em grade polar polar DMSP quase em tempo real, referidas neste documento como o produto NRTSI, e as concentrações de gelo marinho de Nimbus-7 SMMR e DMSP SSM / Dados passivos de micro-ondas I-SSMIS, referidos neste documento como o produto GSFC. Esses conjuntos de dados de satélite passivos derivados de microondas são usados para gerar as imagens e números diários e mensais que compreendem o registro do Índice de Gelo Marinho da área e concentração do gelo marinho de novembro de 1978 até o presente. O Índice de Gelo Marinho é baseado no algoritmo da equipe da NASA (CAVALIERI et al. 1997). Os arquivos são em formato NetCDF.

Utilizou-se neste relatório, para determinar os anos e meses, remapear a latitude quando necessário, alterar o calendário, escolher variáveis dentro do arquivo, média e demais cálculos estatísticos o *Climate Data Operators* (CDO) (Santos, 2014). O cálculo da conversão dos dados de concentração do gelo marinho dos modelos em área, utilizou-se um script no *Grid Analysis and Display System* (GrADS), e após rodar obteve-se saídas em .txt, contendo a área para todos os meses e anos de 1980 a 2005/2014. Para confecção das figuras, as linguagens de programação utilizadas para a concentração de gelo marinho foi *Python* e para a área a linguagem *R*.

### 3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O gelo marinho é formado através do congelamento da água oceânica nas regiões polares, compondo o sistema conhecido como Criosfera, esse ecossistema gelado compõe por volta de 10% do sistema terrestre e equivale a 69% da água doce do planeta terra (SROCC, 2019). A superfície branca do gelo marinho possui comportamento reflexivo com a radiação solar, esse processo é conhecido como albedo, a alteração do albedo movimenta *feedbacks* do sistema climático terrestre, como na área do gelo marinho (HENDERSON-SELLERS e WILSON, 1983). A energia que chega a terra pelo topo da atmosfera, ao chegar na superfície, se transforma em calor, energia potencial, latente, cinética e química.

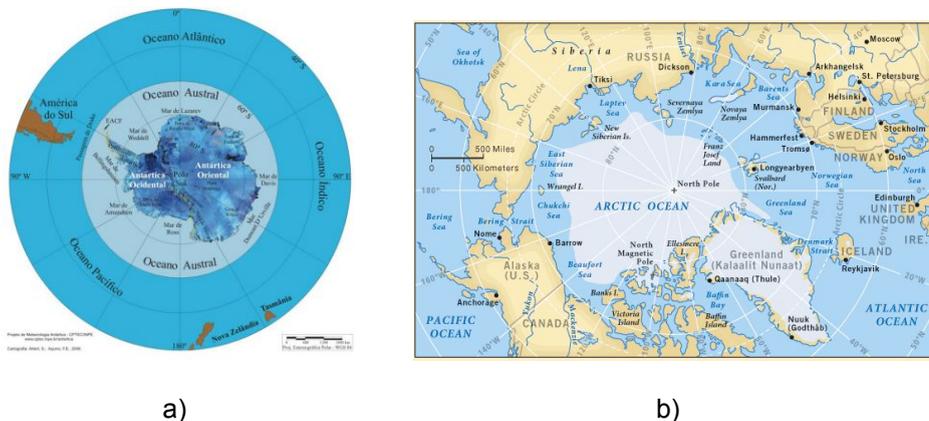


Figura 2: Mapa da (a)Antártica e (Ártico), dos mares e regiões em seu entorno. (AHLERT e AQUINO, 2009 ; “Artico e Antartico - Internet Nations”, [s.d.]

Desta forma, o gelo marinho possui extrema importância para a regularização do clima, ao inibir trocas de calor, momentum e gases entre a

atmosfera no período de máxima área no final do inverno ao início da primavera (SROCC, 2019).

O clima, o oceano e a criosfera da Terra variam em uma grande variedade de escalas de tempo. Isso inclui o crescimento sazonal e o derretimento do gelo marinho. Os períodos de máxima e mínima área, Figura 3, se devem às mudanças sazonais referentes a alteração do eixo de rotação da terra. As regiões polares possuem diferenças físicas determinantes importantes para o sistema climático terrestre. O gelo marinho no Ártico tem sua expansão limitada por continentes, enquanto na Antártica cresce livremente sob o oceano (Figura 2), essa diferença proporciona mudanças de tendência (SROCC, 2019) que ocorrem distintamente nas duas regiões do globo.

### 3.1 Regiões Polares e o gelo marinho

Devida às diferenças físicas nas duas Regiões Polares, o Ártico cercado por continente, Figura 2b, e a Antártica um continente cercado por águas oceânicas Figura 2a, inúmeros processos ocorrem de diferentes formas, com diferentes magnitudes entre as interações oceano-atmosfera, assim, suas ligações com o sistema climático global são diferentes.

#### 3.1.1 Antártica

Na Antártica, registrou-se mudanças de temperatura com maior amplitude nos últimos 30 a 50 anos, com nenhuma mudança geral significativa sobre a Antártica Oriental e aquecimento sobre partes da Antártica Ocidental, embora haja pouca confiança nessas alterações. O aquecimento tem uma

amplitude menor em comparação ao Ártico, devido a mistura oceânica sobre o Oceano Antártico (COLLINS et al., 2013).

O Oceano Antártico é a principal conexão entre os oceanos Atlântico, Pacífico e Índico. O Oceano Austral circumpolar possui uma circulação horizontal constituída por uma corrente média de fluxo leste que é centralizada em uma série de jatos sinuosos e trançados, indicando variabilidade alta de meandros e desconsiderando redemoinhos transitórios de pequena escala (SROCC, 2019). A Corrente Circumpolar Antártica (ACC), é o fluxo médio, aproximadamente  $173,3$  a  $10,7 \times 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  de transporte de água para o leste, esse processo possui um equilíbrio geostrófico definido pelas propriedades divergentes das águas em torno da Antártica e as águas que estão dentro dos giros subtropicais ao norte do ACC. O contraste é alimentado por uma combinação de fortes ventos advindos de oeste e a perda de calor do oceano ao sul do ACC (SROCC, 2019). Nas últimas décadas, houve um fortalecimento dos ventos de oeste características das tendências de forçamento atmosférico do Oceano Antártico (SWART et al., 2015)

No Modo Anular do Sul (SAM), os sinais de aquecimento convectivo do Pacífico tropical são transportados para altas latitudes do sul e a onda zonal 3 são importantes fontes de circulação atmosférica em larga escala das mudanças climáticas na superfície antártica e no gelo marinho. Nas últimas décadas, o SAM exibiu uma tendência positiva durante o verão austral, sinalizando um fortalecimento dos ventos de oeste da superfície em torno da Antártica. Essa ampla fase positiva do SAM é sem antecedentes em pelo menos 600 anos, de acordo com modelagens paleoclimáticas e está associada a condições mais frias no continente (DÄTWYLER et al., 2017). A variabilidade das temperaturas da superfície do mar tropical pode influenciar as mudanças de temperatura na Antártica (SMITH e POLVANI, 2017).

A tendência geral da área do gelo do mar Antártico é formada por mudanças setoriais quase compensadoras, com a rápida perda de gelo nos mares de Amundsen e Bellingshausen, compensada pelo acelerado ganho de gelo nos mares de Weddell e Ross (HOLLAND, 2014). A cobertura total de gelo marinho antártico não apresenta tendência significativa durante o período de observações de satélite (LUDESCHER et al., 2018).

A área do gelo marinho antártico, tem a natureza regionalmente variável com inúmeras condições que contribuem em suas tendências (MATEAR et al., 2015). As tendências de gelo marinho estão profundamente relacionadas às tendências de vento meridional, assim, esses ventos na direção ao norte no mar de Bellingshausen impulsionam o gelo marinho mais próximo da costa, e conduz o ar quente para a zona de gelo marinho (HOLLAND e KWOK, 2012). A depleção do ozônio também pode influenciar ventos meridionais (INGLATERRA et al., 2016).

Devido ao aquecimento antropogênico, em modelos climáticos acoplados, aponta-se que na superfície há atrasado pela circulação do Oceano Antártico, responsável pelo transporte do calor para o oceano profundo, assim, a circulação de capotamento juntamente com os diferentes feedbacks das taxas de nuvens e lapsos (ARMOUR et al., 2016). Semelhantes ao Ártico, a área do gelo marinho antártico permaneceu abaixo dos valores climatológicos desde 2016, ainda há potencial para que mudanças de longo prazo surjam na Antártica (MEEHL et al., 2019). Há uma diminuição na cobertura geral do gelo marinho antártico desde o início dos anos 60, muito modesto para ser separado da variabilidade natural (HOBBS et al., 2016).

As estimativas de satélite da velocidade do desvio do movimento do gelo marinho, mostram tendências consideráveis no desvio do gelo antártico (HOLLAND e KWOK, 2012). O crescimento da deriva para o norte no mar de

Ross e o decréscimo do deslocamento para o norte nos mares de Bellingshausen e Weddell, acordam que nessas regiões, com os respectivos ganhos e perdas na área do gelo. Entretanto, devido a um pequeno número de dados de deriva no gelo derivados de registros de satélite temporalmente inconsistentes, existe uma confiança mediana nessas tendências (HAUMANN et al., 2016).

A cobertura antártica do gelo marinho possui alterações na duração, durante o período de 1979 a 2011, seguiram amplamente o padrão espacial das tendências da área do gelo marinho, com diminuição na duração da cobertura de gelo na região do Mar de Amundsen e o Mar de Bellingshausen no verão e no outono, devido a retrocessos anteriores e avanços decorrentes e ao Mar de Ross devido a recuo posterior do gelo e avanço anterior (STAMMERJOHN et al., 2012). Entretanto, na Antártica, não há dados suficientes para avaliar as mudanças de acúmulo no gelo marinho, embora existam estimativas da profundidade da neve no gelo marinho a partir de satélite, sensoriamento remoto aéreo, medições de campo e observações em navio (SROCC, 2019). Com seu aquecimento multi-decadal ligado a fatores antropogênicos, o Oceano Antártico, tem atribuído especialmente ao papel dos gases de efeito estufa, e também a destruição do ozônio (IRVING et al., 2019).

A exportação de gelo marinho impulsionada pelo vento aumento de  $20 \pm 10\%$  entre os anos de 1982 e 2008, originando um um resfriamento de  $0,002 \pm 0,001$  por ano nas águas superficiais e intermediárias, esse processo obteve reconhecimento pela importância do gelo marinho na condução de mudanças na salinidade do Oceano Antártico (HAUMANN et al. 2016).

A importância central do gelo marinho na condução de transformações é destacado em Swart et al. (2018), por consequência, as mudanças no gelo marinho têm o potencial de afetar a circulação e as propriedades das massas

de água do Oceano Antártico a entrada de água doce para o oceano a partir da camada de gelo da Antártica. Desde 1940, 90% das geleiras da terminação marítima da Península Antártica, as 860 geleiras tiveram um recuo das suas extensões (COOK et al., 2014).

No Oceano Antártico, o fluxo de CO<sub>2</sub> possui restrições na sua variabilidade sazonal para decadal, desde o AR5 (KEPPLER e LANDSCHÜTZER, 2019). As anomalias médias anuais de fluxo variam de 0,3 ± 0,1 PgC por ano no período de 2001 a 2002, e no ano de 2012 a -0,4 PgC por ano (LANDSCHÜTZER, et al., 2015). A década de 2000 foi considerada um ciclo decadal devido o enfraquecimento do CO<sub>2</sub> durante os anos 90, com outro enfraquecimento observado em 2011 (KEPPLER e LANDSCHÜTZER, 2019).

O mar de Amundsen sofreu uma perda de gelo com aumento de 77% (MOUGINOT et al., 2014). Na Península Antártica ocidental e no mar de Amundsen, de 2008 a 2015 a perda de massa do manto de gelo ocidental teve aumento de 88% na perda de massa de gelo (GARDNER et al., 2018). No estudo de Chuter et al. (2017), de 2007 a 2014, é afirmado que a margem da plataforma de gelo Getz teve interferência da aceleração da geleira em 25%.

O derretimento do mar de Amundsen produz aproximadamente 65 Gt por ano de água (PATTYN, 2010), onde haveria congelamento novamente no estação fria e o restante de acumula em lagos subglaciais com um volume total de dezenas de milhares de quilômetros cúbicos (LIPENKOV et al., 2016). O processo do descongelamento contribui com grande importância para a adição de água doce e nutrientes para o oceano (FRICKER et al., 2007).

Os ventos no mar de Amundsen tem interações complexas com os fenômenos: Modo Anular Sul (SAM), El Niño / Oscilação Sul (ENSO),

Oscilação Multidecadal Atlântica e a *Amundsen Sea Low* (ASL), essas inúmeras interações tornam os ventos intensamente variáveis (TURNER et al., 2016). Mudanças recentes do ENSO, tem influências na circulação costeira da Antártica, onde está correlacionada com as variações na espessura da plataforma de gelo (PAOLO et al., 2018). Na camada de gelo oriental da Antártica, na geleira Totten, na Terra de Wilkes, foi identificado a conexão entre a ressurgência oceânica, o descongelamento das plataformas de gelo, a variabilidade do vento e a vazão das geleiras (GREENE et al., 2017).

O aquecimento da região nordeste da Península Antártica ocorre a partir dos últimos 600 anos onde as taxas de 100 atrás foram anormais por todo o período dos 2000 anos anteriores (STENNI et al., 2017). O desmoronamento em 2002, na plataforma de gelo Larsen B, após 11.000 anos de integridade, deu-se ao derretimento no local com uma sucessiva onda de um intenso aumento na temperatura entre 1950 ao final de 1990 (DOMACK et al., 2005).

O SAM e o aquecimento da superfície do mar Atlântico através da Oscilação Multidecadal do Atlântico, foram associado aos eventos de ozônio antropogênico e aos gases de efeito estufa que induziram ao colapso da plataforma de gelo por ação do aumento das temperaturas da Península Antártica (ABRAM et al., 2014). Entretanto, este aquecimento não é incomum, houveram outros eventos nos últimos mil anos, encontrando-se dentro das margens da variabilidade natural da região (TURNER et al., 2016).

As perdas estão localizadas na Península Antártica e no manto de gelo Antártico a oeste, onde os máximos e mínimos constantes nas forças atmosféricas e oceânicas dominam o balanço de massa observado (JENKINS et al., 2018). Na década de 90, as temperaturas da superfície do mar do

Pacífico tropical, sofreram imensas mudanças que alimentaram as tendências positivas do SAM (CLEM et al., 2017).

O clima da Antártica sofre influência da Oscilação Sul - El Niño, e das temperaturas da superfície do mar do Pacífico tropical devido ao padrão do Pacífico da América do Sul (PSA) que gera as ondas Rossby do Pacífico tropical (IRVING e SIMMONDS, 2016). Estes processos estão associados a baixa do mar de Amundsen, que possui intensa interferência no gelo marinho dos mares de Weddell, Amundsen e Bellingshausen, da mesma maneira, atua na variabilidade de precipitação e temperatura na Antártica Ocidental e na Península Antártica (POPE et al., 2017).

### 3.1.2 Ártico

Os gases de efeito estufa tem um papel importante na condução de aumentos observados na temperatura da superfície do Ártico. Os mecanismos de amplificação do Ártico ainda são debatidos, mas envolvem as seguintes hipóteses apontadas por Overland e Wang (2018):

1. Diminuição do albedo na época do verão como consequência a redução da área de gelo marinho e cobertura de neve;
2. Acréscimo de vapor de água na atmosfera do Ártico,
3. modificações na nebulosidade no verão;
4. Em regiões com extensões de água aberta, houve geração de calor adicional gerado pelo gelo marinho recém-formado no outono;
5. Deslocamento para o norte de calor e umidade;

6. Registros realizados no Ártico central de 2016 a 2018, quase o dobro das anomalias em perda de calor para o espaço Ártico em relação aos sub-tropicais, em relação a registros anteriores.

Os eventos acima citados, foram causados por uma divisão do vórtice polar troposférico em duas células, o que facilitou a intrusão de tempestades (Overland e Wang, 2016). Como resultado do ar quente e da umidade dos oceanos Pacífico e Atlântico para o Ártico central atrasou o congelamento do gelo marinho e contribuiu para uma ausência sem precedentes de gelo marinho devido o aumento da radiação de ondas longas para baixo (SROCC, 2019). Esse atraso nos mares de Chukchi, Barents e Kara, libera para que as temperaturas mais elevadas prossigam tendendo ao Polo Norte, esse processo atua como um *feedback* positivo (Kim et al., 2017).

Os máximos de gelo marinho no inverno Ártico dos últimos 4 anos atingiram níveis recordes baixos em relação a 1979-2014 (OVERLAND, 2018). A perda da cobertura de gelo do mar é um indício significativo das mudanças climáticas que ocorrem no Ártico. É muito provável que a área do gelo do mar, que é a área total do Ártico com pelo menos 15% de concentração de gelo do mar, tenha diminuído desde 1979 em cada mês do ano (STROEVE e NOTZ, 2018).

A temperatura do ar na superfície do Ártico, nos últimos 20 anos, aumento para mais que o dobro da média global (NOTZ e STROEVE, 2016). Os estudos de Najafi et al (2015), apontam o aumento dos gases antropogênicos no efeito estufa, aumentando a temperatura da superfície do Ártico. Observou-se que metade do gelo marinho perdido é devido ao aumento da concentração de gases do efeito estufa, atribui-se a outra metade a variabilidade climática interna do Ártico (NOTZ & MAROTZKE, 2012). Os fatores do aumento da entrada de ar úmido e quente durante a primavera e o

inverno (HEGYI e TAYLOR, 2018), *feedbacks* radiativos relacionados a umidade e a nebulosidade (MORRISON et al., 2018) e o crescimento nas trocas de calor sensível e latente do oceano para a atmosfera (SERREZE et al., 2012).

No SROCC (2019), aponta-se que a formação de gelo marinho no outono, ocorre um aumento termodinâmico do gelo em áreas finas após a diminuição da temperatura do ar abaixo do ponto de congelamento, esse congelamento posterior acarreta no atrasamento do acúmulo de neve sob o gelo marinho, tornando a neve mais fina e menos isolante (STURM e MASSOM, 2016). No período de 1979 a 2018, o gelo marinho de primeiro ano aumento de 40% a mais ou menos 70%, já o gelo com 5 anos de idade, no mesmo período, teve uma diminuição de 30% para 2% (STROEVE e NOTZ, 2018).

As mudanças são maiores no verão e menores no inverno, com as tendências mais fortes em setembro, o mês com a menor cobertura de gelo marinho, onde as reduções em no mar da Sibéria Oriental, 22% da tendência de perda em todo o verão (ONARHEIM et al., 2018). O gelo marinho de inverno no mar de Barents e o mar de Okhotsk são responsáveis por 27% das tendências no mês de março (ONARHEIM et al 2018). As tendências no período de inverno se mantém exclusivas para os mares sazonais, o Oceano Ártico permanece coberto de gelo marinho (STROEVE e NOTZ, 2018). Desde o início das observações de satélite, comparando 1979 a atualidade, em Stroeve e Notz (2018), o Mar de Barents e o Golfo de St. Lawrence sofreram perda de metade do gelo marinho do inverno, ao mesmo tempo que o Mar de Okhotsk e o Mar da Groenlândia sofreram a perda de um terço da cobertura de gelo marinho do inverno.

O gelo marinho confinado na região central é ocasionado pelos ventos relacionados ao padrão de pressão climatológica do nível do mar no Ártico que conduzem o Giro de Beaufort (MENEGHELLO et al., 2018) e o Transpolar Drift Stream (VIHMA et al., 2012). Atribui-se, devido ao gelo marinho mais fino e as mudanças que ocorrem nos regimes de ventos de que a velocidade da deriva do gelo ampliaram desde 1979 (SPREEN et al., 2011).

No gelo marinho há o acúmulo de neve, como consequência, o derretimento do gelo torna-se impossibilitado devido ao alto albedo (STURM e MASSOM, 2016). No setor Atlântico, o processo de acúmulo de neve, impossibilita o derretimento do gelo marinho (MERKOURIADI et al., 2017).

Desde 1979, o aumento da absorção radiação solar resulta no aumento da temperatura do Oceano Ártico que conectam-se ao Oceano Atlântico, essa temperatura está aumentando cerca de 0,5°C por década em áreas do Ártico que não possuem gelo marinho no verão (TIMMERMANS et al., 2017). Em outro estudo de Timmermans et al. (2014), no período de 2009 a 2013, a Bacia do Canadá teve a temperatura das águas do Pacífico com aumento de 0,5°C. O fenômeno “Atlantificação”, caracteriza-se pelas mudanças no Mar de Barents e na Bacia da Eurásia, havendo aumento na estratificação mais fraca dos fluxos de calor nas águas do Atlântico mais ao nordeste (LIND et al., 2018).

A circulação oceânica do Oceano Ártico tem o processos com a água doce que derrete da camada de gelo da Groenlândia, esse processo influencia o impacto na formação das cabeceiras do Meridiano Atlântico devido a mudança na circulação, que pode modificar a estrutura e a função do ecossistema marinho, com consequências para as espécies usufruídas comercialmente (SROCC, 2019). Em Armitage et al. (2017), neste estudo

também, o giro de Beaufort no período de 2003 a 2014, às forças de algumas correntes dobraram.

Inúmeros modelos de simulações históricas dos modelos CMIP5 juntamente com observações de satélite, consentem na identificação do declínio na área e espessura total do gelo marinho do Ártico (STROEVE e NOTZ, 2015). Simulando os padrões espaciais observados de espessura e taxas de deriva do gelo marinho observa-se uma variação na capacidade do modelo (TANDON et al., 2018).

Em simulações e observações realizadas em Notz e Stroeve (2016), no Ártico, as reduções de gelo marinho na sua área se comporta linearmente com as temperaturas globais e as emissões de CO<sub>2</sub>, posto que, as tendências históricas de gelo marinho sofreram interferência dos aerossóis (GAGNÉ et al., 2017). Índícios da variabilidade interna, envolvendo as conexões entre o Ártico e a menor latitude, interfere a capacidade dos modelos de simular as diminuições de área de gelo marinho estudadas no Ártico (DING et al., 2018). Se houver uma estabilização no aumento de temperatura em 1,5°C, no mês de setembro, o gelo marinho estará presente no final do século, com a chance de 1% de anos individuais sem gelo, entretanto, se após a 10 anos o aquecimento estabilizar em um aumento de 2°C, espera-se a que no verão não haja com periodicidade gelo marinho (NOTZ e STROEVE, 2016).

Segundo SROCC (2019), há um grande confiança de que no final do século, o Oceano Ártico esquite consideravelmente nas camadas superficiais e também nas camadas profundas, esse processo equivale ao decaimento do gelo marinho projetado pelos modelos do CMIP5. Os modelos registram as variações sazonais no calor da superfície e nos fluxos de água doce para o clima atual e exibir que no verão, o excedente do aquecimento solar é utilizado

para descongelar o gelo marinho, conhecido com feedback positivo do albedo do gelo (DING et al., 2016).

Há um acréscimo do aquecimento antropogênico, que contribui para a amplificação Ártica que conseqüentemente, prejudica a circulação atmosférica influenciou no declínio da área do gelo marinho, dessa maneira, esses dois fatores que sofreram alterações colaboram para a realimentação do sistema que intensifica o aquecimento e o NAO, tornando-se essenciais para que o balanço do manto de gelo da Groenlândia seja prejudicado (SCREEN e SIMMONDS, 2010).

O aumento do clima anticiclônico é manifestado no verão, onde a NOA sofreu um decréscimo após os anos 90 (HANNA et al., 2015), estas mudanças viabilizaram o aumento de aproximadamente 70% do ar quente sobre o manto de gelo da Groenlândia no período de 2003 a 2013 (FETTWIS et al., 2013), estas mudanças impactaram a cobertura de nuvens também, como consequência a entrada de radiação de onda curta aumentou (TEDESCO et al., 2013).

A combinação desses processos resultaram em um recorde notável no verão, na superfície que foi derretida até os pontos de altos do manto de gelo em julho de 2012 (McLEOD e MOTE , 2016). No meio do século XIX, o início do crescimento no derretimento do manto de gelo da Groenlândia esteve próximo ao início do aquecimento do Ártico no período da Era Industrial, e nas últimas décadas, houve um despontar que se sobressai a adiante da variabilidade natural (TRUSEL et al., 2018).

Ainda em SROCC (2019), a explicação da conservação durante diversos anos dos padrões não é entendida. Encontram-se variabilidades interanuais, plurianuais, onde ocorre principalmente variabilidade atmosférica

interna estocástica, ao invés de estimuladas por forçantes externas, como por exemplo o aquecimento devido aos gases do efeito estufa.

O aumento de temperatura do ar gera diminuições de gelo e de neve, propiciando para que a energia do sol seja absorvida ainda mais nas áreas da superfície derretidas, conseqüentemente, mais energia do sol é absorvida, impulsionando mais derretimentos, gerando conseqüências nas regiões polares e é provocado pelo aquecimento global (OVERLAND et al., 2017). O fluxo de calor latente do oceano para a atmosfera movimentou para que houvesse aumento do vapor d'água na atmosfera devido ao aumento das trocas de fluxo, fornecendo energia para o aquecimento adicional (SERREZE et al., 2012).

A amplificação do Ártico foi evidenciada através de modelagens realizadas, onde associam a transformação do gelo marinho perene para o gelo sazonal (HAINE e MARTIN, 2017), e esse processo pode ocorrer na escassez de gelo marinho, assim, não ocorrendo o feedback, devido a outros processos terem influências (ALEXEEV et al., 2005).

O verão e inverno, encontram-se sob a influência da variabilidade intra-sazonal da convecção tropical, influenciando nas temperaturas diárias sobre a superfície do Ártico (HENDERSON et al., 2014). A radiação de ondas longas localizadas na troposfera livre com temperaturas mais elevadas e o crescimento da umidade atmosférica são conseqüências invasão de ocorrências climáticas no Ártico desde o subártico (SROCC, 2019). Um contribuidor significativo para a amplificação é devido ao crescimento na radiação de ondas longas no subsolo (BOEKE e TAYLOR, 2018).

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Segue nas seções abaixo, os resultados e discussões sobre a variabilidade e desempenho nas simulações dos modelos.

### 4.1 Área do gelo marinho

É apresentado na Figura 3, as médias mensais do experimento “historical” da área de gelo marinho da Antártica e do Ártico dos modelos CMIP5: BESM-OA2.5, GFDL-CM3, MPI-ESM-LR, NCAR-CCSM4 e dos modelos CMIP6:GFDL-CM4, MPI-ESM1.2-LR e NCAR-CESM2. Nesta seção, compreenderemos o comportamento dos modelos CMP6 em relação ao CMIP5 e em relação ao observado por satélites, também foram realizadas análises de desvio padrão e tendência linear.

Na Antártica, Figura 3a, a reanálise no mês de mínima área na Antártica(fevereiro), foi de  $2.89 \times 10^6 \text{ km}^2$ , enquanto o observado por satélite foi de  $2.01 \times 10^6 \text{ km}^2$ , em setembro a área foi de  $16.38 \times 10^6 \text{ km}^2$  e  $14.64 \times 10^6 \text{ km}^2$ , respectivamente. Os modelos possuem amplitudes significativamente maiores nos meses de inverno em relação ao observado, principalmente o modelo BESM-OA2.5, indicando  $24.28 \times 10^6 \text{ km}^2$  em área de gelo marinho no mês de setembro. O modelo NCAR-CCSM4 é o único modelo que superestima em  $5.85 \times 10^6 \text{ km}^2$  no mês de fevereiro, o seu sucessor, NCAR-CESM2 simulou em  $1.43 \times 10^6 \text{ km}^2$  mais próximo do observado por satélite. O modelo GFDL-CM3 possui os menores valores na média de área ao longo do ano, já o GFDL-CM4 mostrou melhor desempenho na simulação, entretanto, continuou subestimando ( $-1.47 \times 10^6 \text{ km}^2$ ) em fevereiro e superestima( $+6.48 \times 10^6 \text{ km}^2$ ) em setembro. O modelo MPI-ESM1.2-LR obteve área de  $2.35 \times 10^6 \text{ km}^2$  a mais que o antecessor o MPI-ESM-LR, enquanto que em fevereiro subestimou a

área de  $0.93 \times 10^6 \text{ km}^2$ , ambos modelos subestimam em comparação ao observado por satélite e reanálise.

No hemisfério norte, na Figura 3b, o período de máxima área em março na reanálise e observado foi de  $14.25 \times 10^6 \text{ km}^2$  e  $13.18 \times 10^6 \text{ km}^2$ , respectivamente. Em setembro, encontramos o período de mínima, com os valores de  $5.72 \times 10^6 \text{ km}^2$  e  $4.31 \times 10^6 \text{ km}^2$ , respectivamente. O modelo GFDL-CM4 superestima o observado por satélite (reanálise) em todos os meses (de setembro a abril), em março o modelo tem área de  $1.39 \times 10^6 \text{ km}^2$  e setembro  $1.76 \times 10^6 \text{ km}^2$ . Em março, a maioria dos modelos subestimam o observado, principalmente o modelo MPI-ESM-LR ( $-2.39 \times 10^6 \text{ km}^2$ ), enquanto no mês de setembro, superestimam em relação ao observado são os modelos: MPI-ESM-LR ( $+0.2 \times 10^6 \text{ km}^2$ ), NCAR-CCSM4 ( $+1.10 \times 10^6 \text{ km}^2$ ) e GFDL-CM3 ( $+1.26 \times 10^6 \text{ km}^2$ ), enquanto que os modelos que subestimam são o MPI-ESM1.2-LR ( $-0.56 \times 10^6 \text{ km}^2$ ) e NCAR-CESM2 ( $-0.72 \times 10^6 \text{ km}^2$ ).

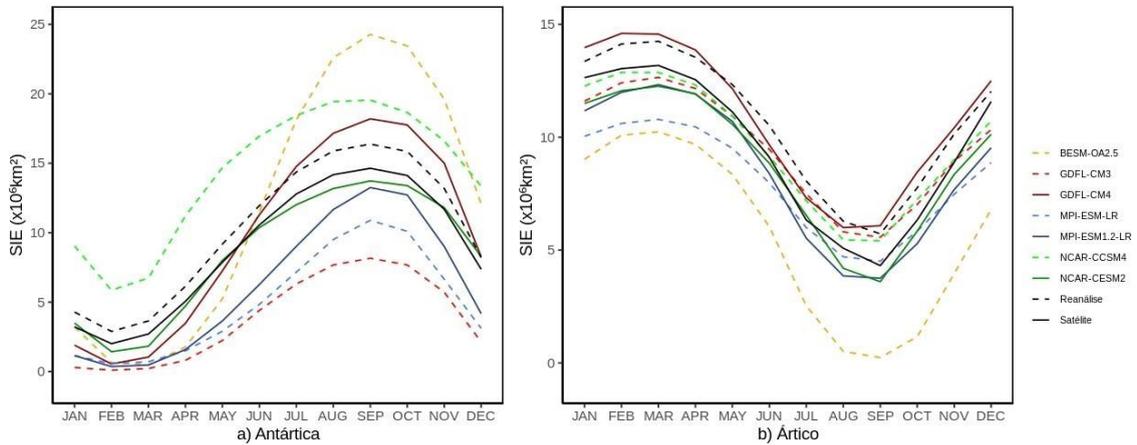


Figura 3: Ciclo sazonal médio do experimento "historical" em (a) Antártica e (b) Ártico. Modelos CMIP5 (tracejadas coloridas), CMIP6 (sólidas coloridas), período de 1980-2005 (2014), produto de reanálise (preta tracejada) e observado por satélite (preta sólida).

Na Figura 4, visualiza-se a série temporal do período de 1980 a 2005 dos modelos CMIP5 e 1980 a 2014 dos modelos CMIP6, do mês de mínima e máxima do ciclo sazonal, onde analisamos as tendências e a variabilidade interna dos modelos.

Na Antártica, tanto em fevereiro quanto em setembro ocorre tendência positiva na área de gelo marinho na reanálise ( $+0.15 \times 10^6 \text{ km}^2$  e  $+0.28 \times 10^6 \text{ km}^2$ ) e observado por satélite ( $+0.013 \times 10^6 \text{ km}^2$  e  $+0.019 \times 10^6 \text{ km}^2$ ), respectivamente, entretanto, os modelos não conseguem simular este aumento em fevereiro, já em setembro os modelos MPI-ESM-LR ( $+0.0059 \times 10^6 \text{ km}^2$ ) e MPI-ESM1.2-LR ( $+0.051 \times 10^6 \text{ km}^2$ ) apresentaram valores de tendência linear positiva (Tabela 1), entretanto os valores de desvio padrão são:  $1.16 \times 10^6 \text{ km}^2$  e  $1.37 \times 10^6 \text{ km}^2$ , estes valores apontam a variabilidade interna dos modelos em

ambas versões, sendo um indicativo de que ocorrem processos de modelagem com respostas altamente variantes do gelo marinho.

Calculou-se a tendência negativa no mês de setembro de  $0.049 \times 10^6 \text{ km}^2$ , em março de  $0.006 \times 10^6 \text{ km}^2$  do observado em satélite para o Ártico. Os modelos apresentam valores de tendência linear negativas em ambos meses de máxima e mínima área. Os dados de reanálise obtiveram erros no processo de cálculo de transformação da concentração em área.

Os modelos apontam a diminuição do gelo marinho, tanto no CMIP5 quando no CMIP6 no Ártico e a maioria dos modelos simula o declínio na Antártica no período passado-presente. As tendências lineares médias dos modelos do CMIP5 não possuem a capacidade de simular o leve aumento na tendência observada por satélites (SHU et al., 2015), enquanto que no CMIP6 o mesmo comportamento é constatado, entretanto, neste estudo, é constatado que o modelo MPI em ambas versões, foi capaz de reproduzir a tendência.

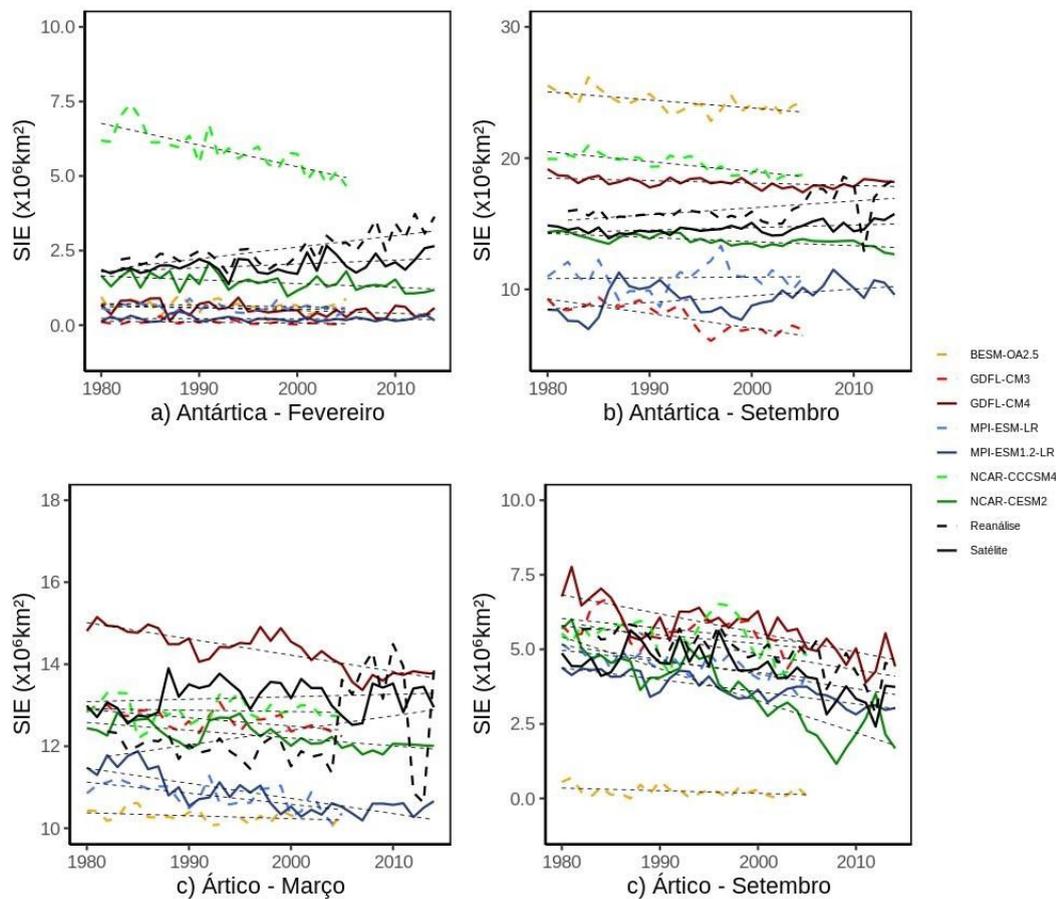


Figura 4: Série temporal da área média do gelo marinho da Antártica (a) e (b) e do Ártico (c) e (d). Meses de mínima e máxima área de gelo marinho. De (a) e (c) de 1980-2005 e (b) e (d) de 1980-2014. Modelos CMIP5 (tracejadas coloridas), CMIP6 (sólidas coloridas), período de 1980-2005 (2014), produto de reanálise (preta tracejada) e observado por satélite (preta sólida).

O desvio padrão é um cálculo estatístico importante para compreender a amplitude do modelo e sua variabilidade anual. O MPI-ESM1.2-LR apresentou altos valores de desvio padrão na Antártica. Os demais modelos apresentaram, desvio padrão menores nas simulações para o CMIP6.

| <b>Modelo</b>               | <b>Mês</b> | <b>Desvio Padrão<br/>(× 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>)</b> | <b>Tendência<br/>(× 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>)</b> | <b>Modelo</b>                  | <b>Mês</b> | <b>Desvio Padrão<br/>(× 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>)</b> | <b>Tendência<br/>(× 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>)</b> |
|-----------------------------|------------|--|--|--------------------------------|------------|--|--|
| <b>GFDL-<br/>CM3</b>        | Fevereiro  | 0.10   | -0.0032  | <b>GFDL-<br/>CM4</b>           | Fevereiro  | 0.33   | -0.0096  |
|                             | Setembro   | 1.21   | -0.11  |                                | Setembro   | 0.38   | -0.019   |
|                             | Março      | 0.27   | -0.02  |                                | Março      | 0.48   | -0.04  |
|                             | Setembro   | 0.52   | -0.033   |                                | Setembro   | 0.89   | -0.064   |
| <b>MPI-<br/>ESM-<br/>LR</b> | Fevereiro  | 0.19   | -0.004   | <b>MPI-<br/>ESM1.2-<br/>LR</b> | Fevereiro  | 1.33   | -0.0012  |
|                             | Setembro   | 1.16   | +0.0059  |                                | Setembro   | 1.37   | +0.051   |
|                             | Março      | 0.39   | -0.027   |                                | Março      | 0.61   | -0.037   |
|                             | Setembro   | 0.43   | -0.037   |                                | Setembro   | 0.52   | -0.04  |
| <b>NCAR-<br/>CCSM4</b>      | Fevereiro  | 1.12   | -0.073   | <b>NCAR-<br/>CESM2</b>         | Fevereiro  | 0.56   | -0.013   |
|                             | Setembro   | 0.76   | -0.075   |                                | Setembro   | 0.47   | -0.031   |
|                             | Março      | 0.34   | -0.0034  |                                | Março      | 0.31   | -0.019   |
|                             | Setembro   | 0.73   | -0.03  |                                | Setembro   | 1.27   | -0.11  |
| <b>BESM-O<br/>A2.5</b>      | Fevereiro  | 0.30   | -0.0058  |                                |            |  |  |
|                             | Setembro   | 0.83   | -0.062   |                                |            |  |  |
|                             | Março      | 0.28   | -0.013   |                                |            |  |  |
|                             | Setembro   | 2.05   | -0.0089  |                                |            |  |  |

Tabela 1: Cálculo do Desvio Padrão da Antártica (vermelho) e Ártico (azul) dos meses de máxima e mínima área de SIA, para o período 1980-2005 (2014). Fonte: Autora.

#### 4.1.1 Projeções de cenários futuros

As Figuras 5 e 6 mostram a série temporal das projeções futuras da área do gelo marinho com determinado forçamento radiativo (ver metodologia) a partir do ano de 2005 no RCP4.5 e RCP8.5 referentes ao CMIP5 e a partir do ano de 2015 no SSP245 e SSP585 ao CMIP6, ambos conjunto de dados se estendem até o ano de 2100.

O cenário futuro da Antártica, Figura 5, apresenta tendências negativas para a área do gelo marinho no mês de máxima (setembro) e mínima (fevereiro) nos modelos CMIP5 (GFDL-CM3, MPI-ESM-LR e NCAR-CCSM4) e CMIP6 (GDL-CM4, MPI-ESM1.2-LR e NCAR-CESM2), entretanto, embora os modelos apresentem comportamento semelhantes nos dois meses, de acordo com o estudo de Roach et al. (2020), a taxa de declínio tornou-se levemente maior em setembro nos modelos CMIP6. Nas projeções com maior forçamento (RCP8.5 e SSP585), a medida que os modelos se aproxima do ano de 2100 simulam uma diminuição mais abrupta da área do gelo marinho, e oceano livre de gelo marinho no mês de fevereiro.

Em fevereiro, Figura 5a e Figura 5b, os modelos chegam aos valores de  $1 \times 10^6 \text{ km}^2$  em fevereiro, ou seja, condições de oceano livre de gelo marinho destes convergem no RCP8.5 e SSP585 por volta de 2050, exceto o modelo NCAR-CCSM4 que possui valores de área acima da maioria dos modelos. Em setembro, a amplitude entre os modelos é grande, semelhante a amplitude encontrada no experimento historical (Figura 4b) os experimentos com maiores forçamento, mostram um declínio maior no gelo marinho até 2100, já os modelos RCP4.5 e SSP245, apontam na Figura 4c, um declínio mais suave.

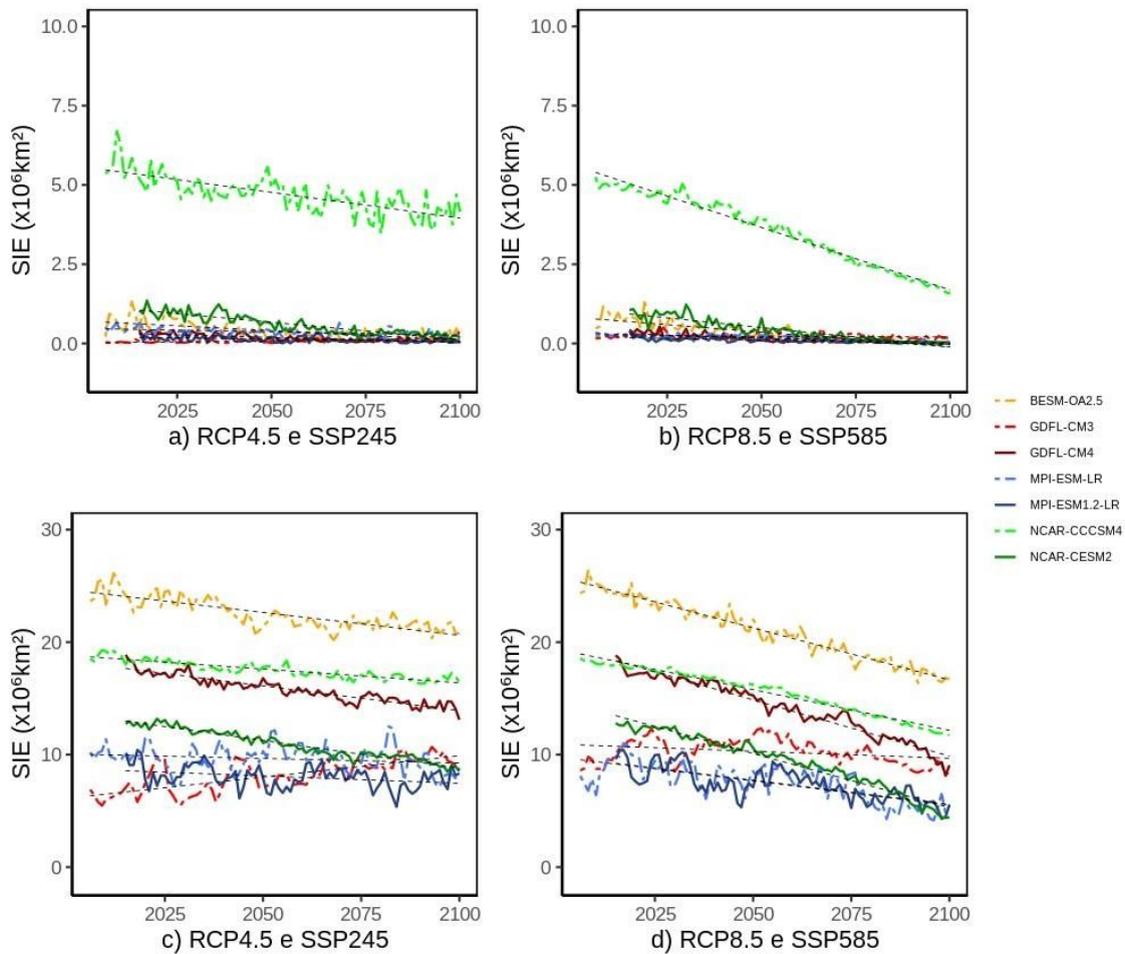


Figura 5: Série temporal do cenário futuro da Antártica para os forçamentos CMIP5 (tracejadas): RCP4.5 e RCP8.5 (2005-2100), e CMIP6 (sólidas): SSP245 e SSP585 (2015-2100).

No Ártico, as simulações para o cenários futuros são indicam um declínio abrupto. O oceano livre de gelo marinho era apontado por alguns modelos após 2060, Figura 6d, sendo mais otimista no cenário RCP4.5 (exceto

no BESM-OA2.5), entretanto, no SSP585, conforme o estudo de Davy & Outten (2019), os modelos indicam que no Ártico não haverá gelo marinho a partir do período de 2050. O SSP245, aponta que a partir de 2080 as mesmas condições poderão acontecer.

Na projeções futuras, os modelos convergem nos cenários RCP8.5 e SSP585, que ocorrerá oceano livre de gelo antecipadamente em setembro nos modelos MPI-ESM1.2-LR por volta de 2060 e o NCAR-CESM2 indica por volta de 2040, já o modelo GFDL-CM4 atrasou suas projeções de oceano livre de 2050 no GFDL-CM3, para os anos por volta de 2070. No mês de março, o modelos NCAR-CESM2 simula um declínio abrupto a partir de 2075. O modelo GFDL-CM3 apontava a área diminuindo drástica, já no GFDL-CM4 ocorre uma retomada mais otimista até 2100.

De acordo com o estudo de Stroeve et al. (2012), existem inúmeras suposições sobre as razões de a partir da década de 90, os modelos relacionados ao CMIP5 possuem uma redução na área, assim, a explicação está na variabilidade climática natural é agente modificador na diferença entre o observado e o modelado (SWART et al., 2015).

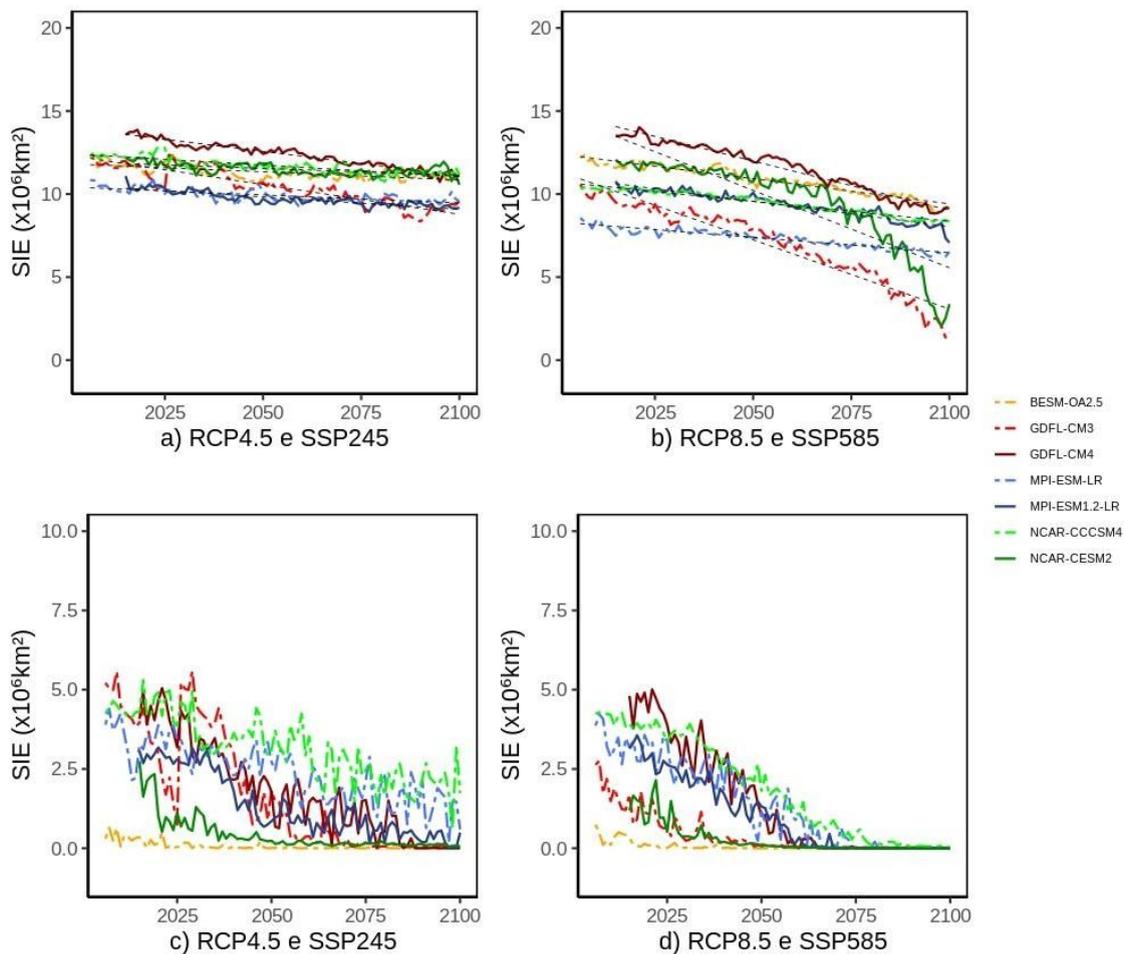


Figura 6: Série temporal do cenário futuro do Ártico para os forçamentos CMIP5 (tracejadas): RCP4.5 e RCP8.5 (2005-2100), e CMIP6 (sólidas): SSP245 e SSP585 (2015-2100).

Com o desaparecimento do gelo marinho no período de verão, poderá ocorrer a maior absorção de radiação solar do oceano, acarretando no aumento da temperatura do oceano e influenciando as circulações oceânicas e transporte de nutrientes. Havendo o aumento da temperatura do oceano, a formação de gelo marinho mais será tardiamente devido ao processo de

esfriamento das águas tornar-se mais lento, assim, o processo de formação tardio de gelo marinho fará com que ao longo do ciclo sazonal anual, o gelo marinho sob o oceano será de formação anual em boa parte das regiões.

## 4.2 Concentração do gelo marinho

Nas Figuras 7, 8, 9 e 10 o campo espacial da concentração de gelo marinho (Sea Ice Concentration - SIC) é simulado pelos modelos: GFDL (CM3 e CM4), MPI (ESM-LR e ESM1.2-LR), NCAR (CCSM4 e CESM2) e dados observacionais. Juntamente com resultados obtidos através da diferença entre o modelo e o observado nas Figuras 7b, 8b, 9b e 10b, analisando o desempenho regional da Antártica e do Ártico. Nestas simulações da SIC para o mês de máxima e mínima do ciclo sazonal, espera-se que haja comportamento semelhante ao analisado na Figura 3.

No padrão espacial do SIC Antártico em fevereiro, Figura 7b, os modelos subestimam próximo a margem continental (exceto NCAR-CCSM4), especialmente nas regiões do Mar de Weddell e entre o Mar de Ross e Mar de Bellingshausen e Mar de Amundsen, de acordo com Wang & Wu (2020), nestas regiões ocorrem as maiores mudanças significativas. Os modelos do CMIP5 subestimam especialmente Mar de Bellingshausen e Mar de Amundsen, e simulam o gelo marinho Antártico em fevereiro praticamente nulo (SHU et al., 2015), nos modelos estudados do CMIP6, observamos continuam subestimando nestas regiões. O desempenho do modelo NCAR-CCSM4.0 tornou-se significativamente mais adequado no NCAR-CESM2 em torno do continente Antártico.

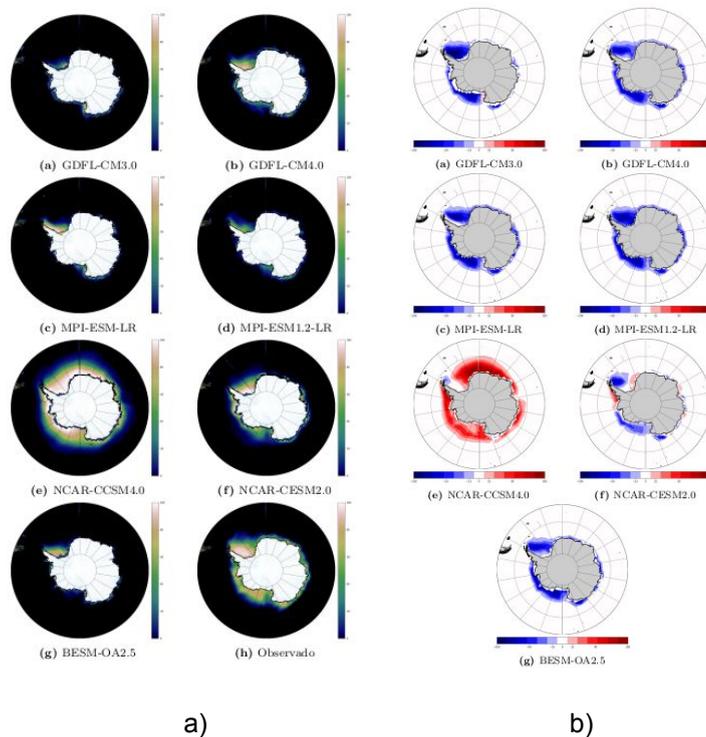
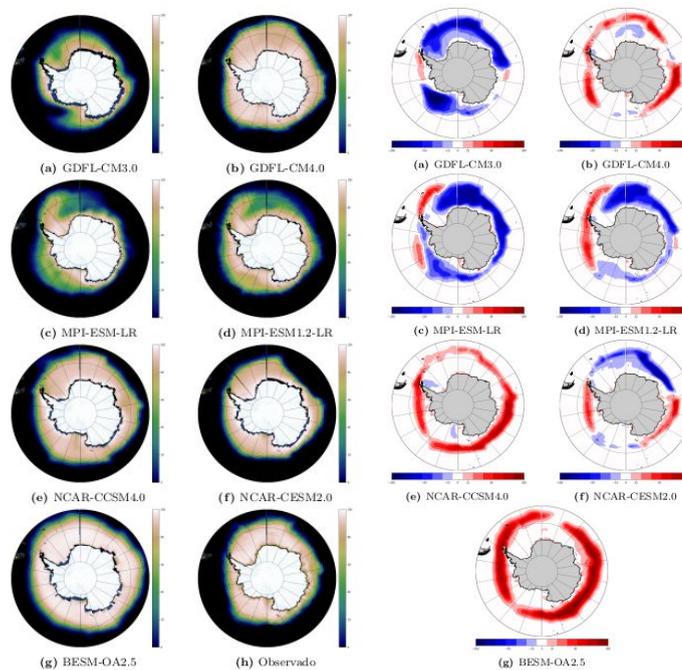


Figura 7: SIC média da Antártica de fevereiro para o período de 1980-2005 (2014). Experimento “historical”. (a) CMIP5 (esquerda), CMIP6 (direita) e observado (h). (b) Diferença entre SIC dos modelos e o observado, superestima (vermelho) e subestima (azul).

A SIC em setembro atinge valores maiores ao observado nos modelos NCAR-CCSM4, BESM-OAV2.5 e GFDL-CM4, conforme discutido na seção 3.1. Na Figura 6b, o modelo GFDL-CM4, superestima especialmente no setor do Oceano Pacífico, no qual, o antecessor GFDL-CM3 apresenta simulação mais ajustada. O modelo MPI-ESM1.2-LR obtém menores valores nas áreas subestimadas anteriormente, como entre os setores do Oceano Atlântico e Índico, e estabeleceu padrões super estimativos da Península Antártica até o Mar de Amundsen, e o modelo NCAR-CESM2 da mesma forma, teve alterações relevantes nas regiões mencionadas anteriormente, deixando de

superestimar expressivamente o setor do Oceano Pacífico Ocidental e subestimando ao leste do setor do Oceano Índico.

Conforme o estudo de Holland et al. (2017), os modelos do CMIP5 tem sua distribuição regional com bastante variabilidade, entretanto, as simulações realizadas para o CMIP6 aproximam-se mais ao observado (ROACH et al., 2020). Os modelos do CMIP5 possuem menor capacidade de reproduzir a região em torno do Mar de Ross até o Mar de Bellingshausen no verão e no outono, e apresentam diferenças relevantes entre as simulações (SHU et al., 2015; ROACH et al., 2020), analisa-se que nos modelos CMIP6 em setembro, as simulações encontram-se mais ajustadas de acordo com o obtido em Shu et al. (2020), as regiões do Mar de Ross até o Mar de Bellingshausen obtiveram aperfeiçoamentos. Entretanto, comparados ao observado, o setor do Oceano Pacífico Ocidental e o setor do Oceano Índico continuam com valores notavelmente.



a)

b)

Figura 8: SIC média da Antártica de setembro para o período de 1980-2005 (2014). Experimento “historical”. (a) CMIP5 (esquerda), CMIP6 (direita) e observado (h). (b) Diferença entre SIC dos modelos e o observado, superestima (vermelho) e subestima (azul).

No Ártico encontra-se SIC máxima na Figura 9a, a região do Mar da Groenlândia e Mar de Barents é bem representada pelo modelo MPI-ESM-LR. No Mar de Okhostk, valores não significativos na superestimação dos modelos GFDL-CM4 e MPI-ESM1.2-LR. A Baía de Baffin, os modelos possuem desempenho que apresenta valores não significativos para SIC (exceto o modelo GFDL-CM3). Os modelos em suas versões para o CMIP6, obtiveram valores de SIC próximos ao observado nas regiões do Mar de Okhostk, Mar de Bering, Baía de Baffin, entretanto, no Mar da Groenlândia os modelos

expandiram para maior SIC. No estudo de Wang & Wu (2020), os mares de Barents e Kara possuem taxas decrescentes extremamente altas, a medida que os mares de Beaufort e Groenlândia decrescem significativamente.

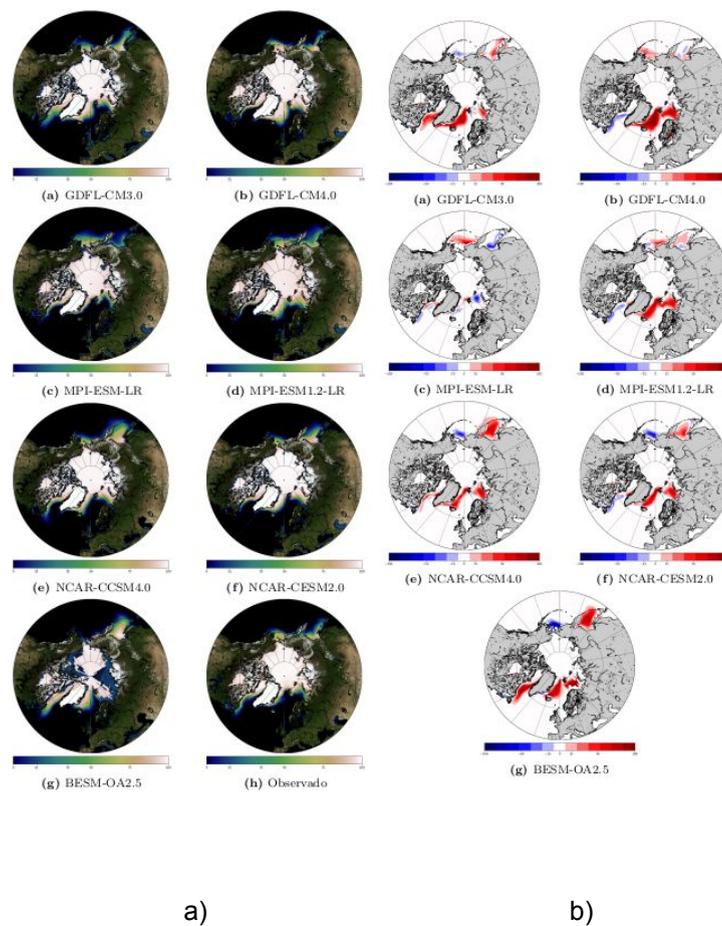
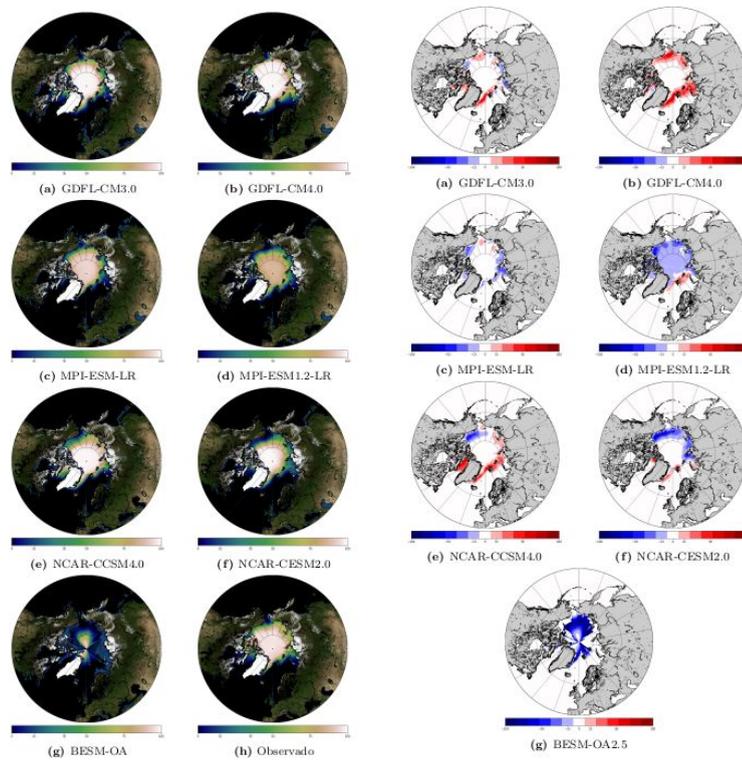


Figura 9: SIC média do Ártico de março para o período de 1980-2005 (2014). Experimento “historical”. (a) CMIP5 (esquerda), CMIP6 (direita) e observado (h). (b) Diferença entre SIC dos modelos e o observado, superestima (vermelho) e subestima (azul).

O campo espacial do gelo marinho Ártico, Figura 10, indica que há superestimativa significativa entre as regiões do Mar de Chukchi e Mar da

Sibéria Oriental os modelos do GFDL (CM3 e CM4), e levemente o MPI-ESM-LR. No Mar de Laptev os modelos NCAR-CCSM4.0 e GFDL-CM4 superestimaram, enquanto os demais subestimam. O Mar de Kara e Barents são representados com menos SIC nos modelos MPI-ESM-LR e BESM-OAV25, os demais modelos superestimam. No Mar da Groenlândia superestimam os modelos NCAR (CCSM4.0 e CESM2), MPI-ESM1.2-LR e GFDL (CM3 e CM4). A Baía de Baffin é subestimada pelo MPI (ESM-LR e ESM1.2-LR). O Mar de Beaufort é superestimado apenas no modelo GFDL-CM4, os demais modelos subestimam a SIC desta região.

Através dos nossos resultados, a diferença da representação dos modelos no verão e inverno se deve a influência no orçamento de energia ligada a presença de gelo marinho sob o oceano, influenciando e alterando o albedo do gelo, devido ao fornecimento aos feedbacks a superfície, de efeitos conectados ao processo nuvem-albedo e radiação-nuvem, e as nuvens realizam a refletância da radiação de onda curta para fora do planeta, captam as ondas longas e irradiam retornando as ondas longas a superfície terrestre, então, como consequência desses processos, os modelos tendem a superestimar a área do gelo marinho no inverno (Casagrande et al., 2016).



a)

b)

Figura 10: SIC média do Ártico de setembro para o período de 1980-2005 (2014). Experimento “historical”. (a) CMIP5 (esquerda), CMIP6 (direita) e observado (h). b) Diferença entre SIC dos modelos e o observado, superestima (vermelho) e subestima (azul).

## 5 CONCLUSÕES

Neste estudo analisamos a variação do gelo marinho da Antártico e do Ártico com simulações do passado, presente e futuro utilizando experimentos dos modelos CMIP5 e CMIP6, juntamente com dados de satélite e reanálise afins de comparação. Especial atenção foi dada ao modelo BESM-OAV2.5. Os resultados indicam que os modelos são capazes de representar o ciclo sazonal do gelo marinho tanto para o Ártico como para Antártica. A correta representação do gelo marinho em anos de abrupta mudança como o caso de 2012 não foi captada na maioria dos modelos.

Todos os modelos analisados indicam oceano livre de gelo associado ao efeito antropogênico em altas latitudes para o hemisfério norte. Esse processo de diminuição de gelo marinho no Ártico no mês de setembro possivelmente influenciará em importantes processos acoplados e processos de retroalimentação. Além disso, suas consequências ambientais e socioeconômicas devem ir além das fronteiras das altas latitudes.

As análises espaciais permitiram avaliar a habilidade do modelo em representar a concentração do gelo marinho em diferentes regiões. Futuramente seria interessante analisar essas variações interligadas aos processos acoplados oceano-atmosfera-criosfera.

De um modo geral, melhorias na representação da área do gelo marinho foram identificadas nos novos modelos submetidos ao CMIP6.

Diversos são os desafios e lacunas científicas ainda encontradas considerando a habilidade dos modelos de representar processos em altas latitudes e mais estudos e inclusão de um maior número de modelos se faz

necessária. Ainda assim, a utilização de modelos numéricos acoplados é uma ferramenta poderosa no estudo de mudanças climáticas.

## REFERÊNCIAS

ABRAM, N. J. et al. Evolution of the Southern Annular Mode during the past millennium. **Nature Climate Change**, v. 4, n. 7, p. 564–569, jul. 2014.

ALEXEEV, V. A.; LANGEN, P. L.; BATES, J. R. Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in “ghost forcing” experiments without sea ice feedbacks. **Climate Dynamics**, v. 24, n. 7–8, p. 655–666, jun. 2005.

ARMOUR, K. C. et al. Southern Ocean warming delayed by circumpolar upwelling and equatorward transport. **Nature Geoscience**, v. 9, n. 7, p. 549–554, jul. 2016.

BAILEY, D. et al. CESM CICE5 Users Guide. p. 51, [s.d.].

BAI, H. et al. Multi-model ensemble of CMIP6 projections for future extreme climate stress on wheat in the North China plain. **International Journal of Climatology**, v. n/a, n. n/a, [s.d.].

BOEKE, R. C.; TAYLOR, P. C. Seasonal energy exchange in sea ice retreat regions contributes to differences in projected Arctic warming. **Nature Communications**, v. 9, n. 1, p. 5017, 27 nov. 2018.

CARMACK, E. C. et al. Freshwater and its role in the Arctic Marine System: Sources, disposition, storage, export, and physical and biogeochemical consequences in the Arctic and global oceans. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 121, n. 3, p. 675–717, 2016.

CHUTER, S. J. et al. Mass balance reassessment of glaciers draining into the Abbot and Getz Ice Shelves of West Antarctica. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 14, p. 7328–7337, 2017.

CMIP5 Data Search | CMIP5 | ESGF-CoG. Disponível em: <<https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip5/>>. Acesso em: 29 jun. 2020.

cmip6 Data Search | cmip6 | ESGF-CoG. Disponível em: <<https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6/>>. Acesso em: 29 jun. 2020.

COLLINS, M. et al. Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. **Climate Change 2013 - The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**, p. 1029–1136, 2013.

COMISO, J. C. et al. Positive Trend in the Antarctic Sea Ice Cover and Associated Changes in Surface Temperature. **Journal of Climate**, v. 30, n. 6, p. 2251–2267, 15 mar. 2017.

COOK, A. J. et al. A new Antarctic Peninsula glacier basin inventory and observed area changes since the 1940s. **Antarctic Science**, v. 26, n. 6, p. 614–624, dez. 2014.

CAPISTRANO, V. B. et al. Overview of climate change in the BESM-OA2.5 climate model. [s.l.] *Climate and Earth System Modeling*, 25 out. 2018. Disponível em: . Acesso em: 28 jun. 2020.

CLEM, K. R.; RENWICK, J. A.; MCGREGOR, J. Large-Scale Forcing of the Amundsen Sea Low and Its Influence on Sea Ice and West Antarctic Temperature. **Journal of Climate**, v. 30, n. 20, p. 8405–8424, 15 out. 2017.

DAVY, R.; OUTTEN, S. The Arctic surface climate in CMIP6: status and developments since CMIP5. [s.l.: s.n.].

DOMACK, E. et al. Stability of the Larsen B ice shelf on the Antarctic Peninsula during the Holocene epoch. **Nature**, v. 436, n. 7051, p. 681–685, ago. 2005.

DING, Y. et al. Modeling and analysis of bench-scale pyrolysis of lignocellulosic biomass based on merge thickness. **Bioresource Technology**, v. 268, p. 77–80, 1 nov. 2018.

DÄTWYLER, C. et al. Teleconnection stationarity, variability and trends of the Southern Annular Mode (SAM) during the last millennium. **Climate Dynamics**, v. 51, n. 5, p. 2321–2339, 1 set. 2018.

EYRING, V. et al. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. **Geoscientific Model Development**, v. 9, n. 5, p. 1937–1958, 26 maio 2016.

Fetterer, F., K. Knowles, W. N. Meier, M. Savoie, and A. K. Windnagel. 2017, updated daily. Sea Ice Index, Version 3. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. doi: <https://doi.org/10.7265/N5K072F8>. [Acessado em: 21 de maio de 2020]

FETTWEIS, X. et al. Estimating the Greenland ice sheet surface mass balance contribution to future sea level rise using the regional atmospheric climate model MAR. **The Cryosphere**, v. 7, n. 2, p. 469–489, 14 mar. 2013.

GAGNÉ, M.-È. et al. Aerosol-driven increase in Arctic sea ice over the middle of the twentieth century. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 14, p. 7338–7346, 2017.

GARDNER, A. S. et al. **Increased West Antarctic and unchanged East Antarctic ice discharge over the last 7 years.** Article. Disponível em: <<http://localhost/handle/1874/363683>>. Acesso em: 7 jul. 2020.

GENT, P. et al. The Community Climate System Model Version 4. **Journal of Climate**, v. 24, p. 4973–4991, 1 out. 2011.

GREENE, C. A.; GWYTHYR, D. E.; BLANKENSHIP, D. D. Antarctic Mapping Tools for Matlab. **Computers & Geosciences**, v. 104, p. 151–157, 1 jul. 2017.

GRIFFIES, S. M. et al. The GFDL CM3 Coupled Climate Model: Characteristics of the Ocean and Sea Ice Simulations. **Journal of Climate**, v. 24, n. 13, p. 3520–3544, 1 jul. 2011.

HALFAR, J. et al. Arctic sea-ice decline archived by multicentury annual-resolution record from crustose coralline algal proxy. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 110, n. 49, p. 19737–19741, 3 dez. 2013.

HAUMANN, F. A. et al. Sea-ice transport driving Southern Ocean salinity and its recent trends. **Nature**, v. 537, n. 7618, p. 89–92, set. 2016.

HAINÉ, T. W. N.; MARTIN, T. The Arctic-Subarctic sea ice system is entering a seasonal regime: Implications for future Arctic amplification. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, p. 4618, 4 jul. 2017.

HELD, I. et al. Structure and performance of GFDL's CM4.0 climate model. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 11, p. 3691–3727, 21 nov. 2019.

HENDERSON, G. R.; BARRETT, B. S.; M. LAFLEUR, D. Arctic sea ice and the Madden–Julian Oscillation (MJO). **Climate Dynamics**, v. 43, n. 7–8, p. 2185–2196, out. 2014.

HENDERSON-SELLERS, A.; WILSON, M. F. Surface albedo data for climatic modeling. **Reviews of Geophysics**, v. 21, n. 8, p. 1743–1778, 1983.

HOLLAND, P. R.; KWOK, R. Wind-driven trends in Antarctic sea-ice drift. **Nature Geoscience**, v. 5, n. 12, p. 872–875, dez. 2012.

HOLLAND, P. R. The seasonality of Antarctic sea ice trends. **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 12, p. 4230–4237, 2014.

FRICKER, H. A.; SCAMBOS, T. Connected subglacial lake activity on lower Mercer and Whillans Ice Streams, West Antarctica, 2003–2008. **Journal of Glaciology**, v. 55, n. 190, p. 303–315, ed 2009.

**IPCC reforça influência do homem no aquecimento global. Agência Envolverde**, 31 jan. 2014. Disponível em:

<<https://envolverde.cartacapital.com.br/ipcc-reforca-influencia-homem-aquecimento-global/>>.

Acesso em: 1 jul. 2020.

IRVING, D.; SIMMONDS, I. A New Method for Identifying the Pacific–South American Pattern and Its Influence on Regional Climate Variability. **Journal of Climate**, v. 29, n. 17, p. 6109–6125, 1 set. 2016.

IRVING, D. B.; WIJFFELS, S.; CHURCH, J. A. Anthropogenic Aerosols, Greenhouse Gases, and the Uptake, Transport, and Storage of Excess Heat in the Climate System. **Geophysical Research Letters**, v. 46, n. 9, p. 4894–4903, 2019.

JENKINS, A. et al. West Antarctic Ice Sheet retreat in the Amundsen Sea driven by decadal oceanic variability. **Nature Geoscience**, v. 11, n. 10, p. 733–738, out. 2018.

KASHIWASE, H. et al. Evidence for ice-ocean albedo feedback in the Arctic Ocean shifting to a seasonal ice zone. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, p. 8170, 15 ago. 2017.

KEPPLER, L.; LANDSCHÜTZER, P. Regional Wind Variability Modulates the Southern Ocean Carbon Sink. **Scientific Reports**, v. 9, n. 1, p. 7384, 14 maio 2019.

- KIM, B.-M. et al. Major cause of unprecedented Arctic warming in January 2016: Critical role of an Atlantic windstorm. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, p. 40051, 4 jan. 2017.
- LANDSCHÜTZER, P. et al. The reinvigoration of the Southern Ocean carbon sink. **Science**, v. 349, n. 6253, p. 1221–1224, 11 set. 2015.
- LIND, S.; INGVALDSEN, R. B.; FUREVIK, T. Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import. **Nature Climate Change**, v. 8, n. 7, p. 634–639, jul. 2018.
- LIPENKOV, V. YA. et al. Characterization of subglacial Lake Vostok as seen from physical and isotope properties of accreted ice. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 374, n. 2059, p. 20140303, 28 jan. 2016.
- LUDESCHER, J.; YUAN, N.; BUNDE, A. Detecting the statistical significance of the trends in the Antarctic sea ice extent: an indication for a turning point. **Climate Dynamics**, v. 53, n. 1, p. 237–244, 1 jul. 2019.
- MAURITSEN, T. et al. Developments in the MPI-M Earth System Model version 1.2 (MPI-ESM1.2) and Its Response to Increasing CO<sub>2</sub>. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, v. 11, n. 4, p. 998–1038, 2019.
- MATEAR, R. J. et al. Sources of heterogeneous variability and trends in Antarctic sea-ice. **Nature Communications**, v. 6, n. 1, p. 8656, 21 out. 2015.
- MEEHL, G. A. et al. Sustained ocean changes contributed to sudden Antarctic sea ice retreat in late 2016. **Nature Communications**, v. 10, n. 1, p. 14, 2 jan. 2019.
- MENEGHELLO, G. et al. Observations of Seasonal Upwelling and Downwelling in the Beaufort Sea Mediated by Sea Ice. **Journal of Physical Oceanography**, v. 48, n. 4, p. 795–805, 1 abr. 2018.
- MERKOURIADI, I. et al. Critical Role of Snow on Sea Ice Growth in the Atlantic Sector of the Arctic Ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 20, p. 10,479–10,485, 2017.
- MORRISON, A. L. et al. Isolating the Liquid Cloud Response to Recent Arctic Sea Ice Variability Using Spaceborne Lidar Observations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 123, n. 1, p. 473–490, 2018.

MOUGINOT, J.; RIGNOT, E.; SCHEUCHL, B. Sustained increase in ice discharge from the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, from 1973 to 2013. **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 5, p. 1576–1584, 2014.

MCLEOD, J. T.; MOTE, T. L. Linking interannual variability in extreme Greenland blocking episodes to the recent increase in summer melting across the Greenland ice sheet. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 3, p. 1484–1499, 2016.

NAJAFI, M. R.; ZWIERS, F. W.; GILLETT, N. P. Attribution of Arctic temperature change to greenhouse-gas and aerosol influences. **Nature Climate Change**, v. 5, n. 3, p. 246–249, mar. 2015.

NOAA Optimum Interpolation (OI) Sea Surface Temperature (SST) V2: NOAA Physical Sciences Laboratory. Disponível em: . Acesso em: 28 jun. 2020.

NOTZ, D.; STROEVE, J. Observed Arctic sea-ice loss directly follows anthropogenic CO<sub>2</sub> emission. **Science**, v. 354, n. 6313, p. 747–750, 11 nov. 2016.

NOTZ, D.; MAROTZKE, J. Observations reveal external driver for Arctic sea-ice retreat. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 8, 2012.

ONARHEIM, I. H. et al. Seasonal and Regional Manifestation of Arctic Sea Ice Loss. **Journal of Climate**, v. 31, n. 12, p. 4917–4932, 15 jun. 2018.

ONARHEIM, I. H.; ÅRTHUN, M. Toward an ice-free Barents Sea. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 16, p. 8387–8395, 2017.

O'NEILL, B. C. et al. The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. **Geoscientific Model Development**, v. 9, n. 9, p. 3461–3482, 28 set. 2016.

OVERLAND, J. et al. The urgency of Arctic change. **Polar Science**, ISAR-5/ Fifth International Symposium on Arctic Research. v. 21, p. 6–13, 1 set. 2019.

Overland, J.E., 2018: Sea ice Index. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center.

Overland, J.E. et al., 2018: Surface air temperature. [in Arctic Report Card 2018] [Available at: <https://arctic.noaa.gov/Report-Card/>]

PARKINSON, C. L. A 40-y record reveals gradual Antarctic sea ice increases followed by decreases at rates far exceeding the rates seen in the Arctic. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 116, n. 29, p. 14414, 16 jul. 2019.

PAOLO, F. S. et al. Response of Pacific-sector Antarctic ice shelves to the El Niño/Southern Oscillation. **Nature Geoscience**, v. 11, n. 2, p. 121–126, fev. 2018.

PATTYN, F. Antarctic subglacial conditions inferred from a hybrid ice sheet/ice stream model. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 295, n. 3, p. 451–461, 1 jul. 2010.

POPE, J. O. et al. The impacts of El Niño on the observed sea ice budget of West Antarctica. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 12, p. 6200–6208, 2017.

RIAHI, K. et al. The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. **Global Environmental Change**, v. 42, p. 153–168, 1 jan. 2017.

ROACH, L. A. et al. Antarctic Sea Ice Area in CMIP6. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 9, p. e2019GL086729, 2020.

SANTOS, J: Introdução ao Climate Data Operators. p. 53, 2014.

SANTOS, J: INTRODUÇÃO AO GRID ANALYSIS AND DISPLAY SYSTEM (GrADS), 2014.

**Sea Surface Temperature.** Disponível em: <https://arctic.noaa.gov/Report-Card/Report-Card-2017/ArtMID/7798/ArticleID/698/Sea-Surface-Temperature>>. Acesso em: 7 jul. 2020.

SCREEN, J. A.; SIMMONDS, I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. **Nature**, v. 464, n. 7293, p. 1334–1337, abr. 2010.

SERREZE, M. C.; BARRETT, A. P.; STROEVE, J. Recent changes in tropospheric water vapor over the Arctic as assessed from radiosondes and atmospheric reanalyses. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 117, n. D10, 2012.

SHU, Q. et al. Assessment of Sea Ice Extent in CMIP6 With Comparison to Observations and CMIP5. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 9, p. e2020GL087965, 2020.

SHU, Q.; SONG, Z.; QIAO, F. Assessment of sea ice simulations in the CMIP5 models. **The Cryosphere**, v. 9, n. 1, p. 399–409, 20 fev. 2015.

- SMITH, K. L.; POLVANI, L. M. Spatial patterns of recent Antarctic surface temperature trends and the importance of natural variability: lessons from multiple reconstructions and the CMIP5 models. **Climate Dynamics**, v. 48, n. 7–8, p. 2653–2670, abr. 2017.
- SPREEN, G.; KWOK, R.; MENEMENLIS, D. Trends in Arctic sea ice drift and role of wind forcing: 1992–2009. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 19, 2011.
- STAMMERJOHN, S. et al. Regions of rapid sea ice change: An inter-hemispheric seasonal comparison. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 6, 2012.
- STENNI, B. et al. Antarctic climate variability on regional and continental scales over the last 2000 years. **Climate of the Past**, 2017.
- STOUFFER, R. J. et al. CMIP5 Scientific Gaps and Recommendations for CMIP6. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 1, p. 95–105, 1 jan. 2017.
- Sturm, M. and R.A. Massom, 2016: Snow in the sea ice system: friend or foe? In: Sea Ice [Thomas, D.N. (ed.)], Wiley-Blackwell, 652, 2017.
- STROEVE, J.; NOTZ, D. Changing state of Arctic sea ice across all seasons. **Environmental Research Letters**, v. 13, n. 10, p. 103001, set. 2018.
- STROEVE, J. C.; NOTZ, D. Insights on past and future sea-ice evolution from combining observations and models. **Global and Planetary Change**, v. 135, 1 out. 2015.
- SWART, S.; THOMALLA, S. J.; MONTEIRO, P. M. S. The seasonal cycle of mixed layer dynamics and phytoplankton biomass in the Sub-Antarctic Zone: A high-resolution glider experiment. **Journal of Marine Systems**, The variability of primary production in the ocean: From the synoptic to the global scale. The 45th International Liege Colloquium on Ocean Dynamics, Liege, Belgium, May 13-17, 2013. v. 147, p. 103–115, 1 jul. 2015.
- SWART, N. C. et al. Influence of internal variability on Arctic sea-ice trends. **Nature Climate Change**, v. 5, n. 2, p. 86–89, fev. 2015.
- TANDON, N. F. et al. Reassessing Sea Ice Drift and Its Relationship to Long-Term Arctic Sea Ice Loss in Coupled Climate Models. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 123, n. 6, p. 4338–4359, 2018.

- TAYLOR, K. E.; STOUFFER, R. J.; MEEHL, G. A. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 93, n. 4, p. 485–498, 1 abr. 2012.
- TEDESCO, M. et al. Evidence and analysis of 2012 Greenland records from spaceborne observations, a regional climate model and reanalysis data. v. 7, n. 2, p. 615–630, 2013.
- TRUSEL, L. D. et al. Nonlinear rise in Greenland runoff in response to post-industrial Arctic warming. **Nature**, v. 564, n. 7734, p. 104–108, dez. 2018.
- TURNER, J. et al. Antarctic sea ice increase consistent with intrinsic variability of the Amundsen Sea Low. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 7–8, p. 2391–2402, abr. 2016.
- VEIGA, S. F. et al. The Brazilian Earth System Model ocean–atmosphere (BESM-OA) version 2.5: evaluation of its CMIP5 historical simulation. **Geoscientific Model Development**, v. 12, n. 4, p. 1613–1642, 24 abr. 2019.
- VIHMA, T.; TISLER, P.; UOTILA, P. Atmospheric forcing on the drift of Arctic sea ice in 1989–2009. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 2, 2012.
- VIHMA, T. Effects of Arctic Sea Ice Decline on Weather and Climate: A Review. *Surveys in Geophysics*, v. 35, n. 5, p. 1175–1214, 1 set. 2014.
- WALSH, J. E. et al. A database for depicting Arctic sea ice variations back to 1850. **Geographical Review**, v. 107, n. 1, p. 89–107, 1 jan. 2017.
- ZAMANI, B. et al. Fram Strait sea ice export affected by thinning: comparing high-resolution simulations and observations. **Climate Dynamics**, v. 53, n. 5, p. 3257–3270, 1 set. 2019.