



Estudo da variação gelo marinho nas regiões polares utilizando dados observacionais e dados do Modelo Brasileiro de Sistema Terrestre

**RELATÓRIO FINAL DE PROJETO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA
(PIBIC/INPE/CNPq)**

Letícia Stachelski (Universidade Federal de Santa Maria, Bolsista
PIBIC/CNPq)

E-mail: leticia-stachelski@hotmail.com

Ronald Buss de Souza (CRS - INPE, Orientador)

E-mail: ronald.buss@inpe.br

Fernanda Casagrande (CRS – INPE, Coorientadora)

E-mail: fernanda.casagrande@inpe.br

Santa Maria, Rio Grande do Sul, 2019



SUMÁRIO

1 Introdução.....	4
2 Objetivos do Trabalho.....	5
3 Fundamentação Teórica.....	5
3.1 Criosfera.....	5
3.2 Gelo Marinho e sua importância.....	7
3.2.1 Antártica.....	10
3.2.2 Ártico.....	12
3.3 Sensoriamento remoto e modelagem.....	14
4 Materiais e Métodos utilizados.....	16
4.1 Modelo Brasileiro de Sistema Terrestre – BESM.....	16
4.2 Dados observacionais – Satélite.....	17
4.3 Métodos utilizados	18
5 Análises e Resultados.....	19
5.1 Extensão de gelo marinho.....	19
5.2 Concentração de gelo marinho.....	23
5.3 Projeções futuras BESM / RCP4.5 E RCP8.5.....	26
6 Conclusões.....	29
Referências Bibliográficas.....	30



LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Esquema sobre a Criosfera.....	6
Figura 2 - Esquema de principais simulações realizadas pelo BESM-OA2.5 usando condições de forçamento diferentes.....	18
Figura 3 - Ilustração da área coberta por cada pixel por instrumentos sobrepostos a uma imagem de satélite.....	20
Figura 4 - Ciclo sazonal de extensão de gelo marinho ($\times 10^6$ km ²). De 1981 a 2018.....	22
Figura 5 - BESM e os Dados Observacionais dos meses de máxima e mínima extensão de gelo marinho ($\times 10^6$ km ²), 1981 a 2018.....	24
Figura 6 - Concentração Média de Gelo Marinho de 1981 a 2018 na Antártica.....	26
Figura 7 - Concentração Média de Gelo Marinho de 1981 a 2018 no Ártico.....	26/28

Resumo em Português

O gelo marinho desempenha um importante papel no sistema climático, atuando tanto como indicador como amplificador de mudanças climáticas. No Ártico, o gelo marinho tem diminuído drasticamente, enquanto que, na Antártica apresenta tendência de aumento.

A utilização de modelos numéricos acoplados possibilita um maior entendimento sobre a variação das componentes que influenciam diretamente as mudanças climáticas regionais e globais, como a cobertura de gelo marinho em ambos hemisférios. Nesse trabalho, comparamos os dados do modelo acoplado BESM-OA com os dados de satélite para avaliar a habilidade do modelo em representar mudanças na extensão e cobertura de gelo marinho Ártico e Antártico.

1 Introdução

Os últimos relatórios do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC), apontam que as maiores mudanças climáticas ocorrem em altas latitudes. Nas últimas décadas as mudanças observadas nas regiões polares foram marcadamente diferentes. O forçamento pela radiação, e gases de efeito estufa em ambas regiões tem os mesmos valores, então para Turner et al.(2009), esse contraste entre as mudanças que ocorrem devem ser consequências das diferenças de topografia, da distribuição de terra e mar ao redor do gelo, diferença de ozônio estratosférico. Portanto, as mudanças que ocorrem no gelo marinho são complexas e interessantes para vários temas científicos, entre eles, os comportamentos que modulam o gelo marinho ao longo de períodos através da modelagem numérica, e sua aproximação na variabilidade interna na interação oceano-atmosfera.

Neste trabalho serão apresentadas as atividades desenvolvidas no período de setembro de 2018 até julho de 2019. Neste período, atividades teóricas e práticas relacionadas ao tema foram desenvolvidas. Como atividades práticas, foram processados e analisados os dados do Modelo Brasileiro de Sistema Terrestre (BESM), e dados observacionais de satélite da National Aeronautics and Space Administration (NASA).

No capítulo 3 será apresentada a revisão bibliográfica realizado pela bolsista, buscando complementar o conhecimento científico da acadêmica sobre Criosfera, gelo marinho na



Antártica e no Ártico, sensoriamento remoto e sobre modelos numéricos. Logo após, no capítulo 4, serão apresentadas as instrumentações e metodologias utilizadas, no capítulo 5 serão discutidos e analisados os resultados e, por fim, no capítulo 6, apresentamos as conclusões deste relatório.

2 Objetivos do Trabalho

- Compreender através de revisão bibliográfica, o impacto das Mudanças climáticas no Ártico e Antártica bem como fazer uma revisão bibliográfica sobre os principais processos acoplados oceano-atmosfera-gelo marinho.
 - Analisar os dados de GM (extensão e padrão espacial) do Modelo Brasileiro de Sistema Terrestre (BESM) nas regiões do Ártico e Antártica para simulações de tempo presente de cenários futuros com variação da forçante radiativa.
 - Analisar o processo de Amplificação Polar utilizando os dados de Temperatura do ar do modelo BESM nas regiões do Ártico e Antártica para simulações de tempo presente de cenários futuros com variação da forçante radiativa.

3 Fundamentação Teórica

3.1 Criosfera

A criosfera é um importante componente do sistema terrestre que inclui os elementos que contem água no estado sólido: gelo marinho, neve, rios e lagos congelados, calotas polares, e solo congelado. Especialmente, o gelo marinho é o segundo componente mais extenso da criosfera (Turner et al, 2009).

O tempo que cada componente tem de duração na criosfera é diferente, por exemplo, os rios e lagos congelados não se conservam no período do verão, enquanto os solos congelados podem persistir por várias décadas (Figura 1). O gelo marinho avança e recua conforme as estações do ano, especialmente no Ártico, no entanto, existe uma parcela de gelo que persiste mesmo depois da estação de verão, chamada de gelo perene (IPCC, 2013)

A criosfera é considerada um “termômetro natural” do planeta, os elementos que a compõem tem mecanismos de interações complexas.

A mudança em processos duradouros como as geleiras, são resultado de diversos processos interligados e complexos, entre eles os processos de retroalimentação (feedbacks).

O impacto desses feedbacks ainda é tema de debate pela comunidade científica tanto em sua escala temporal como espacial, no entanto sabe-se que podem afetar os sistemas físicos e biológicos (IPCC, 2013).

As mudanças na criosfera são usadas como emblema sobre os impactos das mudanças climáticas. Nesse contexto, é importante que entendamos as mudanças climáticas atuais dentro do conhecimento de mudanças passadas e suas variabilidades naturais. No caso do gelo marinho, análises de extensão e concentração podem auxiliar no melhor entendimento sobre mudanças na circulação atmosférica e oceânica, bem como produtividade biológica.

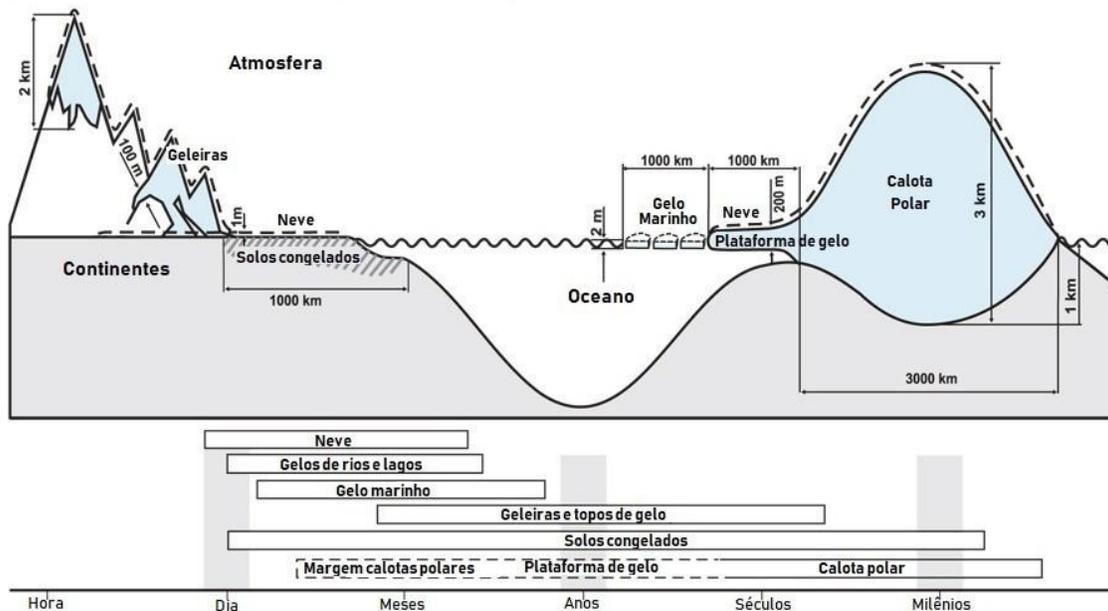


Figura 1: Componentes da criosfera, na escala temporal. Fonte: adaptada de IPCC, 2007.

Os principais papéis climáticos da neve e do gelo estão relacionados sua alta refletividade, baixa condutividade térmica e efeito de inércia termométrico (Kukla 1981; Miyakoda 1982).

Assim, a sua espessura, albedo e extensão são de primordial importância para a pesquisa climática.

A razão entre a radiação solar incidente e a refletida é denominada albedo, em estudos climatológicos os valores de albedo são de grande importância. Quando o valor de albedo é um, significa que a radiação incidente é igual a refletida, de modo que nenhuma radiação é absorvida, ou seja, toda ela é refletida. Valores de albedo para neve recém-formada é de 0,80 a 0,90. Para neve mais antiga e descongelada, 0,60 (Robock, 1980). Mas existem limitações na medição do albedo do gelo, as nuvens, pois nas estações da primavera e outono, elas diminuem a radiação recebida em altas latitudes.

3.2 Gelo Marinho e sua importância

O gelo marinho é formado pelo congelamento da água do mar na superfície do oceano. Os componentes do gelo marinho são inclusões de ar, salmoura, sal sólido e contaminantes (Zwally et al., 2002). A água doce congela a 0°C , e sua densidade máxima é a 4°C , quando a temperatura do ar está muito fria a água a 4°C , será mais densa, portanto, afundará, e a água que está a 0°C , flutuará. Desta maneira o gelo se forma de cima para baixo. A formação do gelo marinho é um processo lento, requer o resfriamento da coluna d'água a temperaturas próximas de ao ponto de congelamento de $-1,8^{\circ}\text{C}$ perto de 100 a 150 metros de profundidade. O gelo é pouco denso, e na sua formação ele expulsa o sal, ficando mais leve ainda, fazendo com ele flutua sob o oceano (Bruno, C, E, M et al, 2014).

Há aumento na área do gelo marinho ao longo dos meses de inverno, esta superfície branca reflete mais radiação solar para a atmosfera do que a superfície do oceano, por conta do albedo. Então nos meses de verão, com o derretimento do gelo marinho e por consequência a diminuição de albedo, a superfície do oceano absorve mais radiação solar, e a água aquecida fornece mais energia para o derretimento do gelo marinho flutuante, e com isso, troca de fases como vapor d'água e CO_2 entre o oceano e a atmosfera. Este é o ciclo de feedback positivo do gelo marinho.

O gelo marinho tem se formação e maior extensão na Antártica e no Ártico no inverno, e ele diminui ao longo do verão de cada hemisfério, mas não desaparece completamente. Este gelo

que flutua é um controlador de correntes oceânicas, o clima global e regional. O gelo marinho é importante pois sua formação obstrui trocas de oceano e atmosfera além de fornecer um ambiente essencial para uma variedade singular de vida biológica (Zwally et al., 2002).

As informações sobre o gelo marinho podem ser provenientes a partir de coletas de dados *in situ*, medições por aeronaves ou satélites e, modelos numéricos. Cada método possui suas vantagens e desvantagens, a coleta de dados *in situ*, por exemplo, apesar de possuir alta resolução espacial demanda um alto custo de investimento devido especialmente ao afastamento geográfico das regiões polares. Os sensores a bordo de satélites possuem a vantagem da ampla cobertura espacial, sendo assim essenciais tanto para análises dos campos de gelo como validação de modelos numéricos, sua resolução temporal, porém, pode ser uma limitação dependendo do tipo de análise. A modelagem numérica, que exige um alto custo computacional constitui-se de uma poderosa ferramenta para análise do passado e cenários futuros.

Os últimos relatórios do IPCC, indicam que as maiores mudanças climáticas ocorrerão nas altas latitudes, pois observando os últimos anos, as regiões polares foram as que mais sofreram mudanças. Esse fenômeno é conhecido como Amplificação Polar das mudanças climáticas.

O forçamento pela radiação de ondas curtas é muito semelhante nas duas regiões e as concentrações de gases do efeito estufa são essencialmente os mesmos nas duas regiões. Presume-se que os influenciadores contrastantes das mudanças sejam relacionados a topografia e diferenças nas distribuições de terra e mar, que resultam em circulações atmosféricas e oceânicas, diferentes em ambos, juntamente com a concentração de ozônio estratosférico (Turner, J & J, Overland, 2007).

Segundo relatório do IPCC (2013), houve uma tendência de queda de 3,8% por década na extensão média anual do gelo marinho no Ártico, a espessura diminuiu 1,8 metros entre 1978 e 2008, juntamente com o volume total do gelo marinho durante ao longo de todos os períodos do ano. Durante esse mesmo período, o gelo marinho na Antártica teve um aumento de 1,5%, as medições de espessura são poucas para concluir definitivamente que o volume total está aumentando.



A pesquisa nos últimos anos, tem comprovado que existe um acoplamento entre o oceano, atmosfera e a criosfera com as regiões polares. Mudanças na circulação da atmosfera resultam em mudanças na extensão de gelo marinho, que afetam a salinidade do oceano. Considera-se que as anomalias no oceano são por longos períodos e que as anomalias atmosféricas são por curtos períodos de tempo. (Turner, J & J, Overland, 2007). Nos últimos anos ocorreram mudanças de larga escala na variabilidade climática, segundo (Stammerjohn, Martinson, Smith, Yuan et al. 2008), as principais mudanças na circulação atmosférica dos extratropicais consistem em oscilação de massa atmosférica, variando a pressão entre altas latitudes e médias latitudes (Thompson & Wallace 2000). A sazonalidade descreve coletivamente o tempo anual de avanço e recuo da extensão do gelo marinho e sua duração.

O estudo de Turner et al (2009), sugere que a atual tendência crescente na extensão do gelo marinho do Antártico está ligada ao esgotamento do ozônio estratosférico na primavera, e que reduções significativas no gelo marinho provavelmente ocorrerão no futuro, conforme os níveis de ozônio se recuperarem e o impacto do aumento do efeito estufa. torna-se mais pronunciada.

Os efeitos do aumento da concentração atmosférica de CO₂ no sistema climático foram estudados nos últimos 120 anos (IPCC,2013). O aumento da concentração de CO₂, gás do efeito estufa, na atmosfera altera o fluxo de radiação no topo da atmosfera, fazendo com que a radiação que seria de saída, fique presa. O aprisionamento da radiação do infravermelho tem como consequência um aumento na temperatura dos níveis mais baixos da troposfera.

No estudo de Cavalieri et al.(2003), o qual utilizou dados de satélites, foi constatado que a extensão do gelo marinho tem diminuído no Mar Ártico entre mais ou menos, 0,30 e 0,03 x10⁶ km² de 1972 a 2002, indicando a aceleração de 20% no decréscimo de extensão de gelo marinho, enquanto na Antártica a extensão de gelo diminuiu de 0,35 x10⁶ km². Observa-se na Antártica uma anomalia positiva na extensão de gelo marinho que se iniciou em 1960, indentificada pela análise de dados de satélite.

3.2.1 Antártica

Sem fronteiras terrestres, a Antártica tem em sua extensão de gelo marinho uma alta variabilidade anual. Perto da costa, a deriva do gelo marinho se dá de oeste para leste, e mais ao norte, a deriva é de oeste para leste e com alta divergência. Encontram-se padrões distintos no Mar de Weddel e no Mar de Ross no sentido horário que se transportam o gelo para o norte, enquanto que na que a circulação é mais variável em torno da Antártica Oriental. A extensão norte de gelo marinho tem deriva divergente que é favorável nos meses de inverno para a formação de *Polynyas*. Esses locais com produção de gelo resultam em um oceano ao redor da Antártica mais salgado do que no restante dos oceanos do globo. No entanto, existem diferenças regionais nas tendências, com decréscimos observados nos mares de Bellingshausen e Amundsen, mas um maior aumento na extensão do gelo do mar no Mar de Ross, que domina a tendência geral (IPCC, 2013)

A Antártica segundo o IPCC (2013), teve um aumento de 1,5% em sua extensão de gelo até 2012. Esse aumento é significativo, pois os indicadores de clima são incertos, pois a extensão de gelo marinho varia significativamente de ano para ano, e em diferentes regiões da costa continental. No relatório também, se supõe que estas tendências contrastantes na extensão têm como influência a velocidade do vento e seus diferentes padrões regionais.

A Antártica tem uma a maior sazonalidade (Figura 4c), sua máxima sazonalidade é bem definida, em setembro e sua mínima é em fevereiro. Há uma fração de gelo marinho que não recua no tempo de mínima extensão, se encontra no Mar de Weddel, se localiza entre a Península Antártica e a Terra de Coa, e em outras regiões ao redor da costa. O gelo marinho Antártico é em média, mais fino, mais quente, mais salino e móvel que o gelo do Ártico (Wadhams e Comiso, 1992). A variabilidade total nos 37 anos observados neste relatório não mudou muito na Antártica, entre 1981 e 2014 a extensão máxima de gelo marinho teve um aumento, com valores relativamente altos.

A Antártica é normalmente separada por setores em estudos sobre sua variabilidade climática, pois regiões da mesma, respondem de formas diferentes. Segundo o IPCC (2013), no nordeste e oeste da Antártida Península e região do mar Bellingshausen do sul, mais tarde avanço do gelo de mais ou menos 61 a 15 dias, recuo anterior de menos 39 a mais ou menos 13 dias e duração mais curta de mais de 100 a mais ou menos 31 dias, uma tendência de

menos 3,1 a mais ou menos 1,0 dias, no período de 1979 / 1980-2010 / 2011 (Stammerjohn et al., 2012). No oeste do Mar de Ross, o aumento substancial da época de gelo de 79 a mais ou menos 12 dias devido ao avanço de mais de 2 a mais ou menos 8 dias e depois recuar de menos de 37 a mais ou menos 8 dias.

Tendências relatadas por Parkinson e Cavalieri (2012) usando dados de 1978 a 2010 são ligeiramente diferentes, em parte porque cobrir um período de tempo diferente. As globais tendências interanuais para vários setores em torno da Antártida, mostram grande variabilidade regional. Mudanças na deriva do gelo e padrões de vento como reportados por Holland e Kwok (2012) podem estar relacionados para este fenômeno (IPCC, 2013).

No Mar de Ross, ao investigar a relação de espessura e extensão de gelo marinho, DeLiberty et al. (2011), descobriram que o volume máximo de gelo marinho foi atingido mais tarde do que a extensão máxima, o gelo é direcionado para a borda norte e derrete o interior tem gelo fornecido pelas altas latitudes e continua a crescer pelas deformações e crescimentos pelos processos termodinâmicos.

Em torno da Antártida Oriental, compreende geralmente entre 5% no inverno e 35% no verão da total área de gelo marinho (Fraser et al., 2012) e uma fração maior de volume de gelo (Giles et al., 2008a). A variabilidade na distribuição e extensão do gelo terrestre é sensível a processos de formação de gelo e processos como ondas e ondas oceânicas, e fortes eventos de vento que causam a quebra do gelo. Com o uso de uma série temporal de alta resolução de extensão do gelo marinho usando o Moderate Resolution Imaging moderado sem nuvens Imagens compostas de espectrômetro (MODIS), Fraser et al. (2012), ao longo da costa leste da Antártica observou-se um aumento estatístico significativo de 1,43 a 0,30% por ano, entre março de 200 a dezembro de 2008. Existindo uma força de aumento no Oceano Índico e de diminuição não significativa em 90° e 160°L. Os índices mais positivos estão associados fluviais mais fortes e temperaturas mais baixas em grande parte Antártica [Thompson e Solomon, 2002].

Segundo o relatório do IPCC(2013), mudanças em muitas características do gelo marinho são desconhecidas. Um pequeno aumento não significativo na extensão média anual do gelo marinho, entre 1,2% a 1,8% entre os anos de 1979 a 2012. Valores entre 0,13 e 020 milhões

de quilômetros quadrados. Havendo um aumento na área relacionado a concentração de gelo, havendo fortes diferenças regionais.

3.2.2 Ártico

Uma grande parte da cobertura do gelo marinho do Ártico, fica acima de 60°N, e é cercado por terra até o sul com aberturas nos arquipélagos de Bering, Barents e Groelândia. O gelo na Bacia do Ártico cresce por congelamento da água e deformação. Flutuando dentro da Bacia impulsionado pelo vento e pelas correntes oceânicas. O padrão médio de deriva acontece por um padrão de circulação no sentido horário do Ártico Ocidental e a corrente de deriva transpolar que transporta gelo marinho siberiano através do Ártico e exporta pela Bacia através do Estreito de Fram. O gelo marinho é bastante espesso, é um gelo perene, embora a área de cobertura do gelo do Ártico possa flutuar de ano para ano por causa da produção sazonal variável, a proporção de espessura de gelo perene, e o volume total de gelo do mar, pode recuperar apenas lentamente. (IPCC,2013).

Na Figura 4d, deste relatório, o gelo marinho atinge seu valor de máxima extensão de gelo marinho em março, enquanto a mínima é no mês de setembro, final do verão do hemisfério. O movimento do gelo influencia na distribuição da espessura do gelo marinho, através da deformação e criação de áreas abertas com água, advecção de gelo de uma área para outra, transporte de gelo de mares polares para as latitudes mais baixas onde o gelo derrete (IPCC,2013).

Para medir a deriva do gelo marinho, usa-se Bóias (Rampal et al., 2009), que encontraram velocidade média de deriva entre 1978 e 2007 por década no verão de 8,5 a mais ou menos 2,0%, e de 17 a mais ou menos 4,5% no inverno. A movimentação do gelo medida por satélite (Spreen et al., 2011), a velocidade de deriva do inverno aumentou 10,6% a mais ou menos 0,9% por década, porém regionalmente variou entre -4% e 16% por década. Ambos, (Rampal et al., 2009) e (Spreen et al., 2011), sugerem que a tendência positiva na velocidade de deriva é devido a uma cobertura de gelo mais fraca e mais fina, onde apenas 10% da área do gelo do Oceano ártico é exportado anualmente, pois nas reanálises atmosféricas os ventos não são fortes, desconsiderando assim sua ação.



A extensão do gelo marinho no Ártico tem uma amplitude menor (Figura 4). No estudo de Stammerjohn et al, de 2012, o avanço do gelo marinho entre 1971 e 2011 ocorreu de 41 a mais ou menos 6 dias depois, o recuo ocorreu de 49 a mais ou menos 16 dias antes. Entende-se que o alongamento além do período de 3 meses da estação livre de gelo no verão coloca na perspectiva de sazonalidade, evidenciando os impactos no ecossistema marinho.

Para, Maslanik et al.(1996), as anomalias extremas que ocorrem em sucessivos anos, estão relacionados a grande variabilidade interanual nos ciclos Árticos. Mar Ártico Regional variações de gelo resultam de mudanças na circulação atmosférica e, em particular, da ENSO e da Oscilação do Atlântico Norte (NAO) eventos [Deser et al., 2000; Maslanik et al., 1996; Mysak et al., 1996; Parkinson, 2000].

O Oscilação Ártica explica mais da metade das tendências de temperatura do ar na superfície em grande parte do Ártico [Rigor et al., 2000]. Padrões do Ártico mudanças e tendências da temperatura do ar na superfície [Rigor et al. 2000] são consistentes com as mudanças regionais na extensão do gelo [Deser et al., 2000]. Um modo dominante de variabilidade do Ártico é a Oscilação Ártica, e sua forte fase positiva durante os anos 90 pode ser responsável por grande parte diminuição na extensão do gelo do Ártico. O AO explica mais da metade das tendências de temperatura do ar na superfície em grande parte do Ártico [Rigor et al., 2000].

No estudo de Hudson(2011), estima-se que a redução no gelo marinho do Ártico contribua com aproximadamente $0,1 \text{ Wm}^{-2}$ no forçante radioativo global, e que futuramente o oceano Ártico no verão sem a cobertura de gelo marinho resultará em uma força de cerca de $0,3 \text{ Wm}^{-2}$. A extensão média do gelo marinho está diminuindo muito em todas as estações (Figura 5b). No relatório do IPCC de 2013, é apresentado as mudanças em componentes do gelo marinho, como a cobertura do gelo, que diminuiu de 3,5% a 4,1% por década, com grandes mudanças ocorrendo nos meses de verão, durante o período de 1979 a 2012. Também na extensão mínima de gelo marinho diminuiu entre 9,4% a 13,6% por década, juntamente com o gelo multi-ano, que houve um decaimento de entre 11% a 16% por década. O relatório afirma também, que a área de gelo marinho teve uma diminuição maior do que a de extensão, pois a concentração de gelo marinho, teve uma diminuição também. O volume de gelo marinho, em 1980 era de 3,64 m, em 2008 diminuiu para média de 1,8[entre 1,3 e 2,3]m.



A análise combinada dos componentes no relatório indica um afinamento do gelo marinho, e com maior sazonalidade, levando a vários anos para sua recuperação. As diminuições de espessura e concentração reduzem a resistência do gelo a velocidade e a força de deriva do vento (Rampal et al., 2009); Spreen et al., 2011)

3.3 Sensoriamento remoto e modelagem

Sensoriamento remoto é a ciência e a arte de obter informação sobre um objeto que se é alvo de estudo, área ou fenômeno através da análise de dados adquiridos por um dispositivo que contém um sensor que não está em contato direto com o objeto, área ou fenômeno sob investigação (Lillesand e Kiefer, 1994).

Os dados coletados remotamente podem ser das formas na variação de distribuição de forças, ondas mecânicas ou de ondas eletromagnéticas. A radiação eletromagnética (REM) é o elemento de ligação entre a *fonte* do REM (sol), *sensor* (satélite), que registra a REM, e o *alvo* (elemento observado). Compreende-se então, que a REM é comprimentos de onda que representam a distância entre pontos de igual intensidade de campo elétrico e magnético. O REM é o espectro eletromagnético, que correspondem a elementos que emitem uma cor, e as faixas do espectro usadas na coleta de dados de satélite do gelo marinho são a faixa do visível e microondas (Novo, E; Ponzoni, F; 2001).

Os satélites através dos sensores permitem estimativas de mudanças regionais e temporais no volume e massa das camadas de gelo, possuindo dados observacionais que compõe uma série temporal longa, que permitem avaliar precisamente as tendências e anomalias, assim como detectar eventos atípicos no gelo marinho, como os eventos de 2007 e 2012 observados neste relatório. O sensoriamento remoto permite o mapeamento sistemático do gelo marinho em um formato homogêneo nos mares e regiões polares nos dois hemisférios.

O gelo marinho tem uma sensibilidade as mudanças climáticas de forma complexa e difícil de determinar segundo Fitzharris (1996), com experimentos de concentração de gelo marinho e dados in situ indica que o gelo marinho está diminuindo, pois, as alterações climáticas tem influência da elevação nos índices de CO₂ na atmosfera. Dados empíricos de satélite indicam que a extensão de gelo marinho no hemisfério sul, os dados apontam grandes diferenças

regionais, mas no total, há um aumento significativo na extensão de gelo marinho entre 1981 e 2015. No hemisfério norte, o gelo marinho está diminuindo (Bjorgo et al., 1997; Cavalieri et al., 1997; Parkinson et al., 1999), essa mudança foi ligada as mudanças climáticas ligadas por fatores antropogênicos (Vinnikov et al., 1999).

A escala de variabilidade do gelo marinho que vai de dias a décadas, para Notz (2012), essa variabilidade é mais curta em relação a escala de tempo do aquecimento global por forçante antropogênica, tornando desafiador avaliar a qualidade das simulações de gelo marinho de modelos climáticos. Em modelos acoplados, a diferença das saídas com o observado, se dá pela habilidade do modelo em representar a atmosfera e do ambiente oceânico, resultando na influência no gelo marinho.

Uma característica difundida de simulações climáticas globais com foco do efeito estufa, como por exemplo o CO₂, forçar essa variável é amplificar o aquecimento nas regiões polares, especialmente na superfície e no inverno (Chapman, W; Walsh, J; 1993). Os modelos de gelo marinho são formulados através de processos dinâmicos e termodinâmicos. O movimento da cobertura de gelo, deformação e redistribuição de espessura são os processos dinâmicos, os processos termodinâmicos são os que controlam o derretimento, congelamento e a dissolução do gelo, que ocorrem por condução térmica, convecção de salmoura e absorção de radiação solar, por exemplo. Esses processos são representados em modelos com parametrizações, que são equações matemáticas que interpretam o mundo real. Com a evolução da física, matemática e química, é possível acoplar esses processos interligados e reconstruir padrões de gelo marinho e prever futuras mudanças.

O modelo de gelo marinho é representado a uma determinada área por células, equivalente a dados observacionais, que utilizam a área de um *pixel*. A célula possui uma área que consiste em quilômetros por quadrado. Este conjunto de células se atribui um domínio, quanto mais células neste domínio, maior a resolução espacial do modelo. Atribuindo ao modelo um número grande de células na grade aumenta-se a habilidade do modelo em descrever as junções do gelo marinho em escalas menores. Com base nas equações do modelo e suas condições de contorno, as propriedades da grade de células se altera ao longo do tempo que o modelo é executado. Os resultados que são obtidos após o modelo ser executado é um

conjunto de variáveis relevantes, como espessura, extensão, concentração, área e volume. (Studying:Modelling | National Snow and Ice Data Center[s.d.]

Em um processo termodinâmico representado no modelo, a temperatura da superfície do gelo influencia diretamente a evolução do estado atmosférico, esse acoplamento entre temperatura da superfície e atmosfera é crucial, assim como a liberação de sal para o oceano é um conjunto necessário para o processo termodinâmico do modelo (Notz, 2012). Já no processo dinâmico descrito por Notz (2012), o gelo mais espesso do Ártico não são encontrados nas regiões com a menor temperatura na média anual, e sim nas regiões de convergência do gelo marinho que são ao longo da costa norte do Canadá e da Groelândia.

Os feedbacks são as respostas do modelo aos componentes dos processos físicos relacionados as saídas do modelo, em (Veiga et al., 2019), vê-se que o feedback do albedo juntamente com o feedback da temperatura são os mais importantes em regiões polares e as diminuições de gelo marinho para o modelo.

4 Materiais e Métodos

4.1 Modelo Brasileiro de Sistema Terrestre

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. 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). O modelo acoplado BESM foi descrito previamente para simulações deceniais em Nobre et al. (2013) e recentemente em sua última versão em Veiga et al. (2019).

Os experimentos numéricos do BESM utilizados neste relatório:

1. Decenal – BESM-OAV3.1: Utiliza o CO₂ Mauna Loa conforme Protocolo estabelecido (Taylor et al. 2012). Os membros dos conjuntos de dados foram integrados por 10 anos a cada Condição Inicial (CI), do dia 1 até o dia 10, para os anos: 1960, 1965, 1970, 1975, 1980, 1985, 1990, 1995, 1990, 1995, 2000 e 2005. Três desses conjuntos



de dados (1960,1980 e 2005) foram estendidos por mais 20 anos para cada um desses 10 membros, completando assim 30 anos de integração cada, referidos no texto como simulação decenal (Nobre et al. 2013).

2. Experimento Histórico – BESM-OA V2.5 simula o período histórico de 1850 até 2005 (156 anos), forçado pela CO₂ atmosférico equivalente ao observado para esse período, seguindo o protocolo CMIP5.(Veiga et al., (2019)
3. RCP4.5 – O Representative Concentration Pathways (Vias de Concentração Representativas), é forçado pela série temporal dos níveis de gases de efeito estufa no período de 2006 até 2105(100 anos), com base no protocolo CMIP5, a forçante radioativa é de 4.5 Wm² no ano de 2100.
4. RCP8.5 – é equivalente a simulação do RCP4.5, mas forçada pela série temporal do nível de gases de efeito estufa projetada para esse estudo, baseada também no protocolo de CMIP5, a atmosfera radiativa forçando de 8.5 Wm² no ano de 2100.

4.2 Dados observacionais -Satélite

Usou-se dados observacionais de satélite do ano de 1980 a 2018, uma série de 37 anos com extensão e a concentração de gelo marinho. Os satélites em órbita polar coletam os dados por radiometria e imagens do visível pela diferente assinatura que as microondas passivas do gelo marinho possuem. As imagens captadas são processadas em pixels com resolução de 25 quilômetros por 25 quilômetros (Figura 3).

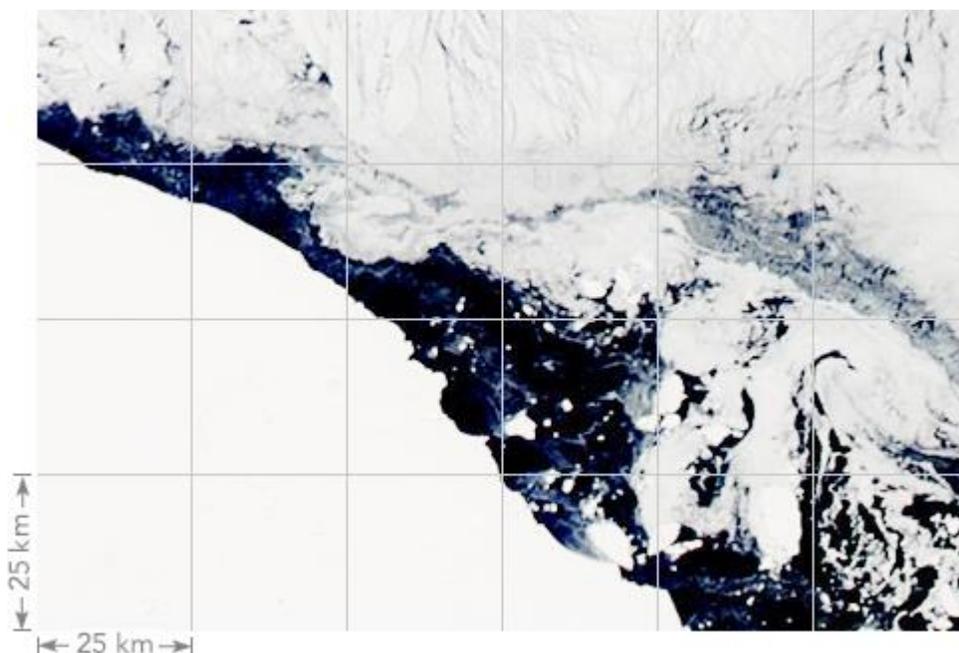


Figura 2: Ilustração da área coberta por cada pixel por instrumentos sobrepostos a uma imagem de satélite. Fonte – NASA por Joshua Stevens e Robert Simmon.

Dados de satélite são usados com um algoritmo desenvolvido pela NASA. Os dados são avaliados dentro das células da grade no mapa. Processamento de imagem inclui controle de qualidade recursos como dois filtros climáticos baseados em taxas de temperatura de brilho para filtrar falsos positivos sobre a água aberta, uma máscara oceânica para eliminar qualquer gelo marinho remanescente em regiões onde o gelo do mar não é esperado, e um filtro costeiro para eliminar a maior parte dos falsos positivos associados à rede mista de terra e oceano.

4.3 Métodos utilizados

Neste período de produção dos resultados do relatório, usou-se programação para a análise dos dados. A linguagem foi R, pois é uma ferramenta gratuita, voltada para a estatística, altamente expansível com o uso dos pacotes para os estudos que se deseja realizar.

A correlação linear foi utilizada para relacionar os dados do modelo BESM e dos dados observacionais de satélite é chamada de correlação de *Pearson*, essa correlação mostra a intensidade e a direção da relação linear entre as variáveis quantitativas e suas variações.

O Coeficiente de Correlação Pearson pode ser entendido como um valor obtido levando em conta dois conjuntos de números variáveis. O valor da correlação pode assumir valores entre -1 e 1, onde 1 representa exatamente a mesma variação relativa dos conjuntos de números (perfeitamente correlacionado). O valor -1 representa a relação perfeita, porém inversa (perfeitamente anti-correlacionado).

Quando a correlação é próxima de 0, significa que são conjuntos que não possuem nenhum padrão de variação em comum. Neste relatório, o objetivo foi de analisar a correlação linear entre o satélite e o BESM para descobrir se o BESM está realmente representando, e quando ele subestima ou superestima o satélite, com os cálculos em R foi possível descobrir se a correlação era positiva ou negativa.

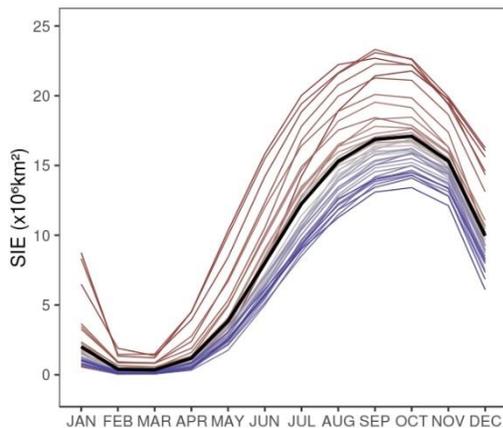
5 Análises e Resultados

5.1 Extensão de gelo marinho

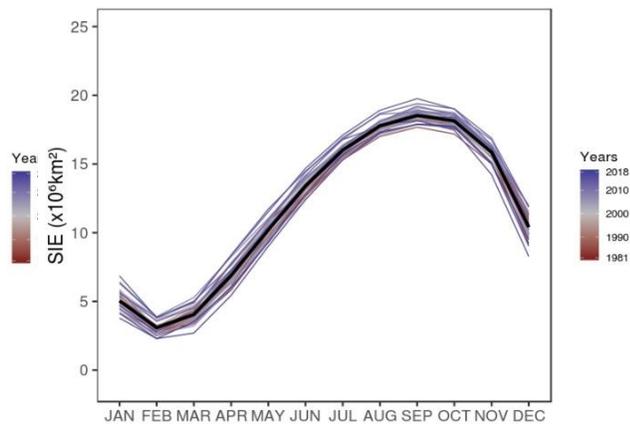
Na Figura 4, observa-se a variação da extensão do gelo marinho mensalmente no período de 1981 a 2018. A figura, evidência a existência de um ciclo sazonal ao longo do ano, com meses bem definidos de mínimo, na Antártica é o mês de fevereiro, e no Ártico é o mês de setembro, já meses de máximo são na Antártica o mês de setembro e no Ártico o mês de setembro.

O período de mínimo de gelo marinho registrado pelos dados de satélite, a média da extensão é de aproximadamente $4 \times 10^6 \text{ km}^2$, enquanto que o período de mínima do BESM é em março com valor de $0,347 \times 10^6 \text{ km}^2$. A máxima extensão em setembro com valores de aproximadamente $20 \times 10^6 \text{ km}^2$.

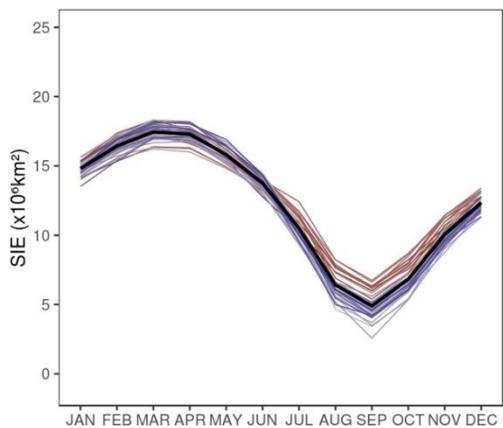
No período de máxima no Ártico, encontrados pelo satélite são de aproximadamente $14,5 \times 10^6 \text{ km}^2$, enquanto que os valores encontrados pelo modelo BESM são de aproximadamente $17 \times 10^6 \text{ km}^2$.



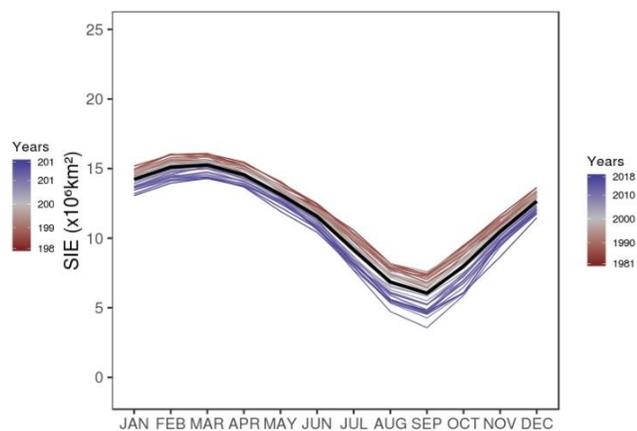
a) BESM



c) Satélite



b) BESM



d) Satélite

Figura 3: Ciclo sazonal de extensão de gelo marinho ($\times 10^6$ km²). 1981 em vermelho, a 2018 em azul. Média é a linha preta. (a) e (c) Antártica. (b) e (d) Ártico.

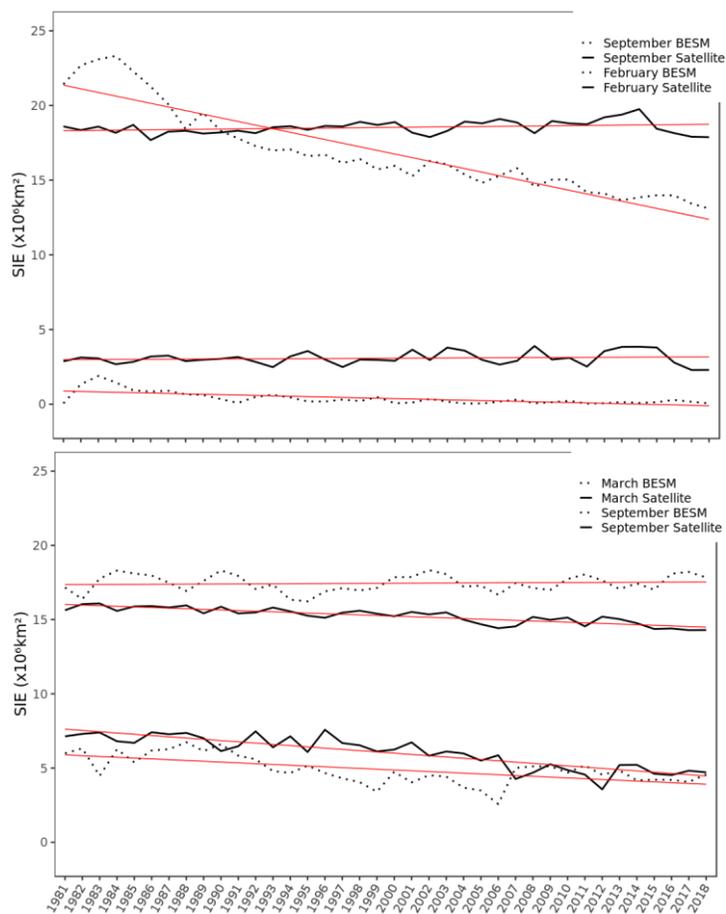
O modelo BESM possui habilidade de representar o ciclo sazonal do gelo marinho ao longo do ano, mas observa-se na Antártica, uma amplitude considerável nos meses de máxima extensão de gelo marinho em comparação com os dados observacionais. Já o Ártico, está semelhante aos dados do satélite.



Comparando as climatologias entre os dados de satélite e o modelo BESM (Fig. 4), durante os 37 anos de dados, uma redução geral na extensão de gelo marinho, no Ártico a linha de tendência do satélite mostra uma diminuição em ambos os meses. Na Antártica, a tendência teve um aumento significativo entre 2014 e 2015, nos dois meses de sazonalidade. Comparando o modelo com o obtido no satélite para Antártica o modelo tende a subestimar os dados de extensão de gelo marinho para todos os meses, especialmente no período de mínima concentração (fevereiro e março). Os valores da correlação linear entre o ciclo sazonal da extensão de gelo marinho obtidos através do BESM e do satélite evidenciam uma forte relação entre bancos de dados, apresentando valores altos de correlação de *0.961*.

Vemos um comportamento com significativa relação entre o BESM e o satélite no Ártico, com averiguação da correlação linear, obteve-se o valor de *0.972*, confirmando que os dois se correlacionam positivamente. Analisa-se que nos meses de máximo de gelo marinho, o BESM superestima os valores em relação aos dados observacionais enquanto que nos meses de mínimo ele subestima os valores de extensão de gelo marinho. No período de máximo os valores de extensão de gelo marinho encontrados pelo satélite são de aproximadamente $14,5 \times 10^6$ km², enquanto que os valores encontrados pelo modelo BESM são de aproximadamente 17×10^6 km².

A correlação de Pearson entre o BESM e o Satélite para a Antártica no mês de fevereiro (Fig. 5) é de -0.215. Já no mês de setembro, mostra-se correlacionado, -0.253. Para o Ártico, a correlação Pearson no mês de março deu o valor de -0.048, e para setembro foide 0.451.



a)

b)

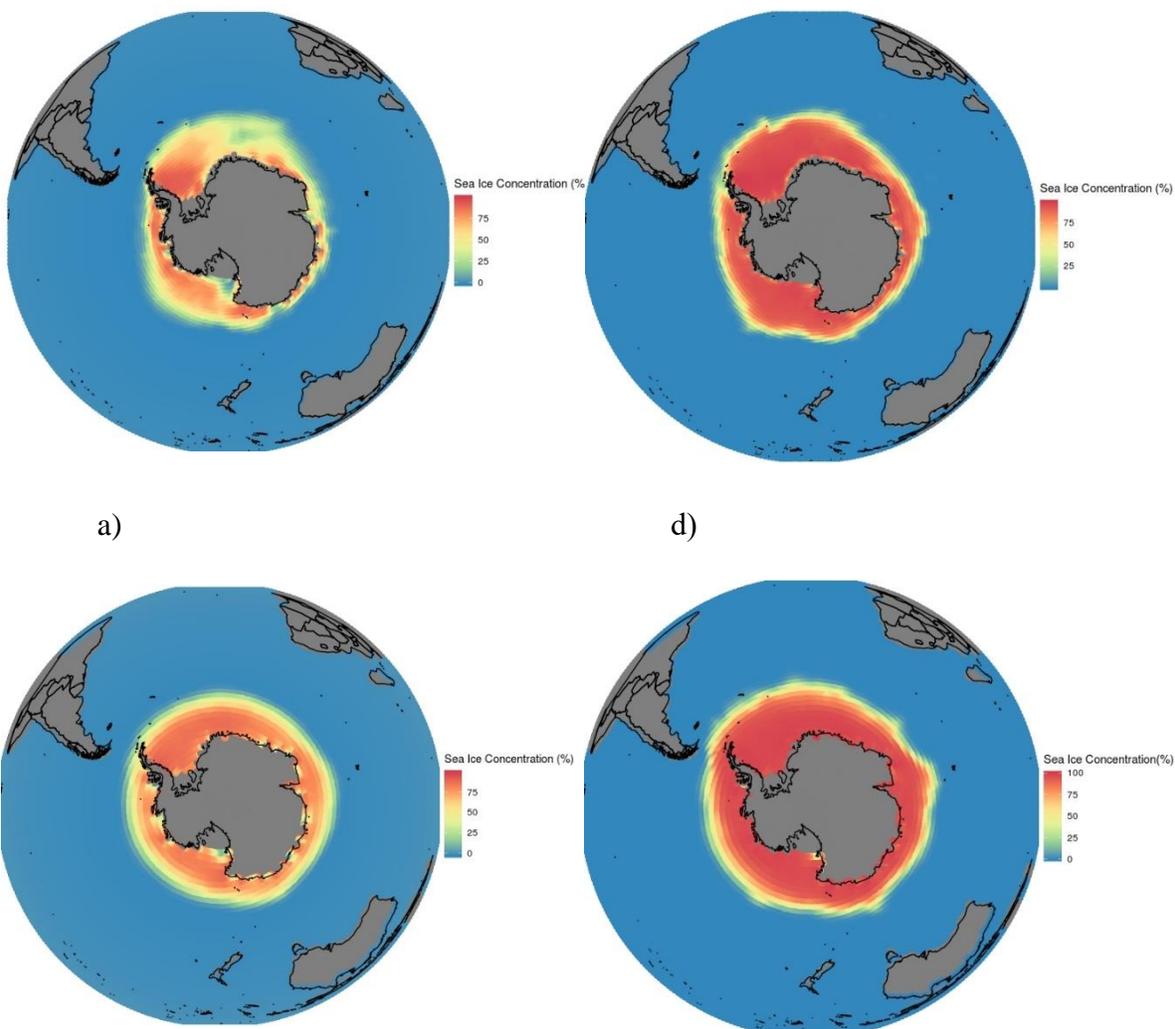
Figura 4: BESM e os Dados Observacionais dos meses de máxima e mínima extensão de gelo marinho ($\times 10^6$ km²), 1981 a 2018. (a) Antártica, setembro (máxima extensão), fevereiro (mínima extensão) e (b) Ártico, março (máxima extensão), setembro (mínima extensão).

Segundo IPCC de 2013, a mínima extensão de gelo marinho em 2012 no Ártico, foi 18,5% menor do que em 2007. No BESM, observa-se que existe uma subestimação nos valores de setembro(mínimo), e que o comportamento temporal do modelo, até o ano de 2006 acompanha de forma semelhante ao satélite, e após a queda em 2006, o modelo se reestabelece rapidamente até 2007. Analisa-se que o BESM tem uma alta capacidade de prever a variabilidade de mínima extensão de gelo marinho.

5.2 Concentração de gelo marinho

Uma das características do gelo marinho é a concentração, percentual de área coberta.

No mês de mínima extensão de gelo marinho, fevereiro, observa-se uma boa representação da concentração máxima do experimento Decenal. No entanto, o experimento subestima várias regiões como entre o Mar de Lazarev e Mar de Davis, Mar de Dumont D'Urville, Mar de Ross e mar de Umundsen no Mar de Weddel, Mar de Davis, e em alguns locais no Mar de Ross, Mar de Amundsen. Na concentração media de 50%, o BESM subestima os dados observados. Diminuição na Região Mar de Bellingshausen-Amundsen, e aumentos na região do mar de Weddel e Ross.



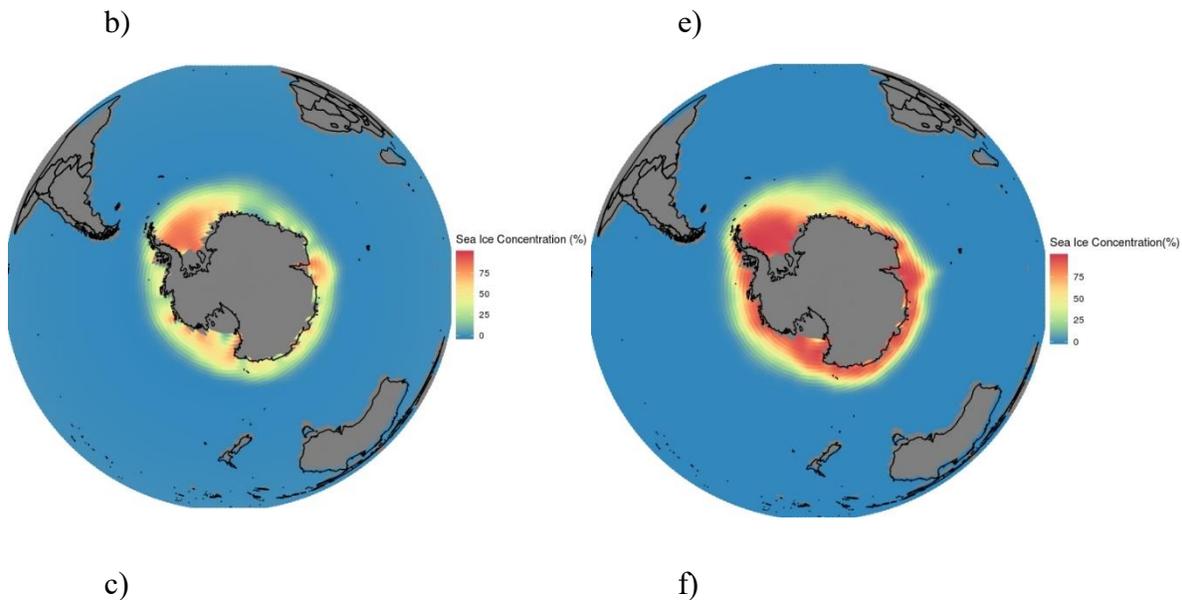
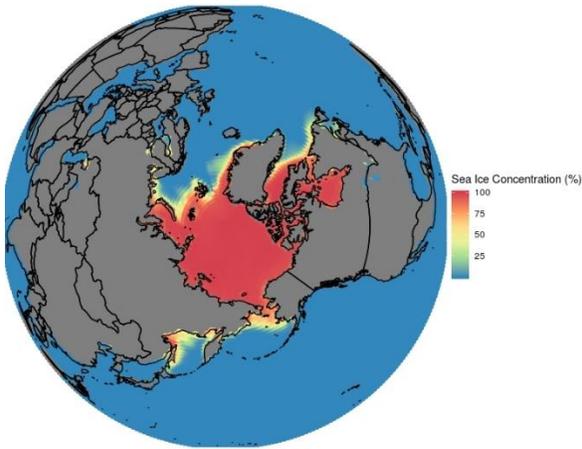


Figura 5: Concentração Média de Gelo Marinho de 1981 a 2018 na Antártica. (a) e (d) Dados observacionais de satélite. (b) e (e) Experimento Histórico – BESM, 1980 a 2006. (c) e (f) Experimento Decenal - BESM.

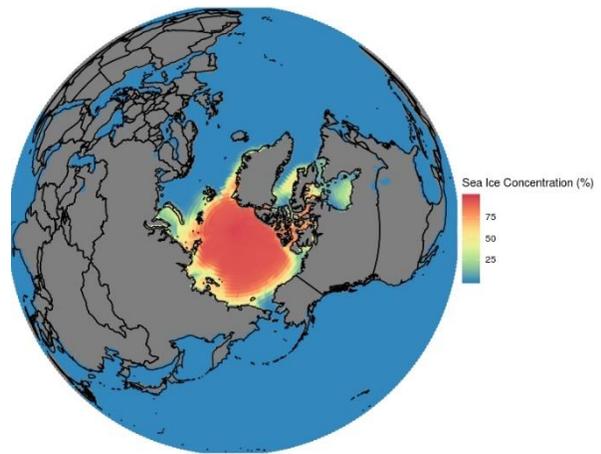
A concentração de gelo marinho no Ártico (Figura 5), a camada de gelo no verão do hemisfério norte, limita-se principalmente a Bacia do Oceano Ártico e ao Arquipélago Ártico Canadense, e no inverno o gelo chega a atingir 44° N até os mares adjacentes. A maior diminuição em áreas como o Mar de Labrador e Kara. Isso tudo observando os dados observacionais.

Os experimentos BESM no mês de máxima extensão de gelo marinho, Março, o decenal e o histórico, ambos superestimam a concentração de gelo medida pelo satélite, especialmente nas regiões do Estreito de Denmark entre 20°O e 30°O, no mar Narweglan a 10°L, mar de Okhotsk a 150°L e Mar Barents entre 40°L. Mas há áreas onde os experimentos subestimaram a concentração média como no Estreito de Bering e na Baía de Hudson.

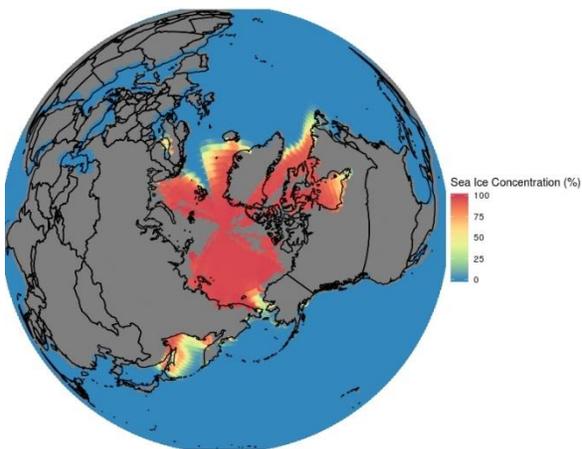
Para o de Setembro, mínima extensão de gelo no Ártico, observamos uma boa representação na concentração máxima (100%), apenas no mar do Kara há uma superestimação, na concentração de 50% a uma superestimação no modelo até as proximidades continentais comparado com o observado.



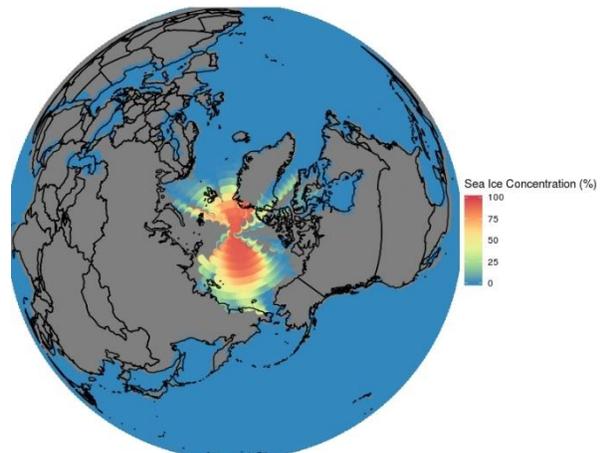
a)



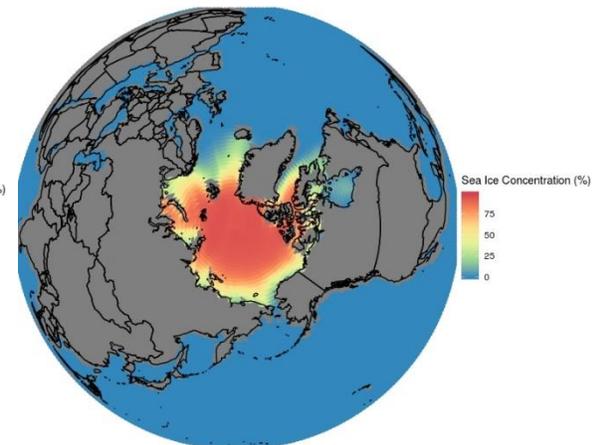
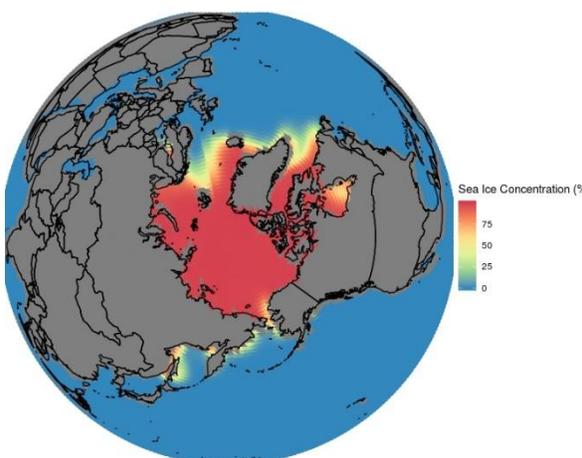
d)



b)



e)



c)

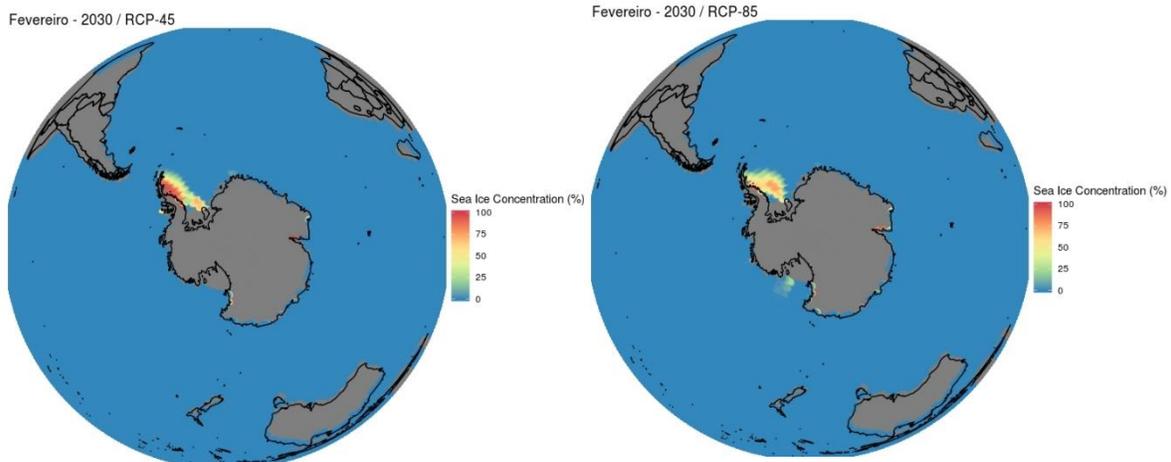
f)

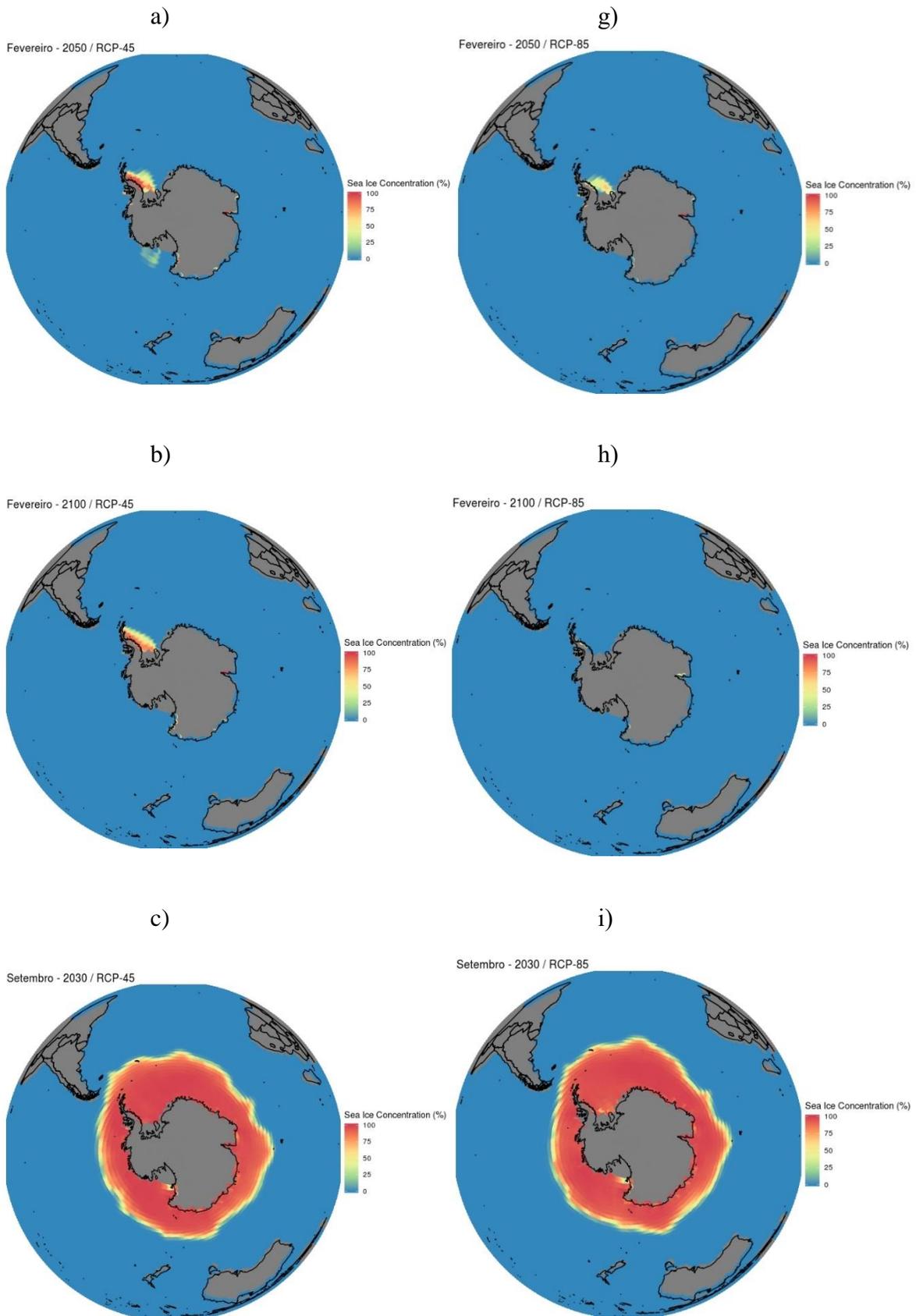
Figura 6: Concentração Média de Gelo Marinho de 1981 a 2018 no Ártico. (a) e (d) Dados observacionais do satélite. (b) e (e) Experimento Histórico – BESM, 1980 a 2006. (c) e (f) Experimento Decenal – BESM.

5.3 Projeções futuras BESM / RCP4.5 e RCP8.5

A necessidade de modelagem futura para o gelo marinho, primeiramente, vê-se a necessidade de predição do clima para prever a variabilidade de cobertura de gelo e compreender as possíveis causas nas mudanças.

A diferenças entre as forçantes e suas saídas fica evidente na figura





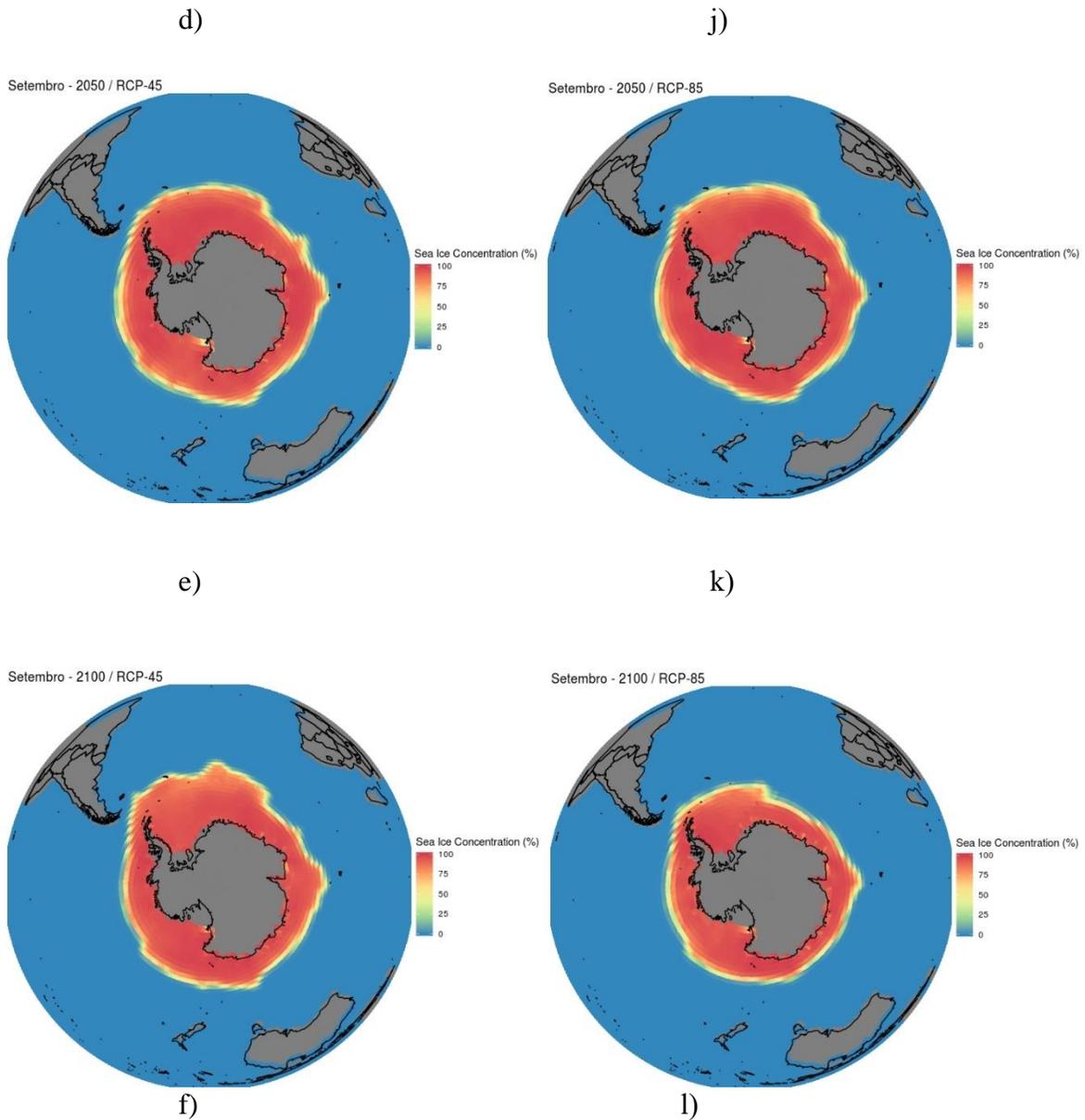


Figura 7: Projeções futuras para Antártica do mês de fevereiro e setembro, nos anos de 2030, 2050 e 2100 com os experimentos RCP4.5 (esquerda) e RCP8.5 (direita).

No experimento RCP4.5(esquerda) observamos que no mês de fevereiro o gelo marinho diminui de maneira não significativa, mantendo praticamente o mesmo padrão entre os 3 anos escolhidos. O mês de setembro do experimento RCP4.5, há uma diminuição visível na

concentração do gelo marinho ao norte, porém um alongamento na área. Ao contrário das regiões oeste e leste, onde há uma diminuição notável na área.

No RCP8.5, onde a forçante de radiação é maior, ambos meses tem diminuição na área e na concentração do gelo marinho de forma significativa. Já fevereiro no experimento RCP8.5 decai gradualmente próximo a Península Antártica, chegando a praticamente 0% de concentração em 2100, numa região em que o gelo é resistente a temperaturas elevadas do verão.

Comparando as imagens (d) que representa setembro do ano de 2030 do RCP4.5 e (j) é o experimento RCP8.5 vemos que o modelo da (j) tem uma área muito maior, mas o decaimento da área com concentração neste experimento ao longo dos próximos anos (2050, 2100), é muito maior que no experimento RCP4.5.

Uma conclusão que tira-se é que para a região sul da figura 7, no mês de setembro, mantem-se com poucas mudanças significativas na região próxima ao Mar de Ross, Mar de Amundsen e Mar Bellingshausen. E as maiores variações de concentração de gelo marinho são do Oceano do Sul e do Oceano Índico.

6 Conclusões

Neste relatório, foram apresentados dados de passado, presente e futuro do BESM e comparados com os dados observacionais de satélite da NASA, procurando verificar a habilidade do modelo em acompanhar sazonalidade de ambas regiões polares e a variabilidade climática dos períodos de tempo citados nos objetivos.

É interessante ressaltar o mês de setembro na Figura 4b, onde o modelo acompanha a variabilidade dos dados observados, porém subestimando, e após uma grande queda no ano de 2006 e logo em seguida, no ano de 2007 o modelo superestima o observado e há uma aproximação entre as linhas do BESM e do observado. Seria um possível estudo futuro esse episódio do modelo.

Existem grandes diferenças no ambiente físico e nos processos que afetam o estado do Ártico e da Antártica e na cobertura do gelo marinho e contribuir para as suas respostas dissimilares



às alterações climáticas. É importante em um trabalho futuro considerar outras medidas de gelo marinho, como as distribuições de espessura do gelo, transporte de gelo marinho, e também uma análise profunda das parametrizações numéricas utilizadas, para poder otimizar cálculos envolvidos nas saídas.

Os resultados apresentados neste artigo de extensão e concentração de gelo marinho mostram que a área muda ao longo do período de 37 anos utilizados. As variações sazonais, regionais mostram a natureza complexa dos pólos, as comparações mostraram uma aceleração no declínio do Ártico, e um aumento na Antártica no gelo marinho. Com essas análises combinadas com os dados de outros processos interligados no sistema climático, fornecerão uma base adicional para melhorar a compreensão dos processos que conduzem as mudanças do gelo marinho e assim melhorar a previsão do modelo BESM. Essas mudanças se traduzem em uma diminuição na amplitude do ciclo sazonal - com grandes implicações ecológicas.

Referências Bibliográficas

Bjørge, E., O. M. Johannessen, and M. W. Miles, Analysis of merged SMMR-SSMI time series of Arctic and Antarctic sea ice parameters 1978–1995, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 413–416, 1997.

Casagrande, F., Nobre, P., de Souza, R. B., Marquez, A. L., Tourigny, E., Capistrano, V., & Mello, R. L. (2016). Arctic Sea Ice: Decadal Simulations and Future Scenarios Using BESM-OA. *Atmospheric and Climate Sciences*, 6(02), 351

Cavalieri, D. J., Gloersen, P., Parkinson, C. L., Comiso, J. C., & Zwally, H. J. (1997). Observed Hemispheric Asymmetry in Global Sea Ice Changes. *Science*, 278(5340), 1104–1106. <https://doi.org/10.1126/science.278.5340.1104>

Cavalieri, D. J., Parkinson, C. L., & Vinnikov, K. Y. (2003). 30-Year satellite record reveals contrasting Arctic and Antarctic decadal sea ice variability. *Geophysical Research Letters*, 30(18). <https://doi.org/10.1029/2003GL018031>

Connolley, W. M., & Bracegirdle, T. J. (2007, novembro 1). An Antarctic assessment of IPCC AR4 coupled models. <https://doi.org/10.1029/2007GL031648>

Comparing and contrasting the behaviour of Arctic and Antarctic sea ice over the 35 year period 1979-2013 | Annals of Glaciology | Cambridge Core. ([s.d.]). Recuperado 13 de maio de 2019, de <https://www.cambridge.org/core/journals/annals-of-glaciology/article/comparing-and-contrasting-the-behaviour-of-arctic-and-antarctic-sea-ice-over-the-35-year-period-19792013/E29143392758808CC8BE45FF0885FBD7>

Figueroa, S. N., Bonatti, J. P., Kubota, P. Y., Grell, G. A., Morrison, H., Barros, S. R. M., Fernandez, J. P. R., Ramirez, E., Siqueira, L., Luzia, G., Silva, J., Silva, J. R., Pendharkar, J., Capistrano, V. B., Alvim, D. S., Enoré, D. P., Diniz, F. L. R., Satyamurti, P., Cavalcanti, I. F. A., Nobre, P., Barbosa, H. M. J., Mendes, C. L. and Panetta, J.: The Brazilian Global Atmospheric Model (BAM): Performance for Tropical Rainfall Forecasting and Sensitivity to Convective Scheme and Horizontal Resolution, *Wea. Forecasting*, 31(5), 1547–1572, doi:[10.1175/WAF-D-16-0062.1](https://doi.org/10.1175/WAF-D-16-0062.1), 2016.

Fitzharris BB, Allison I, Braithwaite RJ, Brown J, FoehnPMB, Haeberli W, Higuchi K, Kotlyakov VM, ProwseTD, Rinaldi CA, Wadhams P, Woo MK, Xie Y, Anisi-mov O, Aristarain A, Assel RA, Barry RG, Brown RD, Dramis F, Hastenrath S, Lewkowicz AG, Malagnino EC, Neale S, Nelson FE, Robinson DA, Skvarca P, Taylor AE, Weidick A. 1996. The cryosphere: changes and their impacts. *Climate Change 1995. Impacts, adaptations and mitigation of climate change: scientific-technical analyses. Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press: Cambridge; 241 – 265.

Jiménez, A., & Ysabel, L. (2012). Comprensión lectora y rendimiento académico en comunicación de alumnos del segundo grado de una institución educativa de Ventanilla. *Universidad San Ignacio de Loyola.* Recuperado de <http://repositorio.usil.edu.pe/handle/123456789/1082>

Kukla, G., Berger, A., Lotti, R., & Brown, J. (1981). Orbital signature of interglacials. *Nature*, 290(5804), 295. <https://doi.org/10.1038/290295a0>

Lillesand, T., Kiefer, R. 1994: Remote Sensing and Image Interpretation3John Wiley & Sons Inc.New York, USA [Google Scholar](#)

Lima, F. U. F. de, & Carvalho, L. M. V. de. (2007). *Variabilidade extrema intra-sazonal do gelo marinho antártico e relações com a circulação atmosférica*. Acessado de <https://bdpi.usp.br/item/001603889>

Maslanik, J. A., M. C. Serreze, and R. G. Barry, Recent decreases in Arctic summer ice cover and linkages to atmospheric circulation anomalies, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1677– 1680, 1996.

Notz, D. (2012). Challenges in simulating sea ice in Earth System Models: Challenges in simulating sea ice in Earth System Models. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 3(6), 509–526. <https://doi.org/10.1002/wcc.189>

Novo, E.M.L.M; Ponzoni, F. J, 2001: Introdução ao Sensoriamento Remoto. Instituto Nacional de pesquisas Espaciais, Divisão de Sensoriamento Remoto. http://www.agro.unitau.br/sensor_remoto/apofla.pdf

Parkinson, C. L., & Cavalieri, D. J. (2002). A 21 year record of Arctic sea-ice extents and their regional, seasonal and monthly variability and trends. *Annals of Glaciology*, 34, 441– 446. <https://doi.org/10.3189/172756402781817725>

Rebock, Alan. The Seasonal Cycle of Snow Cover, Sea Ice and Surface Albedo: Monthly Weather Review: Vol 108, No 3. ([s.d.]). Recuperado 22 de julho de 2019, de [https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(1980\)108%3C0267:TSCOSC%3E2.0.CO;2](https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(1980)108%3C0267:TSCOSC%3E2.0.CO;2)



Palmer, T. N., Doblas-Reyes, F. J. , Weisheimer, A. and Rodwell, M. J. : Toward 14 seamless prediction: Calibration of climate change projections using seasonal 15 forecasts, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 89(4), 459–470, doi:10.1175/BAMS-89-4- 16 459, 2008.

Rigor, I. G., R. L. Colony, and S. Martin, 2000: Variations in surface air temperature observations in the Arctic, 1979–97. *J. Climate*, **13**, 896–914. [Link](#), [Google Scholar](#)

Serreze, M. C., Barrett, A. P., Slater, A. G., Steele, M., Zhang, J., & Trenberth, K. E. (2007). The large-scale energy budget of the Arctic. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D11). <https://doi.org/10.1029/2006JD008230>

Stroeve, J. C., Kattsov, V., Barrett, A., Serreze, M., Pavlova, T., Holland, M., & Meier, W. N. (2012, agosto 28). Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations. <https://doi.org/10.1029/2012GL052676>

Spreen, G., Kwok, R., & Menemenlis, D. (2011). Trends in Arctic sea ice drift and role of wind forcing: 1992–2009. *Geophysical Research Letters*, 38(19). <https://doi.org/10.1029/2011GL048970>

Shi, X. & Lohmann, G. Sensitivity of open-water ice growth and ice concentration evolution in a coupled atmosphere-ocean-sea ice model. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 79, 10–30 (2017).

Stammerjohn, S. E., Martinson, D. G., Smith, R. C., Yuan, X., & Rind, D. (2018). Trends in Antarctic annual sea ice retreat and advance and their relation to El Niño–Southern Oscillation and Southern Annular Mode variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. [https://doi.org/10.1029/2007JC004269@10.1002/\(ISSN\)2169-9291.AMSR1](https://doi.org/10.1029/2007JC004269@10.1002/(ISSN)2169-9291.AMSR1)

Thompson, D. W., and S. Solomon, Interpretation of recent southern hemisphere climate change, *Science*, 296, 895– 899, 2002.

Turner, J., Overland, J. E., & Walsh, J. E. (2007). An Arctic and antarctic perspective on recent climate change. *International Journal of Climatology*, 27(3), 277–293. <https://doi.org/10.1002/joc.1406>

Thompson, D. W. J., & Wallace, J. M. (2000). Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. *Journal of Climate*, 13(5), 1000–1016. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2)

Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2011). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>

Vaughan, D. G., Comiso, J. C., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., ... Lemke, P. ([s.d.]). *4 Observations: Cryosphere*. 66.

Veiga, S. F., Nobre, P., Giarolla, E., Capistrano, V., Baptista Jr., M., Marquez, A. L., ... Nobre, C. A. (2019). The Brazilian Earth System Model ocean–atmosphere (BESM-OA) version 2.5: Evaluation of its CMIP5 historical simulation. *Geoscientific Model Development*, 12(4), 1613–1642. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-1613-2019>

Vihma, T. (2014). Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: A review. *Surveys in Geophysics*, 35(5), 1175-1214.

Vinnikov, K. Y., Robock, A., Stouffer, R. J., Walsh, J. E., Parkinson, C. L., Cavalieri, D. J., ... Zakharov, V. F. (1999). Global Warming and Northern Hemisphere Sea Ice Extent. *Science*, 286(5446), 1934–1937. <https://doi.org/10.1126/science.286.5446.1934>

Winton, M. (2000). A Reformulated Three-Layer Sea Ice Model. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17(4), 525–531. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2000\)017<0525:ARTLSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2000)017<0525:ARTLSI>2.0.CO;2)



Zhang, J., Lindsay, R., Schweiger, A. & Steele, M. The impact of an intense summer cyclone on 2012 Arctic sea ice retreat. *Geophysical Research Letters* 40, 720–726 (2013).

Zwally, H. J., Schutz, B., Abdalati, W., Abshire, J., Bentley, C., Brenner, A., ... Thomas, R. (2002). ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land. *Journal of Geodynamics*, 34(3–4), 405–445. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(02\)00042-X](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(02)00042-X)

Zwally, H. J., Schutz, B., Abdalati, W., Abshire, J., Bentley, C., Brenner, A., ... Thomas, R. (2002). ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land. *Journal of Geodynamics*, 34(3), 405–445. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(02\)00042-X](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(02)00042-X)