

Universidade de São Paulo  
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas  
Departamento de Ciências Atmosféricas

Luís Felipe Massarico Cardoso

**O Gelo Marinho no Mar de Weddell:  
Influência do ENOS e Fenômenos  
Atmosféricos Associados**

São Paulo

2020



Luís Felipe Massarico Cardoso

**O Gelo Marinho no Mar de Weddell:  
Influência do ENOS e Fenômenos  
Atmosféricos Associados**

Dissertação apresentada ao Departamento de  
Astronomia do Instituto de Astronomia, Geofísica  
e Ciências Atmosféricas da Universidade de  
São Paulo como requisito parcial para a ob-  
tenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Ricardo de Camargo

Versão corrigida

São Paulo

2020



*À minha mãe e irmã que são minha fortaleza e minha razão de viver.*



# Agradecimentos

Não tenho palavras suficientes para agradecer à Daniele e Natália, minha mãe e irmã que são meu porto seguro, meu tudo e sem elas, eu não seria nada. Se hoje cheguei aonde estou é por e graças a vocês. Agradeço também ao meu pai, Luís, que esteve presente em parte deste processo. Às minhas avós, tias, tios, primos e primas. À Pi, à Tina e ao Mike (que não está mais entre nós).

Ao meu orientador Ricardo que me ajudou e direcionou e à toda a equipe docente do departamento de Meteorologia, sobretudo às professoras Rose e Rita por todo apoio e pelas monitorias que tive (ainda tenho) o prazer de ajudar. Ao professor Edmilson que me indicou para a dra. Lucia e me ajudou muito durante o meu problema no rim.

À Carol e Natália que foram e são como irmãs para mim e me ajudaram muito, tanto em matérias, nas discussões e emocionalmente, umas fofas! Todos os cafés, tardes discutindo modelagem, me ajudando a entender alguns códigos e sendo amigas sempre que preciso, seja para falar sobre a vida, seja para só ver um Lipsync.

Léo, contrerrâneo, um baita de um amigo e uma pessoa que sempre pude contar. Ra, Mari, Carla, Tom, vocês são demais e agradeço demais por todo carinho e apoio, além de toda disponibilidade, apoio nesses meses sem bolsa em me fazer gerar dinheiro e ir aos médicos quando precisei.

Todas as pessoas que eu já dividi sala, desde a Beyonsala (com a maravilhosa Debs e Franco), à sala da mesa sumida (Yus, Nelena, Dre), depois à colônia unespiana (Quinho, Fran e de novo Dre e Nelena) e por fim com a Dirce, Amanda *y también* Victor (*todavía vamos a escribir unos papers jajajaja*).

Agradeço também ao Djalma e ao Jean, representando aqui todo suporte da equipe de informática e do master, que me socorreram em vários momentos.

À Julieta e ao Art pelas conversas sobre transexualidade, toda ajuda e paciência nos momentos mais darks da minha existência. Às pessoas da Fênix (Jeff, Ad, Isa) que tive o prazer de dividir apartamento por um ano e a todos os agregados (Suighinho, Achilles, Si, Beto), ao time de rugby na pessoa do Snap e do Loki, que me integraram na Física e também nas atléticas.

Todas as pessoas que fizeram amizade comigo e que tiveram seus momentos muito especiais no meu coração nesses anos na USP, tentarei citar todos que não foram mencionados acima (se esqueci o nome de alguém, por favor considere-se na lista, estou escrevendo esses agradecimentos na véspera do depósito): Zé, Thaís, Enzo, Jé, DNA, Lu, Di, Andy, Dani, Gra, Lou, Iza, Lari, Hirata, Cadu, Chico, Jão, Gaúcho, Banana, Gi, Nine, AJ, Bre, Matheus, C3, Pedrinho, Jayne, Rennanzinho, Juju, LH, Ju, Mauro, Charlinha, Motte, Diogo (goleiro), Fefo, Flor, Vivi, Lau, Victor Assombração, Sagatti, Roger, Baldo, Poli, Ju Caffer, Hortência, Mari, Julia, Isa (astro), Julio, Jeo, Lucas, Re, Daniel, Thi, Mexi, Leto, Lucky.

Ao Voleiboltsmann (vocês são pocs maravilhosos!) e ao Handböhrr (sempre bato palmas pra vocês), que estiveram/estão comigo por muito tempo e também ajudaram muito. Sem vocês eu não teria conseguido tantos momentos maravilhosos e aliviado a tensão que muitas vezes é a pós-graduação. Incluindo aqui todo o time feminino que também tive a alegria de treinar.

Jôse e Bella, vocês alegram muito minha estadia em São Paulo, somos mais que sis, somos uma família! Ihúú! Segura na mão na Deus.

Por fim, agradeço à CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pelo financiamento desta pesquisa.

*“If you can’t love yourself, how in the hell you gonna love somebody else?”*

Ru Paul

*“Ame a todos, confie em poucos e não faça mal a ninguém.”*

Shakespeare



## Divulgação científica

O objetivo desta sessão é divulgar à sociedade fora do meio acadêmico o que foi realizado neste trabalho de forma clara, objetiva e sem o uso do formalismo científico.

### *1.1 O que foi estudado nesse trabalho:*

O gelo marinho é a água do mar ou dos oceanos congelada que estão perto dos pólos (Polo Norte ou Polo Sul). Para ele ser formado precisa estar muito frio, menos de  $-1.8^{\circ}\text{C}$  e serve como um isopor, isolando a troca de temperatura entre o oceano e a atmosfera.

Muitos eventos podem ajudar ele a se formar ou derreter e o principal deles é o aumento de temperatura do ar logo em cima dele ou da água embaixo. Essa mudança de temperatura pode ocorrer graças aos ventos trazendo ar mais quente.

Como nosso planeta tem forma esférica e gira, o ar logo em cima dele também está em movimento (o mesmo acontece com a água dos oceanos) e esses movimentos geram correntes de vento ou circulações fechadas que podem girar em dois sentidos, horário (no mesmo sentido de movimento dos ponteiros de um relógio) ou anti-horário (no sentido contrário) e essas circulações no Hemisfério Sul ganham o nome de ciclones e anti-ciclones.

Os ciclones não são tornados (aqueles que aparecem em muitos filmes), eles têm uma escala espacial bem maior e suas posições podem ser influenciadas por eventos que ocorrem em outros lugares do globo.

Muita gente escuta falar sobre o El-Niño pois o mesmo causa mudanças nos padrões de tempo e clima no globo. No Brasil, pode gerar tempo seco no Nordeste, redução de chuvas no Norte, e no Sul e Sudeste pode causar o aumento de temperatura além de muita chuva durante alguns meses.

Chamamos de El-Niño quando a temperatura do mar em algumas regiões do pacífico está  $0.5^{\circ}\text{C}$  acima do normal por pelo menos 3 meses ou se está  $0.5^{\circ}\text{C}$  abaixo do normal, chamamos de La-Niña. Os efeitos deles no globo são diferentes, mudando o caminho dos ciclones (fazendo que eles se desloquem mais para Norte ou Sul) ou gerando bloqueios atmosféricos que impedem a passagem deles.

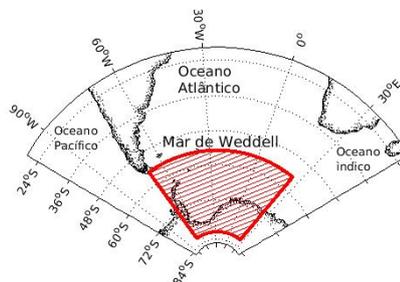
Algumas pessoas trabalharam e viram como o El-Niño pode afetar o gelo na Antártica. Esse grupo de pesquisadores chegou ao resultado que, quando acontece o El-Niño, a espessura do gelo no continente pode aumentar bastante durante um ano. Esse gelo no continente é diferente do gelo marinho, porque ele vai se acumulando conforme a neve vai caindo e se compactando no continente. Como vimos ali em cima, o gelo marinho é o gelo que se forma nos oceanos.

Um outro pesquisador viu que durante esses eventos poderia mudar o quão longe o gelo marinho poderia chegar no oceano.

## 1.2 Como?

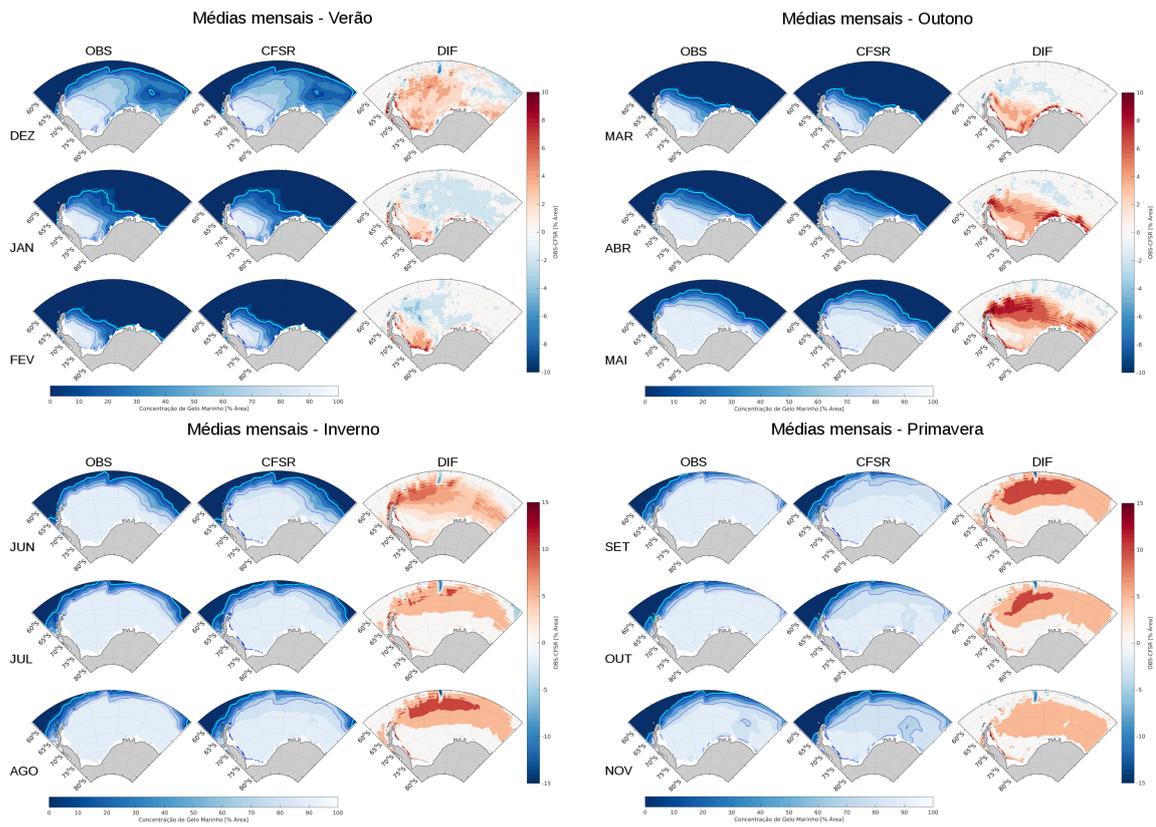
Estudei o comportamento do gelo marinho usando dados de satélite e o quanto ele era representado por um modelo computacional que usa muitas variáveis para calcular o quanto de gelo tem por uma determinada área, sendo 0% sem gelo nenhum ou 100% a área inteira coberta por gelo.

Além disso calculei, usando umas técnicas estatísticas escritas por um grupo de pesquisa da Poli-USP, o quanto a temperatura do mar nas regiões do El-Niño poderiam afetar o gelo no Mar de Weddell, na Antártica (Pólo Sul).



### 1.3 O que fiz:

Para analisar como esse modelo computacional representa o gelo, fiz mapas de médias dos meses usando os dados de satélite (coluna OBS) e também desse modelo (coluna CFSR) e as diferenças (coluna DIF) entre eles. As imagens que são resultados desse cálculo estão a seguir:

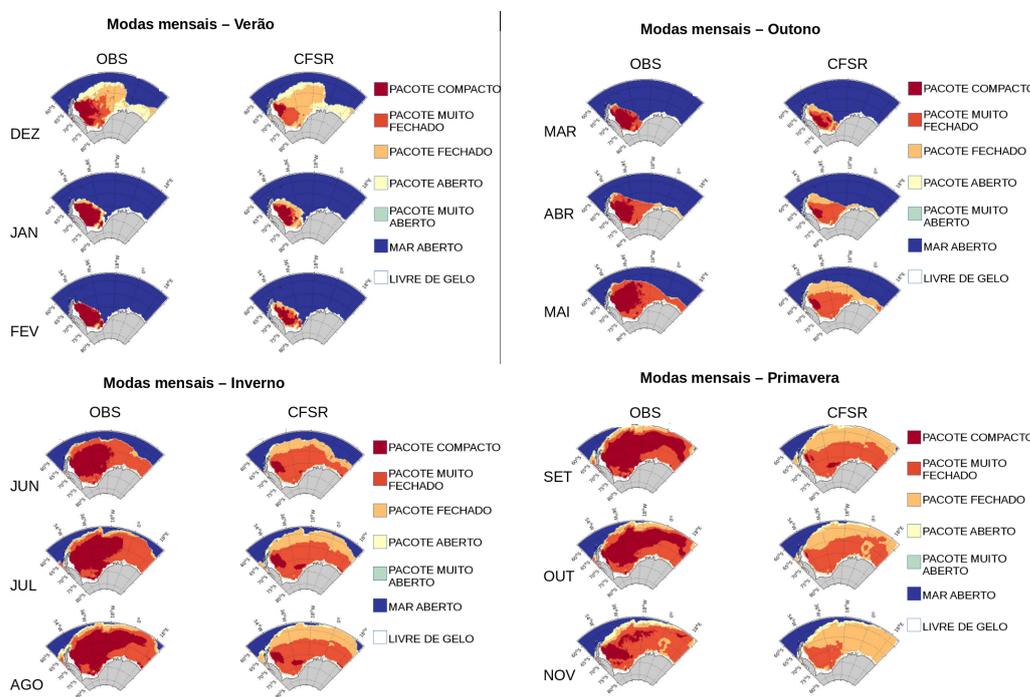


Como a concentração varia muito durante os dias, por exemplo: um lugar no oceano pode estar com 50% da área coberta por gelo em um dia e no dia seguinte estar com 80% simplesmente porque passou por ali um ciclone onde seus ventos trouxeram ar mais frio para essa região. Esse foi um problema para se analisar o quanto o gelo mudaria durante o mês, então peguei uma classificação de tipos de concentração de gelo, que ficará mais claro com as imagens (que não foram tiradas por mim) a seguir:



Figura 1.1: 1ª imagem: Mar aberto ou livre de gelo, 2ª: Pacote muito aberto, 3ª: Pacote aberto, 4ª: Pacote fechado, 5ª: Pacote muito fechado e 6ª: Pacote compacto

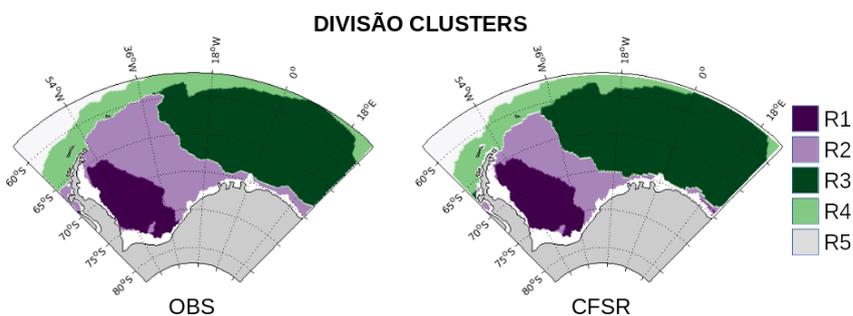
Essas fotos mostram que diferentes tipos de concentração podem mudar o quanto o oceano interage com a atmosfera, então, para esse tipo de classificação montei mapas mensais para mostrar as diferenças entre os dados de satélite e também do modelo:



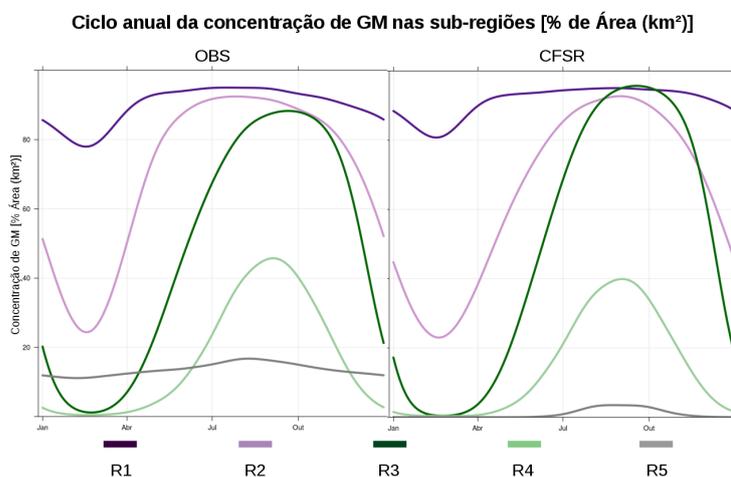
Em geral, o modelo representa bem os tipos de concentração que não são tão baixos ou tão altos e isso é bom.

Usando outro tipo de método estatístico (Análise de Agrupamento ou Cluster) que envolvia o quanto o gelo variava durante o ano, durante essas pequenas variações no tempo,

foi feito outro mapa, dessa vez para dividir em sub-regiões em que tinham padrões parecidos. Chegando a 5 sub-regiões



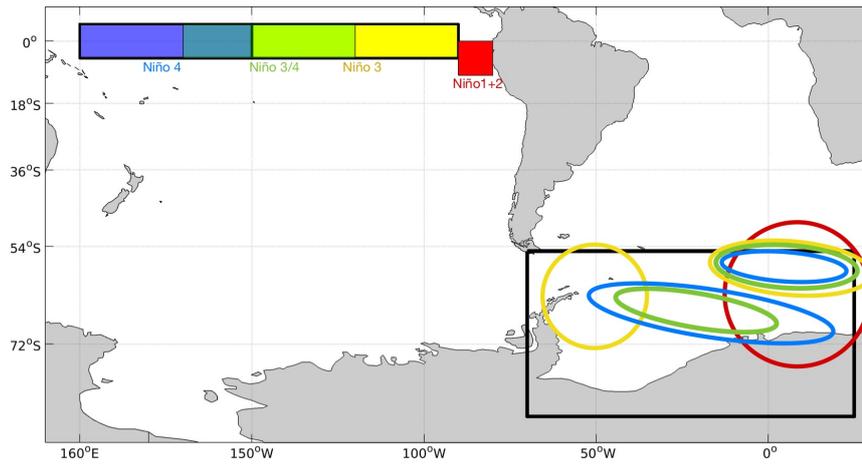
Essas regiões tinham comportamentos diferentes durante o ano como vemos a seguir:



Essa análise do modelo serviu para podermos analisar os mapas de outras variáveis e ver que, conforme muda o tempo (seja a temperatura, umidade, pressão) também muda a variação do gelo.

Para o caso do El-Niño, usando o teste de causalidade, chegamos a mapas da influência dele no gelo do Mar de Weddell. Na próxima imagem temos as regiões do El-Niño que está em cima, na parte esquerda e o Mar de Weddell, no canto direito embaixo. As curvas coloridas no Mar de Weddell são onde cada região pode influenciar com mais energia durante um evento ativo de El-Niño.

O que chamamos de N1+2, N3, N3/4 ou N4 (N de Niño), são regiões do Oceano Pacífico onde usamos a média de temperatura do mar para fazer esses cálculos e chegamos a este resumo:



Com isso, cheguei ao final do mestrado, mas a pesquisa não pára e a fim de chegar a resultados que podem causar mais impacto no meio científico, continuaremos (eu, meu professor e minha amiga que ajudou muito) a usar outros métodos para entender quanto tempo demora para o caso de acontecer um evento de El-Niño e a concentração de gelo variar muito.

## Resumo

No presente estudo, trabalhamos com a análise de gelo marinho na região do Mar de Weddell (ao sul de 60°S, entre 60°W e 20°E), usando dados provenientes de satélite e de reanálise. Informações sobre a concentração do gelo marinho fornecidas pela *National Snow and Ice Data Center* e de temperatura da superfície do mar oriundas do *Climate Prediction Center/National Oceanic and Atmospheric Administration* no período de 1990-2010 foram empregadas para verificar a influência do El-Niño Oscilação Sul na variabilidade do gelo marinho, por meio de uma análise de causalidade através da Coerência Parcial Direcionada. Complementarmente, foram empregados produtos do *Climate Forecast System Reanalysis* para avaliação de sua representação do gelo marinho no Mar de Weddell e para a verificação das condições meteorológicas em situações de interesse. Após o tratamento dos dados dos campos de gelo marinho, verificamos os padrões e as anomalias de sua concentração na área oceânica, criando mapas de médias, modas e também analisando as distribuições do gelo marinho em cada sub-região determinada por meio de Análise de Cluster. Pode-se afirmar que o CFSR representa bem os dados satelitais em sua fase mas não em amplitude, podendo subestimar ou superestimar a concentração, tanto das anomalias quanto do ciclo anual. A maior limitação encontrada para os campos do CFSR são em situações onde a concentração de gelo é menos que 15% de área coberta, assim como a persistência de concentrações maiores que 90%. Os resultados de densidade de energia obtidos pela Coerência Parcial Direcionada mostram maior influência do sinal da TSM das regiões do Niño 3, 3.4 e 4 sobre a região da fronteira norte do campo de gelo, e também do Niño 1+2 na região da polónia do Mar de Weddell; além disso, as regiões Niño 1+2 e Niño 3 influenciam o gelo marinho nas proximidades da Península Antártica em períodos de 1 a 4 anos e de 300 dias a 1 ano, respectivamente. Os resultados do presente estudo demonstram que as diferentes fases do

El-Niño Oscilação Sul exercem influência sobre a concentração de gelo nas sub-regiões do Mar de Weddell, predominantemente em bandas de baixa frequência com escalas acima de 300 dias. Por outro lado, para a análise de efeitos atmosféricos locais e de mais alta frequência na concentração de gelo no mar de Weddell, foram calculados *composities* dos campos sinóticos durante eventos extremos positivos e negativos.

# Abstract

In the present study, we worked on the analysis of the marine ice of the Weddell Sea (south of 60S, between 60W and 20E), using satellite information and reanalysis fields. Ice concentration data from National Snow and Ice Data Center and sea surface temperature from Climate Prediction Center/National Oceanic and Atmospheric Administration in the period 1990-2010 were employed to verify the ENSO influence over the marine ice variability, using a causality analysis through Partial Directed Coherence. Moreover, Climate Forecast System Reanalysis were evaluated in terms of representation of the Weddell Sea marine ice, as well as for verifying meteorological conditions in specific situations. After data manipulation, we verified the patterns and its concentration anomalies in the oceanic region, creating maps of means and “modas”, as well as analyzing marine ice distributions in each sub-region obtained through cluster analysis. It’s possible to affirm that CFSR have a reasonable representation of the satellite data in terms of phase but not in amplitude, with under and over-estimations of concentrations, either anomalies or annual cycle. The major limitation found for the CFSR fields was related to situations with less than 15% of area coverage, as well as in concentration persistence larger than 90%. The results for energy density given by Partial Directed Coherence show influence of SST signal of Nino 3, Nino 3.4 and Nino 4 regions over the northern border of the ice field, as well as Nino 1+2 in the pollinia region of the Weddell Sea; besides, Nino 1+2 and Nino 3 regions influence the marine ice in the vicinity of Antarctic Peninsula with periods of 1 to 4 years and from 300 days to 1 year, respectively. Our results demonstrated that the different phases of ENSO exert influence over the marine ice concentration in the sub-regions of the Weddell Sea, mainly in frequency bands with time scales larger than 300 days. On the other hand, for analyzing local high frequency atmospheric effects over the marine ice concentration in

the Weddell Sea, we used composites of synoptic information during positive and negative extremes.

## Lista de Figuras

1.1	1ª imagem: Mar aberto ou livre de gelo, 2ª: Pacote muito aberto, 3ª: Pacote aberto, 4ª: Pacote fechado, 5ª: Pacote muito fechado e 6ª: Pacote compacto	12
2.1	Mar de Weddell com indicações de áreas turísticas, colônias de pinguins e avistamento de baleias. Extraída de Deininger et al. (2016).	28
2.2	Tipos de concentração de gelo adaptado de Gutierrez et al. (2007)	29
2.3	Espécies e gênese de polínias. Extraída de (Schlögl e Hohenleutner, 2009)	30
3.1	Região de estudo – Mar de Weddell em projeção Lambert	33
3.3	Método do colovelo para escolha do número ideal de Clusters	39
3.4	Gráfico de análise da coerência parcial direcionada (PDC) e demonstração do método aplicado	41
4.1	Médias diárias da concentração em porcentagem por área [25x25 km <sup>2</sup>	44
4.2	Exemplo de alisamento de ciclos anuais	45
4.3	Anomalias interanuais diárias da concentração de gelo marinho na região de estudo (Mar de Weddell)	45
4.4	Campo de média mensal da concentração de gelo marinho – verão	46
4.5	Campo de média mensal da concentração de gelo marinho – outono	46
4.6	Campo de média mensal da concentração de gelo marinho – inverno	48
4.7	Campo de média mensal da concentração de gelo marinho – primavera	48
4.8	Campo de moda mensal do tipo de concentração de gelo – verão	49
4.9	Campo de moda mensal do tipo de concentração de gelo – outono	49
4.10	Campo de moda mensal do tipo de concentração de gelo – inverno	50
4.11	Campo de moda mensal do tipo de concentração de gelo – primavera	50

4.12	Dendograma das análises de Clusters . . . . .	52
4.13	Campo de divisão de Clusters para dados de concentração de gelo – OBS e CFSR . . . . .	53
4.14	Concentração de gelo marinho por área nas sub-regiões do Mar de Weddell (OBS e CFSR) . . . . .	54
4.15	Concentração de gelo marinho por área nas sub-regiões do Mar de Weddell (OBS e CFSR) para os anos 2000 – 2005 . . . . .	55
4.16	Anomalia interanual da concentração de gelo marinho por área nas sub-regiões do Mar de Weddell (OBS e CFSR) para os anos 2000 – 2005 . . . . .	55
4.17	Anomalia intrasazonal da concentração de gelo marinho por área nas sub-regiões do Mar de Weddell (OBS e CFSR) para os anos 2000 – 2005 . . . . .	56
4.18	Ciclo anual das sub-regiões para os dados de Observação e CFSR. . . . .	57
4.19	Climatologia mensal da densidade de distribuição da concentração de gelo marinho para sub-regiões. . . . .	58
4.20	Diagrama de Hovmöller para a anomalia da concentração de gelo marinho na região de estudo . . . . .	60
4.21	Casos extremos de concentração de gelo marinho entre 2001 e 2010 em cada sub-região (expressas no eixo das ordenadas). Anomalias positivas (negativas) estão expressas em azul (vermelho). OBS na linha superior e CFSR na linha inferior. . . . .	60
4.22	Calendários dos anos referentes às datas selecionadas para análise sinótica. . . . .	61
4.23	Densidade de distribuição da concentração de gelo marinho para a sub-região R1. 1º trimestre/2004 . . . . .	62
4.24	Densidade de distribuição da concentração de gelo marinho para a sub-região R2. . . . .	63
4.25	Análise mensal do caso de extremo positivo de anomalia do gelo marinho em R1 – jan/2004 . . . . .	64
4.26	Análise mensal do caso de extremo positivo de anomalia do gelo marinho em R1 – fev/2004 . . . . .	65
4.27	Análise sinótica do caso de extremo positivo de anomalia do gelo marinho em R1. Centrado na semana do dia 07 de fevereiro de 2004 . . . . .	67

4.28	Densidade de distribuição da concentração de gelo marinho para a sub-região R1. 1º trimestre/2002 . . . . .	69
4.29	Densidade de distribuição da concentração de gelo marinho para a sub-região R2. 1º trimestre/2002 . . . . .	69
4.30	Análise mensal do caso de extremo positivo de anomalia do gelo marinho em R1 – dez/2001 . . . . .	70
4.31	Análise mensal do caso de extremo positivo de anomalia do gelo marinho em R1 – jan/2002 . . . . .	71
4.32	Análise mensal do caso de extremo positivo de anomalia do gelo marinho em R1 – fev/2002 . . . . .	72
4.33	Análise mensal do caso de extremo positivo de anomalia do gelo marinho em R1 – mar/2002 . . . . .	74
4.34	Análise sinótica do caso de extremo positivo de anomalia do gelo marinho em R1. Centrado na semana do dia 07 de março de 2002 . . . . .	75
4.35	Campos da influência de oscilações da TSM em N1+2 (ENSO) no GM . . . . .	77
4.36	Campos da influência de oscilações da TSM em N3 (ENSO) no GM . . . . .	78
4.37	Campos da influência de oscilações da TSM em N3/4 (ENSO) no GM . . . . .	80
4.38	Campos da influência de oscilações da TSM em N4 (ENSO) no GM . . . . .	81
5.1	Diagrama conceitual resumizando os principais resultados obtidos com a aplicação da coerência parcial direcionada (PDC) em dados de TSM nas diferentes regiões do ENSO . . . . .	86



## Lista de Tabelas

3.1	Classificação de concentração de gelo marinho por porcentagem de área coberta . . . . .	37
4.1	Síntese da análise de PDC espacial para regiões do ENSO no gelo marinho do Mar de Weddell . . . . .	82



# Sumário

1. <i>Divulgação científica</i> . . . . .	9
1.1 O que foi estudado nesse trabalho: . . . . .	9
1.2 Como? . . . . .	10
1.3 O que fiz: . . . . .	11
2. <i>Introdução</i> . . . . .	27
2.1 Introdução . . . . .	27
2.1.1 Gelo Marinho . . . . .	28
2.2 Objetivos e metas específicas . . . . .	31
3. <i>MATERIAIS E MÉTODOS</i> . . . . .	33
3.1 Dados . . . . .	33
3.1.1 Concentração de Gelo Marinho - Observação . . . . .	34
3.2 Filtragem e manipulação dos dados . . . . .	35
3.2.1 Distribuição espacial do gelo marinho . . . . .	36
3.3 Análise de Clusters . . . . .	38
3.4 Calendários de anomalias . . . . .	39
3.5 Análise de Causalidade . . . . .	40
4. <i>Resultados</i> . . . . .	43
4.1 Filtragem e manipulação dos dados . . . . .	43
4.2 Regionalização . . . . .	52
4.3 Análise Sinótica . . . . .	59
4.3.1 Análise do caso de extremo de anomalia positiva . . . . .	61

4.3.2	Análise do caso de extremo de anomalia negativa . . . . .	68
4.4	Análise da influência do ENOS . . . . .	76
5.	<i>Conclusões</i> . . . . .	83
	<i>Referências</i> . . . . .	87
	<i>Apêndice</i>	91
A.	<i>Teste de Box-Jenquins</i> . . . . .	93

# Introdução

## 2.1 *Introdução*

O Oceano Austral está em contato direto com todos os oceanos do Hemisfério Sul e isso implica conexão entre eles, diferentemente do Oceano Ártico que é como “uma bacia fechada com passagem profunda na qual o fluxo pode ser trocado com outros oceanos do mundo” (Dieckmann e Hellmer, 2003).

Devido a sua localização geográfica, através do balanço de radiação a sazonalidade é bem marcada.

Uma importante característica que diferencia os oceanos de altas latitudes dos demais é a formação de gelo em seus mares, denominado gelo marinho, além da influência direta da densidade da água doce derretida de geleiras (Dieckmann e Hellmer, 2003).

Esse gelo pode afetar a circulação local atmosférica e oceânica propiciando condições para a formação ou desintensificação de sistemas atmosféricos em várias escalas espaciais e temporais. Além disso, o gelo marinho pode alterar a salinidade e contribuir (quando a salinidade for superior a 34,46, conforme Dieckmann e Hellmer (2003)) na formação de água de fundo (Fujisaki et al., 2014), bem como afetar a circulação oceânica em escala de tempo maior que a atmosférica devido a propriedades físicas dos fluídos em questão; outro efeito é atuar como baixo condutor térmico, desfavorecendo a interação oceano-atmosfera.

Além da variação do gelo marinho afetar a circulação atmosférica e oceânica, mudanças nessa região podem afetar o turismo e o habitat de diversos animais, como os pinguins e baleias (Deininger et al. (2016), figura 2.1).

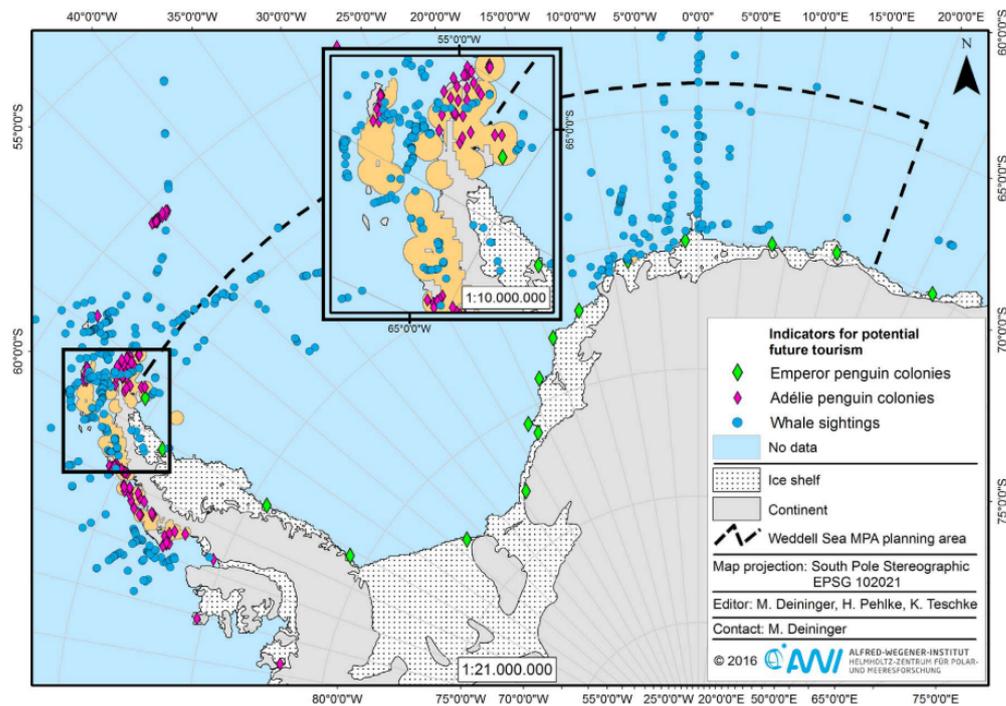


Fig. 7. Current touristic areas (light orange), penguin breeding colonies (green and pink icons) and whale sightings (blue icons). The current distribution of penguin breeding colonies and whale sightings can be used as rough proxy for potential future tourism activity. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Figura 2.1: Áreas turísticas atuais (laranja claro), colônias de criação de pinguins (ícones verdes e rosa) e avistamentos de baleias (ícones azuis). A distribuição atual de colônias de reprodução de pinguins e avistamentos de baleias pode ser usada como uma *proxy* aproximada de possíveis atividades turísticas no futuro. Extraída de Deininger et al. (2016).

### 2.1.1 Gelo Marinho

O Gelo Marinho (GM) é o gelo que se forma na superfície dos mares próximos a altas latitudes e é menos salgado que a água subjacente (Barreira, 2012). Devido à sua salinidade, a temperatura de fusão ou congelamento é diferente entre águas de mares e rios (lagos),  $-1,8^{\circ}\text{C}$  e  $0^{\circ}\text{C}$ , respectivamente.

Quatro características diferenciam o GM de outros tipos de gelo: “extensão, concentração, volume e espessura que variam em escala sazonal e interanual” (de Brito Neto, 2017). Essas diferenças encontram-se, por exemplo, em gelos de plataforma e mantos de gelo. O GM aumenta o albedo da área oceânica, afetando o balanço de energia local e global, além de alterar a salinidade, influenciando na formação de água profunda (Fujisaki et al., 2014).

Devido à sua baixa condutividade térmica, afeta o balanço termodinâmico entre as interfaces oceânica e atmosférica (Dieckmann e Hellmer, 2003; Carpenedo, 2017).

Conforme Dieckmann e Hellmer (2003, apud Dieckmann e Hellmer (2003)), o GM é “vulnerável a qualquer perturbação no oceano e/ou na atmosfera, mudando sua extensão e espessura”, onde afeta o ambiente e é afetado justamente por estar localizado entre os sistemas.

A diferença que existe entre os oceanos Austral e Ártico também é refletida no Gelo Marinho dos mesmos, onde características como a espessura, extensão, textura e salinidade variam (Dieckmann e Hellmer, 2003); não obstante as duas regiões sejam importantes para a formação de água de fundo (King, 2006; Marson et al., 2012).

Existem vários tipos de concentração de GM e existem classificações conforme a porcentagem de área coberta, como mostrado na figura 2.2.

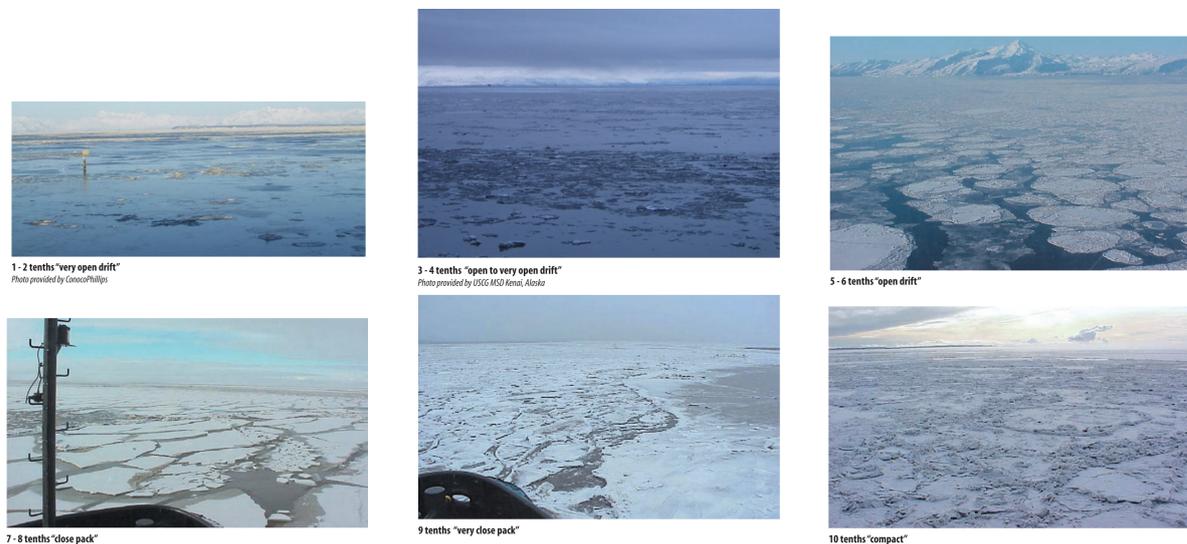


Figura 2.2: Tipos de concentração de gelo adaptado de Gutierrez et al. (2007). Na ordem da esquerda para a direita: mar aberto, pacote muito aberto, pacote aberto, pacote fechado, pacote muito fechado e pacote compacto.

Os tipos de concentração de GM chamados “pacote muito aberto” e “pacote aberto”, possibilitam maior interação entre oceano e atmosfera devido ao gelo, que funciona como um isolante térmico, não estar cobrindo toda a área. O GM serve como um isolante térmico, capaz de inibir a troca de calor entre o oceano e a atmosfera e quanto maior a concentração na área e o aumento de sua espessura, mais eficaz será esse processo.

O Mar de Weddell, cuja concentração de GM em seu domínio pode afetar e ser afetado pelos sistemas transientes atmosféricos, será a região de estudo deste trabalho. O processo de quebra e derretimento pode ocorrer por arrasto do gelo pelo vento e temperatura superior em uma das interfaces, ocasionando a convecção de calor próxima à mesma, seja

atmosférica (do ar sobrejacente) ou oceânica (água abaixo).

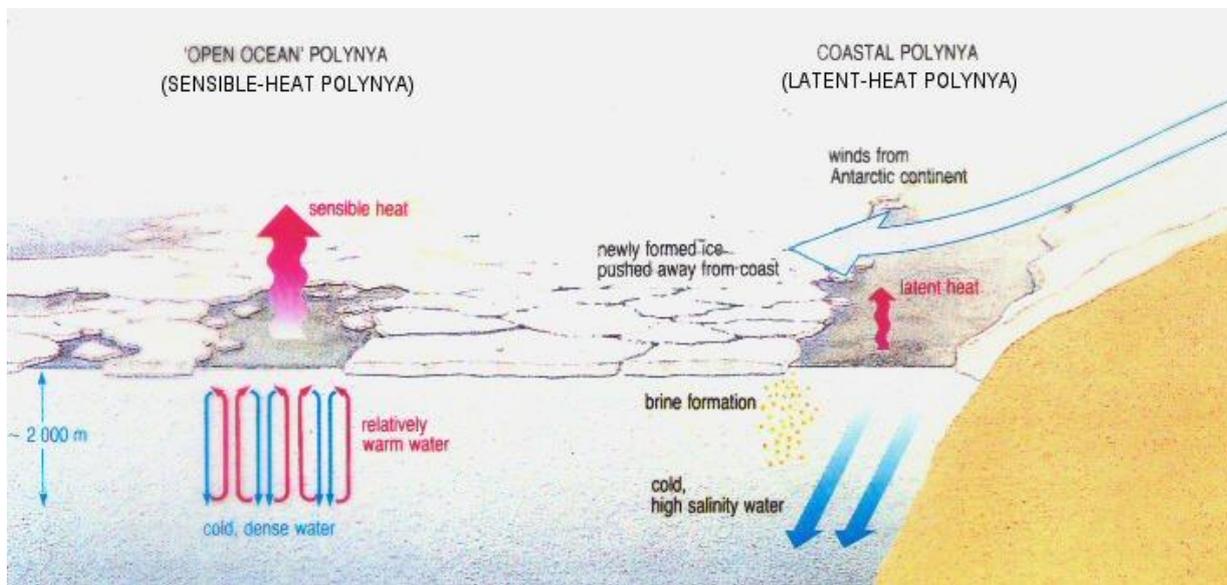


Figura 2.3: Espécies e gênese de polínias. Extraída de (Schlögl e Hohenleutner, 2009).

A concentração (e extensão) do Gelo Marinho não se dá de maneira uniforme em toda a área devido à influência de sistemas externos à própria dinâmica e termodinâmica do gelo como vimos anteriormente com a figura 2.2.

A parcela oceânica onde se encontra gelo marinho recebe o nome de manto de gelo marinho (que não necessariamente precisa ser pacote compacto). E, dentro dessa, também é possível encontrar polínias (figura 2.3), que atuam como janelas de interação atmosfera-oceano.

As polínias podem ser classificadas de duas maneiras: (1) de calor latente, forçada por ventos catabáticos, que estressam a superfície gelo-atmosfera (Dieckmann e Hellmer, 2003) ou gelo-oceano; (2) de calor sensível, formada pelo processo de revolvimento (circulação vertical induzida) que induz o derretimento do gelo e previne a formação do mesmo.

Ao entrar em equilíbrio termodinâmico nessa interação, a água resfriada desce dando continuidade ao processo de ascendência de águas mais frias e subsidência de águas mais quentes. Depois de formada a polínia de calor latente, a superfície (oceano), sendo mais quente que o entorno (gelo), perde calor para o ambiente (atmosfera) favorecendo o recongelamento da região (dependendo do gradiente de temperatura vertical logo acima da superfície) na taxa de 10cm/dia (Eiken, 2003 apud Dieckmann e Hellmer (2003)) e pode estar associado à ciclogênese (processo de formação do ciclone) e manutenção de ciclones.

A posição dos limites do GM pode influenciar na circulação local devido ao gradiente de temperatura imposto entre essa superfície e o oceano (continente).

Além dos sistemas transientes, fenômenos atmosféricos de baixa frequência podem afetar a região da Antártica (Yuan, 2004; Marson et al., 2012), um deles é o El-Niño. O El-Niño Oscilação Sul (ENSO, do inglês *El-Niño Southern Oscillation*) é um fenômeno de baixa frequência que tem origem no Oceano Pacífico em torno da linha do equador. O aquecimento (resfriamento) anômalo em suas águas podem desencadear mudanças no padrão climatológico de algumas regiões do globo. Quando temos anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de  $0,5^{\circ}\text{C}$  em uma determinada região com persistência de 3 meses, tem-se o período de El Niño (La Niña). Essas regiões são denominadas Nino 1+2 (N12, entre  $0-10\text{S}$  e  $90\text{W}-80\text{W}$ ), Nino 3 (N3, entre  $5\text{N}-5\text{S}$ ,  $150\text{W}-90\text{W}$ ), Nino 3/4 (N34, entre  $5\text{N}-5\text{S}$ ,  $170\text{W}-120\text{W}$ ) e Nino 4 (N4, entre  $5\text{N}-5\text{S}$ ,  $160\text{E}-150\text{W}$ ).

Paolo et al. (2018) constataram que durante períodos de El-Niño intensos, as plataformas de gelo no setor Pacífico da Antártica sofrem um aumento na altura devido à acumulação de gelo novo, observado sobretudo na escala interanual (maior que 1 ano). As plataformas de gelo são regiões de gelo permanente com muitos metros de altura, sobre a costa ou flutuantes e não perenes como o gelo marinho (GM). Já Yuan (2004) verificou em seu trabalho, regiões onde a anomalia da concentração do GM é positiva (negativa) em anos de El-Niño (La Niña) ao fazer *composities* de cinco casos de eventos entre 1984 e 2000.

## 2.2 Objetivos e metas específicas

O principal objetivo do presente estudo consiste em apresentar uma análise da variabilidade do GM na região do Mar de Weddell e como efeitos locais e remotos a influenciam e modulam. Para tal, as seguintes metas específicas serão abordadas:

- Avaliar dados de concentração do GM das observações do *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) e da reanálise do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR);
- Comparar essas bases de dados através de análises exploratórias;
- Verificar a variabilidade do GM no interior do domínio proposto através de uma técnica objetiva;

- Avaliar a causalidade entre fenômenos remotos e de baixa frequência (ENSO) com séries de concentração de GM;
- Relacionar eventos extremos de concentração do GM a condições meteorológicas locais de frequência.

## MATERIAIS E MÉTODOS

### 3.1 Dados

A região de estudo deste trabalho localiza-se entre  $70^{\circ}\text{W}$  e  $25^{\circ}\text{E}$  (Figura 3.1, área em vermelho), com limite superior em  $55^{\circ}\text{S}$  (a  $5^{\circ}$  do limite norte do Oceano Austral) e contorno inferior continental (ou de plataforma) em  $82^{\circ}\text{S}$ , abrangendo o Mar de Weddell ( $60^{\circ}\text{W}$  a  $20^{\circ}\text{E}$ ). Os dados de concentração do gelo marinho serão analisados na porção oceânica deste domínio.

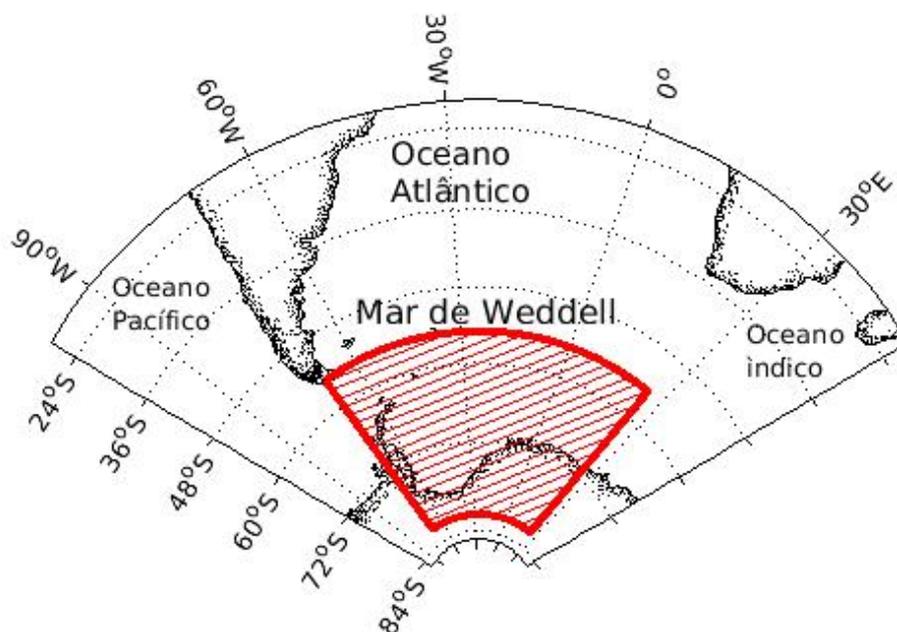


Figura 3.1: Mapa com o Mar de Weddell ao centro sendo a região de estudo (em vermelho), compreendida entre as latitudes  $55^{\circ}\text{S}$  e  $82^{\circ}\text{S}$  e longitudes  $70^{\circ}\text{W}$  e  $25^{\circ}\text{E}$ , em projeção Lambert.

### 3.1.1 Concentração de Gelo Marinho - Observação

Os dados de Observação (OBS) de concentração de GM (Meier et al., 2017)<sup>1</sup> são disponibilizados pela *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC), em frequência diária e mensal com cobertura temporal de 26 de outubro de 1978 a 28 de fevereiro de 2017.

Usa-se os sensores *Multichannel Microwave Radiometer* (SMMR), *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I) e *Special Sensor Microwave Imager/Sounder* (SSMIS) que, conforme Carpenedo (2017), convertem a temperatura de brilho dessas imagens satelitais para disponibilizar dados de cobertura de gelo marinho por área. Cada ponto de grade tem a área de  $25 \times 25 \text{ km}^2$  disponibilizando a concentração do gelo marinho em porcentagem de área coberta em projeção esferográfica polar, para mais informações, *vide manual de Meier et al. (2017)*.

A concentração de GM como produto do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR, Saha et al. (2010)), tem resolução espacial de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  e período de 1979 a 2010. Disponibilizada a cada 6 horas como porcentagem de área coberta em projeção cilíndrica.

Conforme (Saha et al., 2010), quando a temperatura da superfície do mar é maior que  $2.15^\circ\text{C}$  ou com concentração abaixo de 15%, o modelo considera esse ponto como livre de gelo ou mar aberto; quando é maior ou igual 15% redefine-se o valor de *input*, usando o observado. O GM é produzido antes da análise de temperatura da superfície do mar (ibidem) e o modelo que o estima é igual ao oceanico, com módulo de criosfera onde possui três camadas (duas para gelo e uma para neve).

Esse modelo utilizado produz a espessura do gelo e neve, além do cálculo de concentração do mesmo por área (a cada  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ). Seu módulo dinâmico calcula o estresse interno entre os mesmos (Hunke e Dukowicz, 1997, apud Saha et al. (2010)) e a termodinâmica (Wilton 2000, apud Saha et al. (2010)) possibilitando que, a neve sobrejacente possa congelar, derreter ou evaporar.

O limiar de extensão do gelo marinho foi delimitado em 15% com concentrações acima (abaixo) desse limite consideradas áreas cobertas (mar aberto). Esse método também foi empregado por Gloersen e Campbell (1991), Gloersen et al. (1993), Parkinson et al. (1999) e Carpenedo (2017).

Foram utilizados para as análises sinóticas campos de temperatura do ar a 2 metros da

---

<sup>1</sup> NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration Version 3

superfície, vento zonal (u) e meridional (v) a 10 metros, umidade relativa e calor latente, além da concentração do Gelo Marinho (CFSR).

Usamos as séries de temperatura da superfície do mar (TSM) nas regiões do ENSO, obtidas pelo site da *Climate Prediction Center*<sup>2</sup>. Este dado nos fornece médias semanais de temperatura da superfície do mar das regiões do Niño.

### 3.2 Filtragem e manipulação dos dados

Para realizar análises dos campos, procuramos deixá-los com a mesma grade espacial e temporal, assim possibilitando uma análise ponto a ponto pois os dados são fornecidos em projeções espaciais diferentes conforme citado acima. A grade menos refinada (CFSR,  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ) serviu como base para a interpolação espacial trazendo para o ponto cuja latitude e longitude fossem mais próximos, o valor da grade da Observação.

Para cálculo de anomalias, sejam interanuais ou intrasazonais de concentração de GM da Observação e do CFSR, foi selecionado o período de 01 de janeiro de 1980 a 31 de dezembro de 2010 (31 anos) pois teríamos a mesma amplitude temporal entre dados do CFSR e da OBS e assim poderíamos calcular as climatologias e seus respectivos resíduos.

Os valores da anomalia interanual e da anomalia intrasazonal também foram calculados para cada ponto de grade dos dois produtos de concentração de GM.

Para o cálculo de anomalias e demais procedimentos estatísticos, foram desconsiderados os dias 29 de fevereiro dos anos bissextos. No intervalo de 1980 a 09/07/1987, como os dados observacionais possuem frequência de 2 dias, foi aplicada uma interpolação *spline*, a fim de minimizar a introdução de erros na série em comparação a uma interpolação linear simples. Para casos que ultrapassassem o limiar de porcentagem real (0 – 100%), fizemos um truncamento nesses limites.

A série segue com dados diários em todo o período restante. Dados ausentes entre 03/12/1987 a 12/01/1988, foram substituídos pelo valor climatológico referentes a estes nos dias julianos. Faltando um dado no dia 24/03/1994, fizemos uma média simples no campo e conseqüentemente nas médias das séries temporais.

Para obtenção e remoção do ciclo anual, calculamos os dias julianos que consiste de

---

<sup>2</sup> Disponível em: <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/wksst8110.for>, acesso em jul/2019

médias correspondentes a cada dia do ano, onde esse ano climatológico, após suavização com o método de média móvel, foi retirado da série completa.

A média móvel simples de 3 pontos também conhecida como filtro 1-2-1, é um filtro onde o ponto central tem o dobro do peso de seus vizinhos e foi utilizada em um *loop* de 300 vezes com o intuito de suavizar a curva e eliminar possíveis ruídos impostos por uma variação brusca dos dados referentes às médias diárias.

Removendo da série original esse ciclo anual filtrado, obteve-se uma série de anomalias interanuais diárias de concentração de GM da média oceânica da região e para cada ponto de grade do mar de Weddell, tanto para a observação quanto para o produto do CFSR.

Para análise das variações intrasazonais no intervalo de 30 a 90 dias, foi aplicado o filtro passa-banda. O filtro passa-banda utiliza a transformada de Fourier e em seguida sua inversa, selecionando o período desejado para análise.

Com esse filtro, obteve-se do mesmo modo que a anomalia interanual, o produto estatístico referente as anomalias intrasazonais.

### 3.2.1 Distribuição espacial do gelo marinho

Fez-se médias mensais dos campos referentes às variáveis de gelo, assim como o cálculo do desvio padrão dos campos brutos e dos campos das anomalias, seja interanual ou intrasazonal.

Para suavização dos campos de concentração, utilizou-se uma classificação de concentração de GM, dada na tabela 3.1 (adaptada de Miguens (1996) e utilizada também em Gutierrez et al. (2007)) onde cada denominação é dividida em *flags* conforme a porcentagem de área coberta (exemplificada na figura 3.2), facilitando a classificação de moda mensal.

Para analisar extremos de anomalias interanuais, definidas a partir daqui como dados abaixo do percentil de 5% e acima do percentil de 95%, negativas e positivas, respectivamente, fizemos gráficos da densidade de distribuição de concentração para cada intervalo.

Fez-se gráficos para alguns anos e meses, comparados com a climatologia mensal de todo o período, assim pudemos ver a distribuição e compará-las. Esse método é semelhante a um histograma e foi realizado para todas as regiões dadas pela Análise de *Cluster*.

Tabela 3.1 - Classificação de concentração de gelo marinho por porcentagem de área coberta, adaptado de Miguens (1996) e Gutierrez et al. (2007)

Denominação do tipo de concentração	Porcentagem de área coberta
Livre de Gelo	0%
Mar aberto	0 – 14%
Pacote muito aberto	15 – 39%
Pacote aberto	40 – 69%
Pacote fechado	70 – 89%
Pacote muito fechado	90 – 99%
Pacote compacto	100%

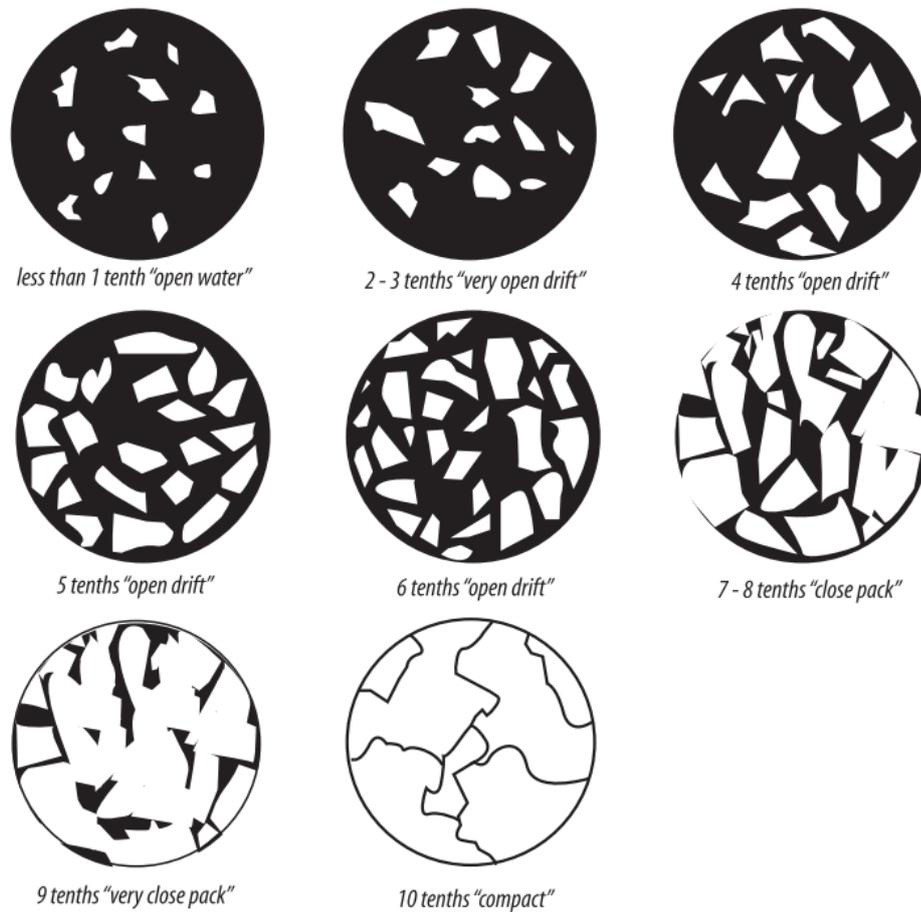


Figura 3.2: Diagrama de tipos de concentrações de gelo. Adaptada de (Gutierrez et al., 2007)

### 3.3 Análise de Clusters

Serão apresentadas sub-regiões com base em uma aplicação de Análise de *Cluster* hierárquica euclidiana para estudar diferentes comportamentos nesta região, esforço similar realizado por Fučkar et al. (2016) para o gelo ártico.

Esta técnica é bastante usada em ciências atmosféricas com o intuito de criar regiões ou grupos onde os dados apresentam padrões em sua variabilidade Zabalaga (2019), consistindo no cálculo entre similaridades e dissimilaridades entre os pontos, usando métodos estatísticos que não dependem de probabilidade. Para tal, deve-se estimar a medida de similaridade, selecionar o método de agrupamento e verificar a qualidade do cluster.

Aplicamos este método para os campos de concentração de gelo marinho (OBS e CFSR) e após normalização dos dados, calculamos a distância entre pontos com método de distância euclidiana para identificação da homogeneidade do sistema, que segundo Mim-mack et al. (2001) e Oliveira et al. (2017) “é apropriado para regionalização de dados climáticos”.

Usando este método, verificamos que “quanto menor o valor da Distância Euclidiana (DE), maior a semelhança entre dois conjuntos de dados” (Boiaski, 2007) e para agrupá-los, aplicamos o método de Ward, que é um esquema hierárquico que “faz sucessivas divisões e sucessivos agrupamento de dados”, conforme Wilks (2006) Oliveira et al. (2017) e Zabalaga (2019).

Um modo de verificar como os dados estão agrupados e qual a mínima distância entre os “blocos” de dados, usamos o dendograma que é uma representação gráfica da divisão de *clusters* conforme a distância entre os pontos (eixo vertical).

Para realização dessa metodologia para ambos produtos juntamos quatro campos de gelo marinho: campo médio da série, desvio padrão anual médio, desvio padrão da anomalia interanual, desvio padrão da anomalia intrasazonal. Sendo considerados somente pontos oceânicos e colocados em uma tabela de forma a cada ponto de grade conter essas quatro variáveis e podermos assim, realizar as devidas análises de agrupamento para divisão em regiões.

A identificação da quantidade de *clusters*, é dada pela análise de uma quebra na soma de quantidade de distâncias conforme a figura 3.3.

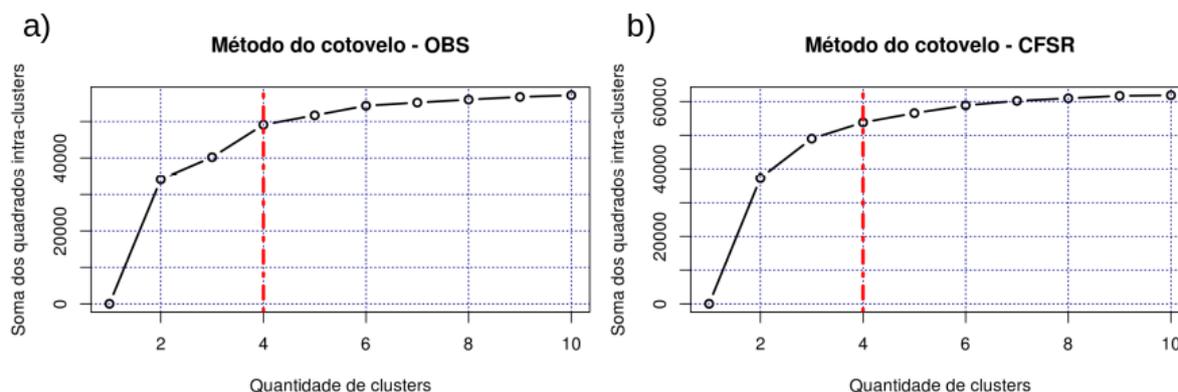


Figura 3.3: Método do colovelo para escolha do número ideal de Clusters

A figura 3.3 indica um número ideais de *clusters* levando em conta os padrões de gelo e, dado que há uma região onde quase nunca é observado gelo marinho (Passagem de Drake), foi adicionada uma região ao número ideal de *clusters* dado na figura 3.3, chegando assim ao total de 5 sub-regiões.

### 3.4 Calendários de anomalias

Usando as séries temporais das médias nas regiões dadas pela Análise de *Cluster* (item 3.3), foram gerados diagramas de *Hovmöller* para os casos extremos de anomalias interanuais positivas e negativas com os seguintes critérios:

- abaixo do percentil de 5%, recebe valor -1;
- entre 5% e 95%, recebe valor 0;
- acima de 95%, recebe valor 1.

Esse algoritmo foi aplicado a ambos os produtos (Observação e CFSR).

Para identificação dos dias referentes aos extremos de anomalias, fez-se calendários, sinalizando os dias de anomalias negativas e positivas que excediam esses limiares assim podendo escolher melhores períodos para as Análises Sinóticas.

### 3.5 Análise de Causalidade

Para análise de causalidade (item 3.5), usamos a mesma amplitude temporal para os dados de campo de GM da Observação e da TSM das regiões supramencionadas, onde usamos médias semanais, desde a primeira semana de 1990 até o fim de 2010, com o intuito de verificar a influência (ou causa) de uma série na outra usando a coerência parcial direcionada (técnica explicada em 3.5).

A coerência Parcial Direcionada (PDC do inglês, *partial directed coherence*, Baccala e Sameshima (2001) e Takahashi et al. (2010)) é uma ferramenta usada para análises de sinais onde se pode ver a chamada causalidade de Granger. Existem alguns tipos de causalidade de Granger, uma interessada em ver a previsão de uma série usando exclusivamente o passado de outra e a instantânea, que busca o efeito previsível de uma série sobre a outra no presente, ou seja, em cada passo de tempo.

Para a presente aplicação utilizou-se a métrica informacional, limiar alfa de 1% e 20 autorregressivos, determinadas após teste do teorema de box-jenquins, onde verifica-se a quantidade ideal de autorregressivos para otimização do cálculo (imagens geradas com este teste estão em anexo no Apêndice 01).

No espectro da coerência de uma série em outra, temos a curva de Patnaik (CP) que serve como um limiar para verificar a partir de qual energia em determinada frequência a série  $x_i$  (Nino TSM) influencia em  $x_j$  (GM). Ultrapassando esse limite, chamamos, neste trabalho, de curva de influência (CI).

A CI é composta apenas de valores que ultrapassam a curva de Patnaik nas suas respectivas posições no espectro. Posições no espectro que não ultrapassavam os valores da CP, foram desconsiderados e substituídos por valores da curva de Patnaik, assim, podendo calcular a integral do espectro (figura 3.4, área vermelha) em densidade espectral de potência em decibéis [dB].

Apenas para exemplificar a metodologia, usou-se o mesmo intervalo para dados de campo de GM e da TSM do Niño, usando médias semanais, desde a primeira semana de 1990 até o fim de 2010, a fim de verificar a influência (ou causa) de uma série na outra usando a coerência parcial direcionada.

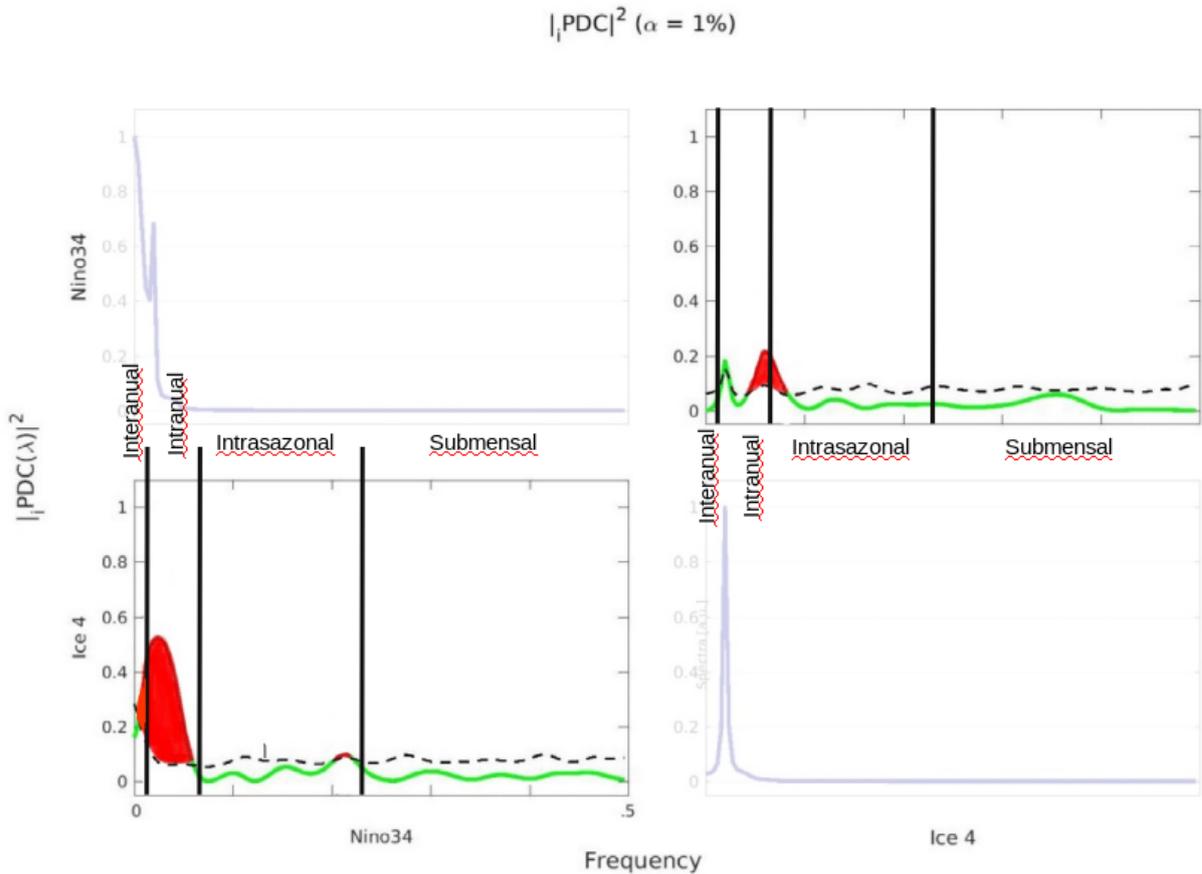


Figura 3.4: Painel de curvas resultantes da aplicação da PDC: (acima-esquerda) espectro de coerência da série temporal da TSM na região do Niño 3.4 com ela mesma; (acima-direita) espectro de coerência da série de gelo marinho com a série de TSM na região do Niño 3.4, explicitando possível efeito de causalidade do gelo para a TSM; (abaixo-esquerda) espectro de coerência da série temporal do gelo marinho na área de estudo com a TSM, indicando possível relação de causalidade da TSM na região do Niño 3.4 para o gelo; (abaixo-direita) espectro de coerência da série temporal do gelo marinho na área de estudo. Em tracejado, está representada a curva de Patnaik. Em vermelho, a integral do espectro de potência da coerência representando a causalidade entre as séries. A curva vermelha e a verde, representam a curva do espectro de coerência acima e abaixo da curva de Patnaik, respectivamente. As barras pretas apontam para a delimitação das bandas determinadas.

Com a PDC é possível verificar a influência da série  $x_i$  em  $x_j$  e vice-versa porém para este trabalho, verificou-se apenas a interferência da TSM do ENSO no GM.

Como o espaçamento entre valores consecutivos é de 7 dias, é possível separar períodos em: submensal (abaixo de 30 dias), intrasazonal (30 – 90 dias), intranual (90 – 364 dias) e interanual (acima de 1 ano).

Este algoritmo foi aplicado em todos os pontos de grade, a fim de relacionar a série da TSM nas regiões do ENSO com a variação local do gelo marinho.



## Resultados

Com o tratamento dos dados de forma a deixar todos os campos na mesma dimensão temporal e espacial, foi possível realizar médias e análises em diferentes escalas de tempo, utilizando os produtos do CFSR e a Observação.

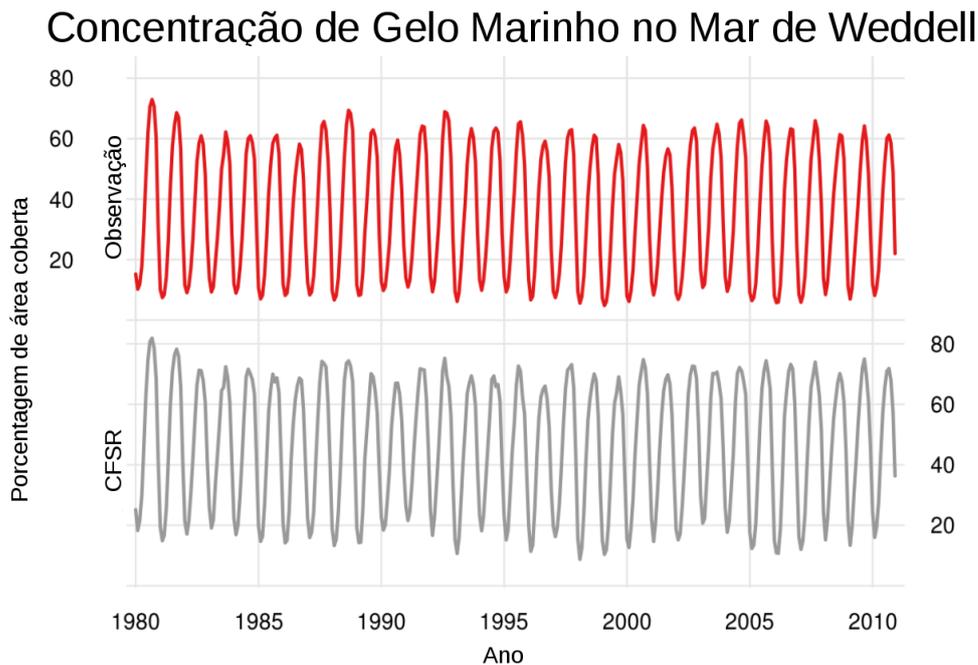
Utilizando médias diárias na região completa chegamos à comparação entre as séries observada e CFSR (figura 4.1), possibilitando o cálculo dos dias julianos, obtendo assim o ciclo anual referente à média diária e o alisamento da série com filtro 1-2-1 (figura 4.2), procedimento que suaviza variações abruptas de valores consecutivos para então chegarmos às séries de anomalias interanuais.

Após cálculo em séries unidimensionais, fizemos os cálculos para cada ponto de grade, a fim de obter campos que foram utilizados em análises posteriores.

### 4.1 Filtragem e manipulação dos dados

Com a média do campo total, obtivemos a concentração total da região (figura 4.1), tanto para OBS quanto para o CFSR e foi possível calcular anomalias interanuais através da remoção do ciclo anual. Dada as séries de anomalias (figura 4.3), vemos que estão em concordância quanto a fase porém com divergências em suas amplitudes.

Na figura 4.3, onde apresentamos as séries de anomalias da concentração de gelo marinho, nota-se um pico em 1987 para as observações (anomOBS) com correspondente menos intenso para o CFSR (anomCFSR). Este período coincide justamente com a substituição dos dias faltantes pela climatologia calculada (OBS). A substituição da climatologia nos dados ausentes causou um *break-point*, já que em dias anteriores continham valores mais altos de concentração.



*Figura 4.1: d*

e gelo marinho na região de estudo (Mar de Weddell)] Médias diárias da concentração em porcentagem por área [ $25 \times 25 \text{ km}^2$ ] de gelo marinho na região de estudo (Mar de Weddell)

A amplitude dos picos de anomalia negativa entre os anos de 2000 a 2005 difere entre os conjuntos de dados analisados, com a OBS apresentando valores mais negativos que o CFSR. Já anomalias positivas nesse período são melhor representadas, muito embora o CFSR apresente valores ligeiramente mais acentuados.

Ainda nesse período, é notável uma oscilação marcante entre anomalias positivas e negativas. Sendo assim, trata-se de um período de interesse, uma vez que ambos os conjuntos apresentam um pico positivo em 2003 seguido de um período negativo (Fig. 4.3), em concordância com o apresentado por Carpenedo (2017).

A análise sinótica apresentada adiante (Seção 4.3) irá desconsiderar períodos anteriores a 1990, devido às interpolações realizadas nos dados de análises e possíveis introduções de erros.

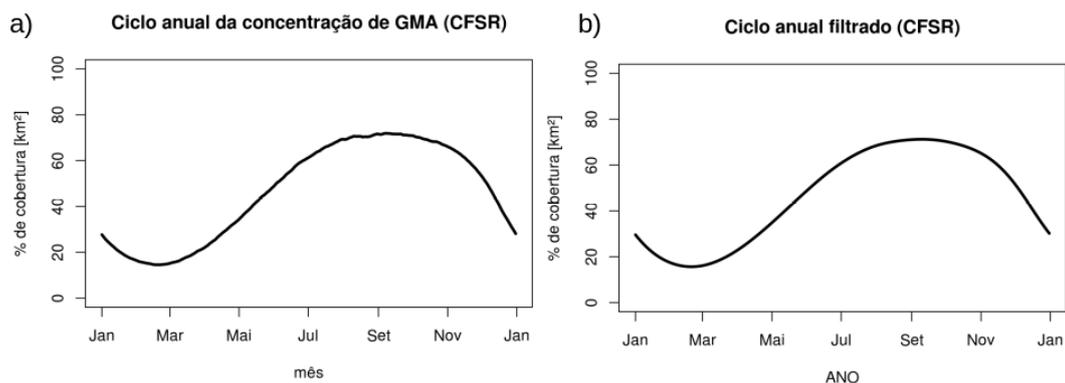


Figura 4.2: Ciclo anual da cobertura de GM. À esquerda, média para cada dia juliano. À direita, após a aplicação de média móvel do tipo 1-2-1.

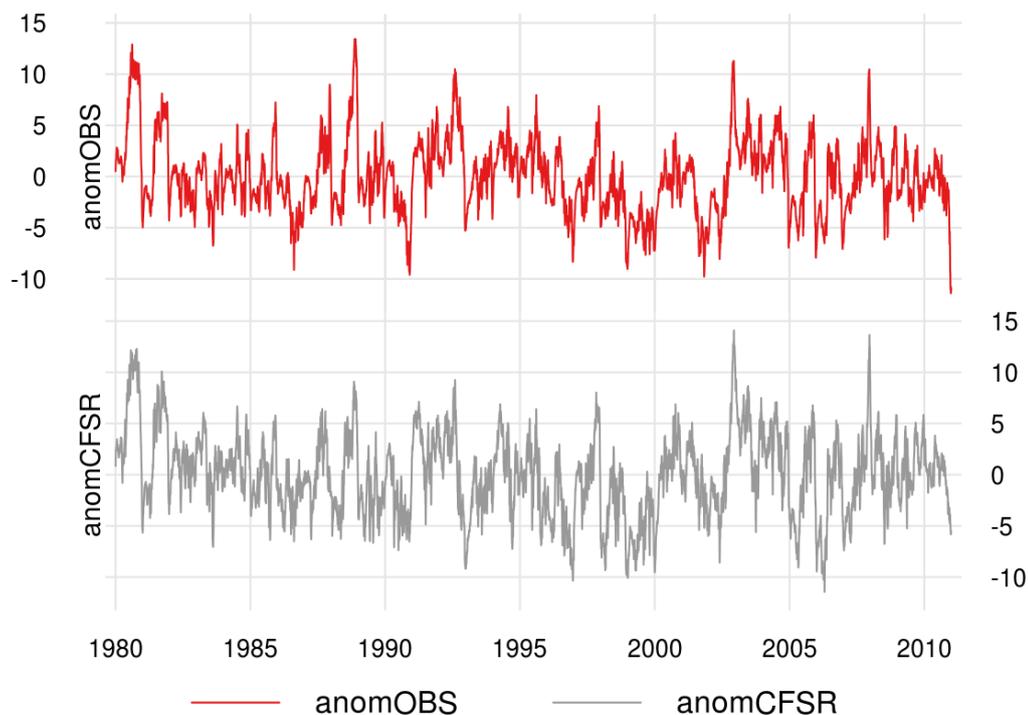


Figura 4.3: Anomalias interanuais diárias da concentração em porcentagem por área [25x25 km<sup>2</sup>] de gelo marinho na região de estudo (Mar de Weddell)

Geramos mapas de médias mensais da concentração de gelo marinho tanto para a OBS quanto para o CFSR, após interpolarmos em uma grade comum (Figs. 4.4 - 4.7). Com isso, pudemos ver as diferenças entre os conjuntos. Quanto à extensão do gelo marinho, notamos pequenas diferenças entre a OBS e o CFSR e, portanto, uma boa correspondência do modelo do CFSR com sua observação assimilada (OBS).

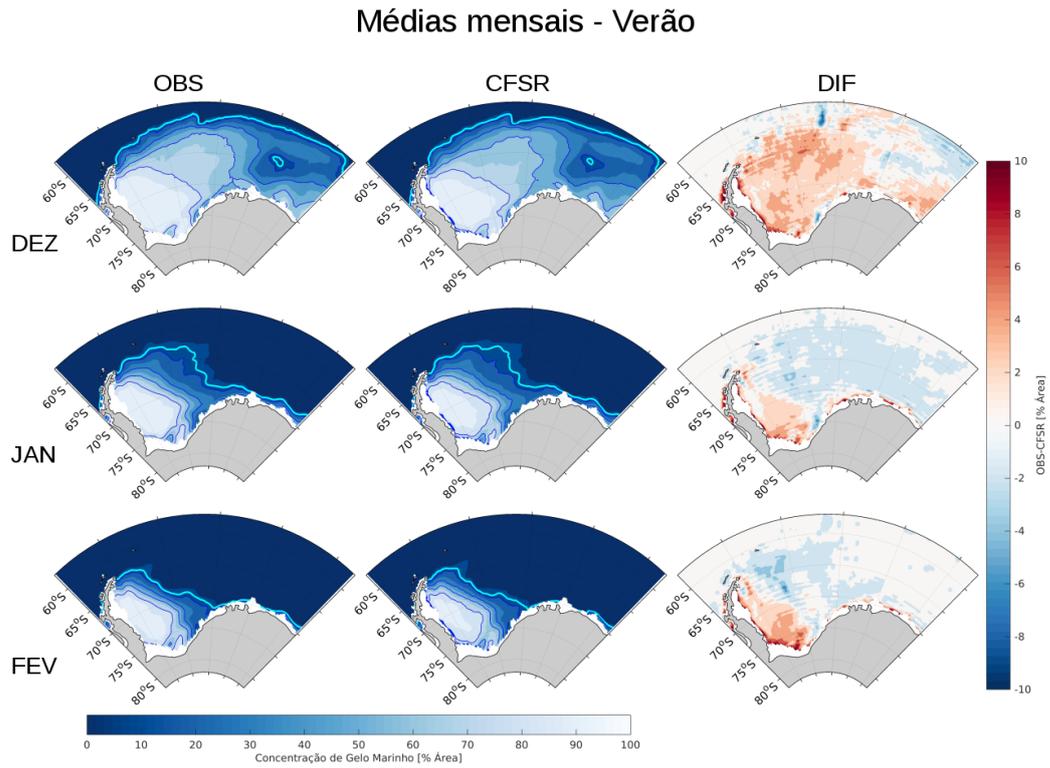


Figura 4.4: Campo de média mensal da concentração de gelo marinho para OBS e CFSR—verão

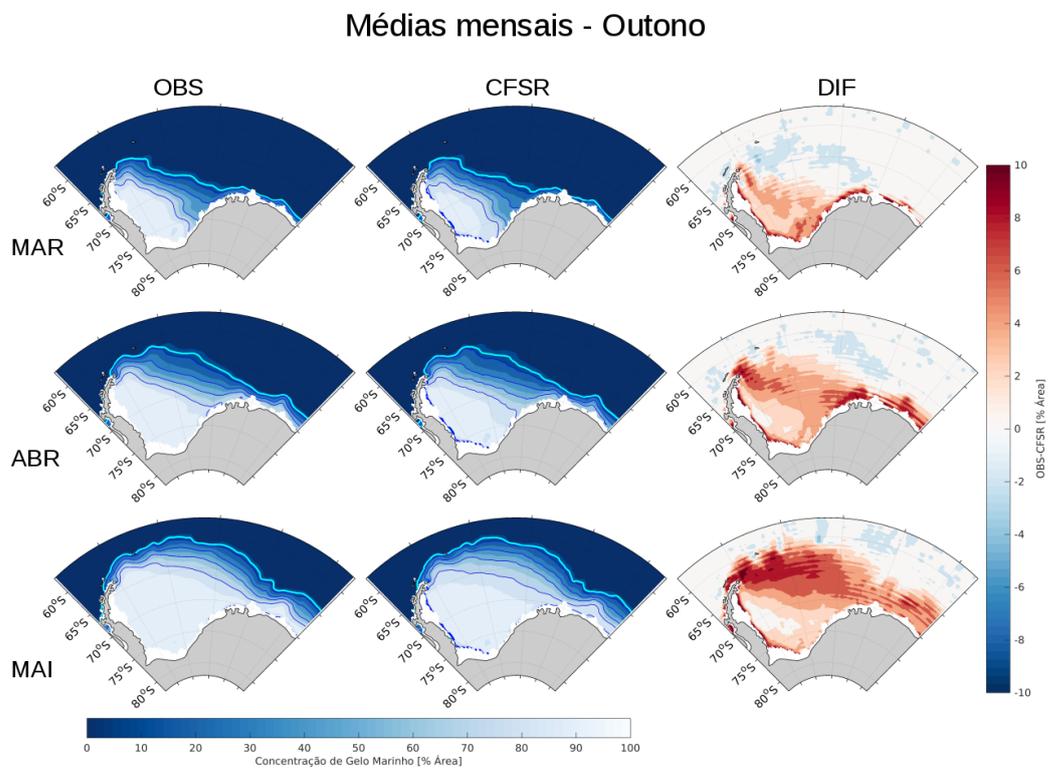


Figura 4.5: Idem à figura 4.4 mas para o outono

Nos campos médios do verão (figura 4.4), diferenças elevadas entre os campos predominam nas proximidades da zona costeira ao passo que a região oceânica demonstra diferenças absolutas de aproximadamente 4%. Esse já era um comportamento esperado, dadas as discrepâncias entre as áreas dos elementos de grade dos dois conjuntos, (OBS: 25x25 km<sup>2</sup> e CFSR: 0.5x0.5°). Muito embora os conjuntos tenham sido interpolados para uma grade comum, perde-se uma parte da resolução. Para todos os pontos, as diferenças entre as médias foram truncadas para valores superiores a 10% pois, mesmo com a interpolação espacial nos campos, pontos próximos à costa em ambos produtos continham certa diferença que ao gerar os campos, mascarava demais valores.

Durante o outono (figura 4.5), além das diferenças significativas encontradas na zona costeira, nota-se uma elevação nesses valores acompanhando a interface entre o gelo marinho e o oceano aberto, principalmente durante o mês de maio. Tais discrepâncias são mais evidentes nos campos de modas mensais referentes a essa estação (Fig. 4.9). Tal comportamento também foi verificado para a diferença entre os campos de inverno (Figura 4.6).

Durante o inverno, além de valores positivos para diferenças entre a OBS e o CFSR na borda entre o gelo marinho e o oceano, nota-se uma elevada diferença negativa na porção norte do domínio. Esta configuração pode estar relacionada com estruturas mais a norte, fora do domínio de estudo. O que podemos verificar no presente estudo é a projeção do gelo marinho para leste nos campos do CFSR em comparação com a observação, gerando uma diferença negativa significativa nessa região.

Diferenças notáveis entre os campos OBS e CFSR são observadas durante o mês de agosto. Enquanto o gelo marinho nos campos de OBS mantém altos níveis (acima de 90%) por todo o domínio, o CFSR mostra uma restrição nas concentrações entre 80–90%. Tais diferenças persistem durante os primeiros meses da primavera (Fig. 4.7).

Segundo Carpenedo (2017), setembro é o mês com maior extensão do GM na região e isso é corroborado pelos campos da figura 4.7. Nos demais meses de primavera, nota-se um descongelamento nos campos do CFSR em uma zona à leste do domínio. Tal estrutura é evidente apenas durante novembro para as OBS. Nessa área encontra-se a polínia de calor sensível do Mar de Weddell, geradora de uma interface para interação entre oceano e atmosfera no interior do pacote de gelo.

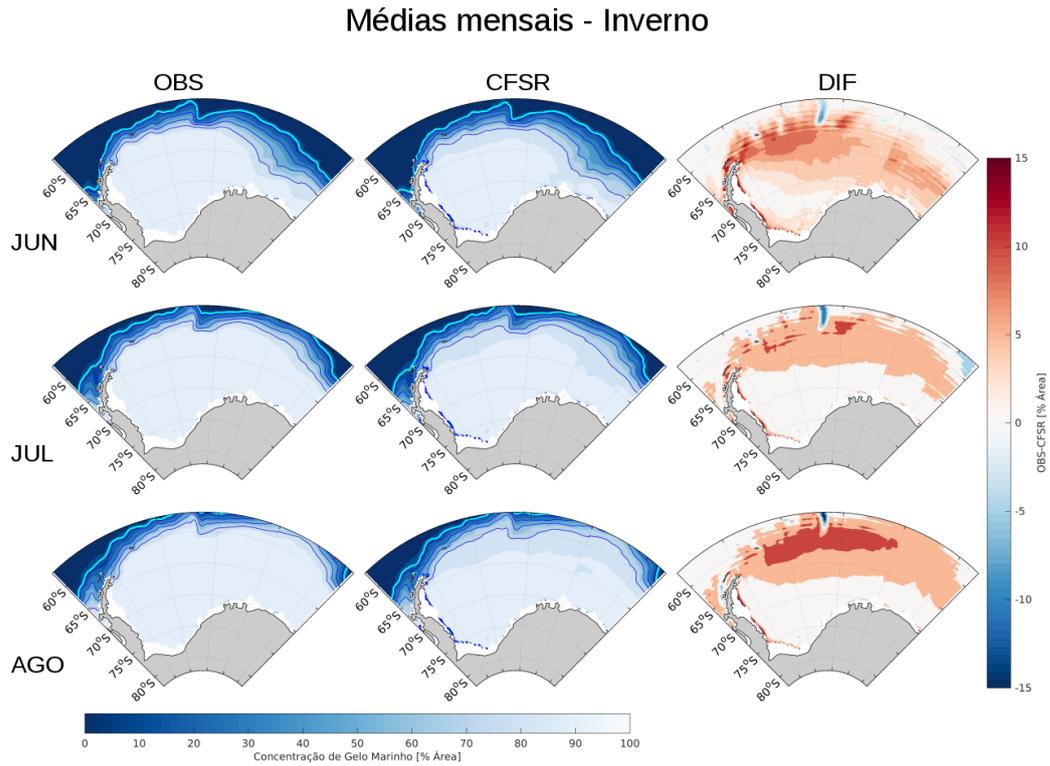


Figura 4.6: Idem à figura 4.4 mas para o inverno

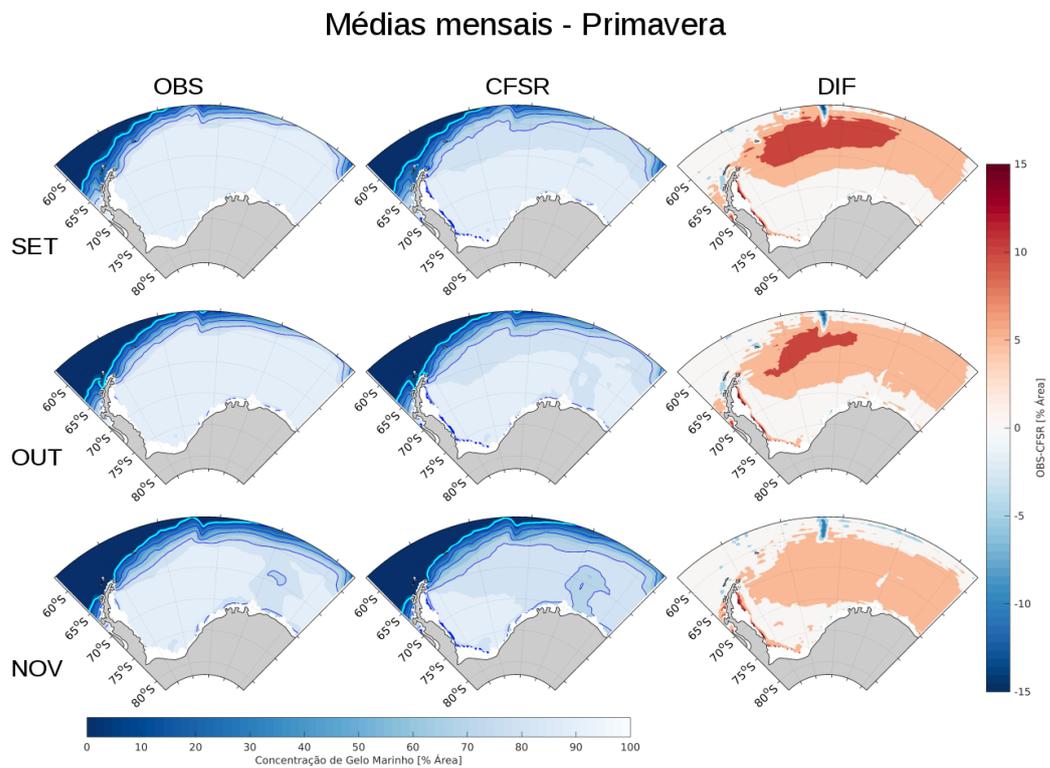


Figura 4.7: Idem à figura 4.4 mas para a primavera

Em todas as estações do ano, o limite de gelo (configurado por concentrações acima de 15%) se mostra coerente entre os campos. Isso indica uma boa representação desse limite pelo CFSR.

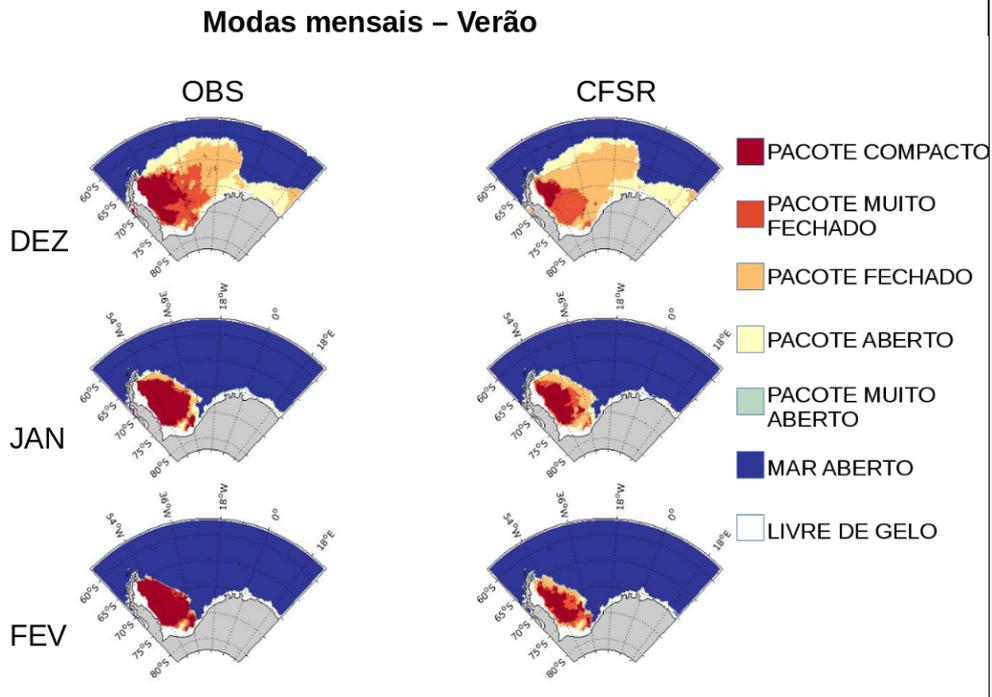


Figura 4.8: Campo de moda mensal do tipo de concentração de gelo para OBS e CFSR – verão

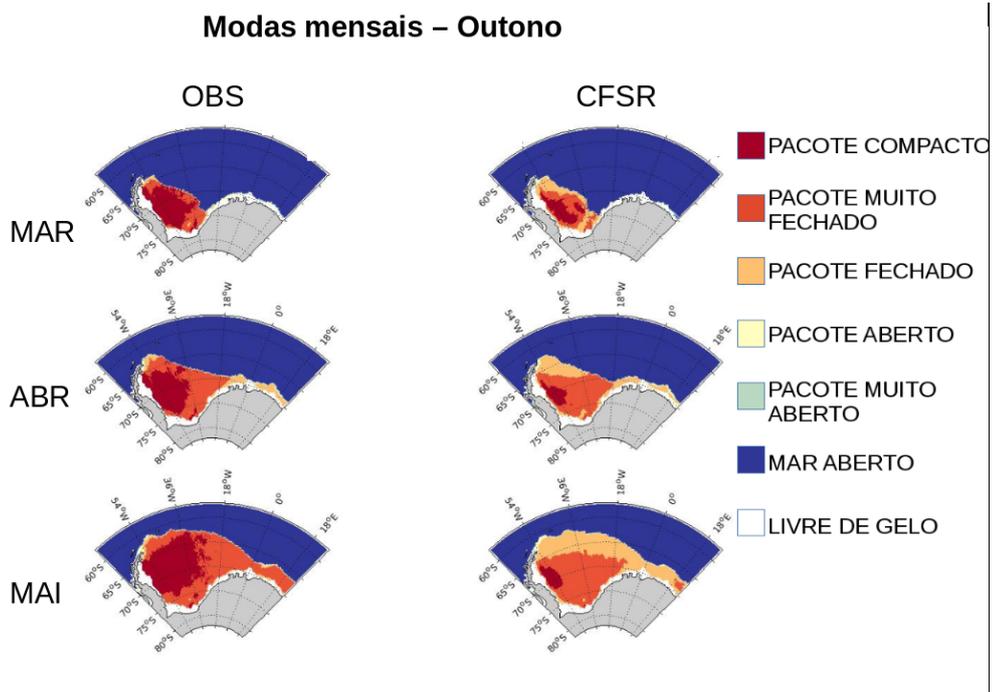


Figura 4.9: Idem à figura 4.8 mas para o outono

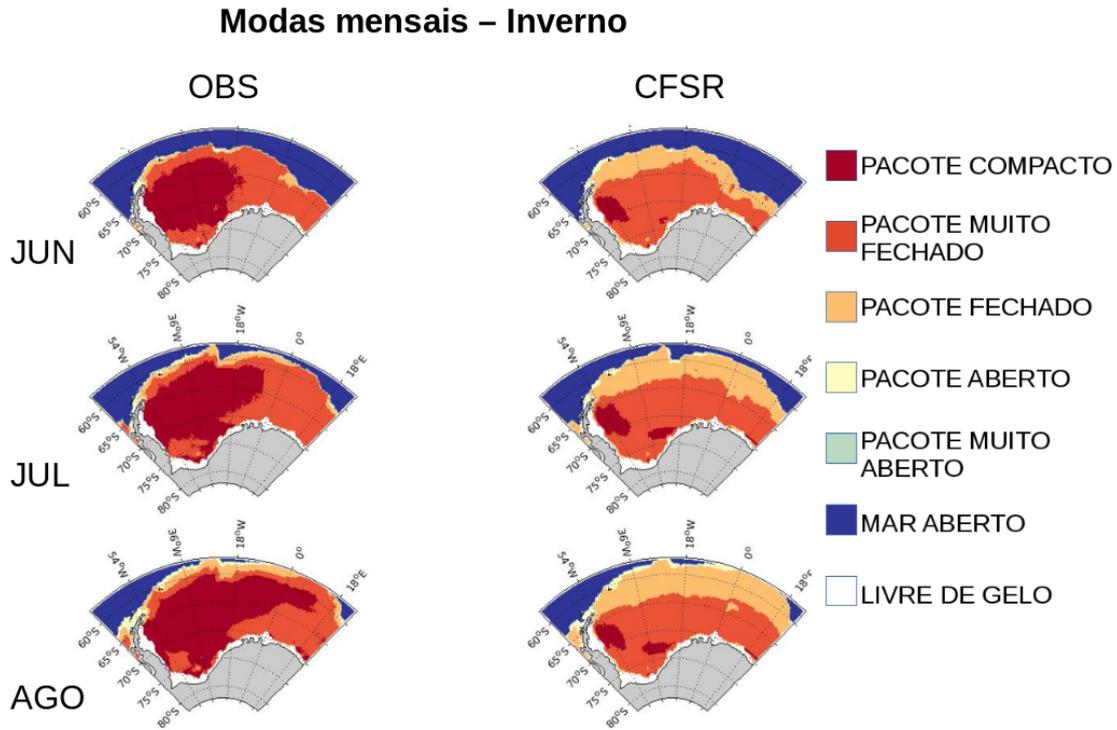


Figura 4.10: Idem à figura 4.8 mas para o inverno

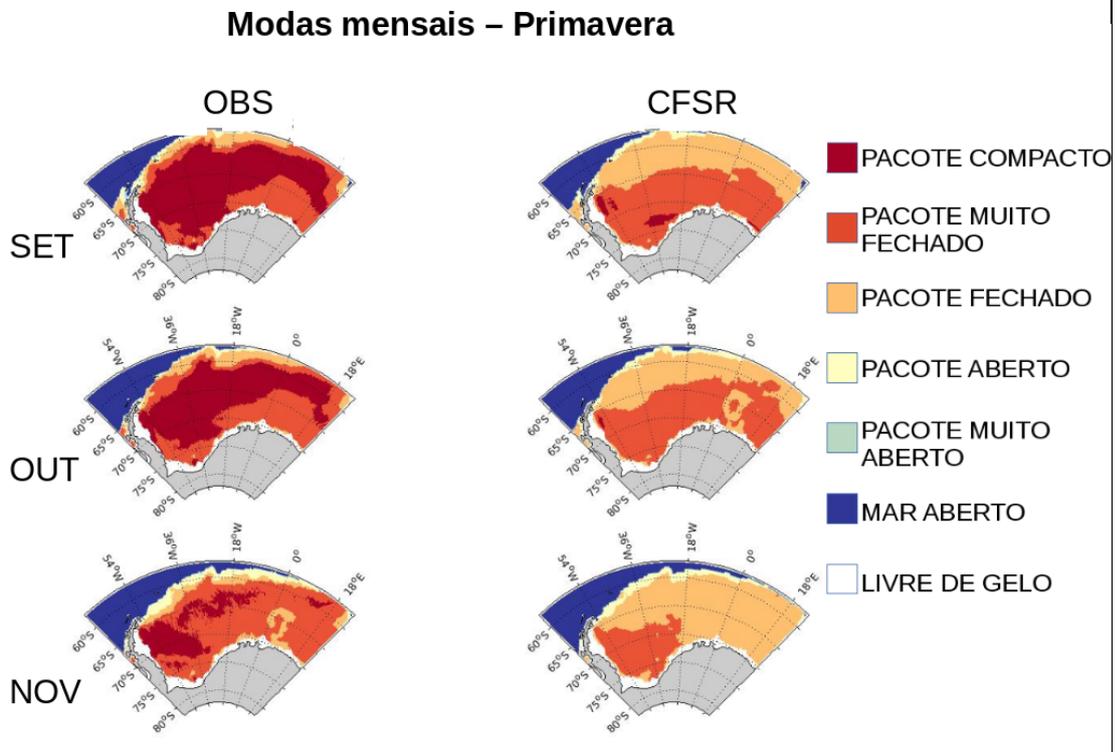


Figura 4.11: Idem à figura 4.8 mas para a primavera

Nas figuras que ilustram as modas mensais (figuras de 4.8 - 4.11), as diferenças são significativas. Seguindo a descrição da tabela 2.1, verificamos diferentes tipos de concentração e subestimação do modelo em relação ao dado observado. Alguns locais, como serão apresentados em seções apresentadas adiante (item 4.2), apresentam elevada persistência de alta concentração de gelo mesmo em estações relativamente quentes (verão austral, figura 4.8).

Na figura 4.8, ainda podemos observar os limites do gelo bem representados, uma vez que a porcentagem inferior do tipo “pacote Muito Aberto” representa 15% de concentração de gelo marinho em cada ponto.

Vemos uma homogeneidade ao redor de cada tipo de concentração no CFSR (Figura 4.8, segunda coluna), ao passo que a observação (Figura 4.8, primeira coluna) apresenta um campo mais ruidoso, com descontinuidades na interface entre tipos diferentes de gelo marinho.

A discrepância entre os campos modais é mais evidente durante os meses de outono austral (figura 4.9), estação que representa a transição verão-inverno. Nesse período, tipos de concentração apresentam persistências diferentes, muito embora o limite da borda do gelo continue bem representado.

Durante esses meses, há um crescimento rápido da extensão do gelo por todo o domínio. Nos campos médios de outono, diferenças são mais evidentes na borda norte do gelo explicado (figura 4.9), onde vemos tipos de pacotes de gelo muito bem organizados no CFSR com sentido de crescimento para leste. Nota-se um gradiente de diferentes tipos de gelo no sentido mar-continente (figura 4.9,CFSR), especificamente em direção à Península Antártica. Já para a OBS (figura 4.9,OBS), predominam regiões com tipo “pacote muito fechado” e “pacote compacto”.

Durante os meses de inverno, muito embora as médias mensais tenham se mostrado similares (figura 4.6), os campos com as modas (figura 4.10) são distintos, com divergências mais evidentes nas áreas com poucos “pacotes compactos” para os campos da reanálise (figura 4.10, b,d,f). Assim como nas modas de outono (figura 4.9), nota-se um gradiente em sentido ao continente na segunda coluna da figura 4.10. A observação (figura 4.10,OBS) apresenta um grande número de pontos em que o algoritmo detectou “pacote compacto” e “pacote muito fechado”, assim como na primeira coluna da figura 4.9.

Na primavera austral, que também configura-se como estação de transição, vemos certa

heterogeneidade na persistência de tipos de concentração (figura 4.11). Os campos médios (figura 4.7) mostram um decréscimo na concentração de gelo nas proximidades da polínia de calor sensível. Essa estrutura é mais evidente no produto do CFSR que na OBS, como constatado e passível de verificação na figura 4.11, no mês de outubro (figura 4.11,CFSR).

O tipo “pacote compacto” continua não sendo bem representado pelo modelo, mesmo no mês de máxima extensão (setembro). Durante esse período, a OBS (figura 4.11 a,c e e) aponta para um espalhamento e um crescimento desse tipo de concentração para leste, ao passo que o CFSR mostra diminuição desse tipo de gelo para norte.

## 4.2 Regionalização

A partir dos campos supramencionados na seção 3.3, criou-se um mapa de divisões em clusters. Esse procedimento é realizado a partir da verificação de pontos passíveis de agrupamento por co-variabilidade e condiz muito com o sentido de crescimento (derretimento) do gelo durante o ano.

Após normalização dos campos selecionados, apresentamos o dendograma abaixo (figura 4.12) todos os pontos de grade e seus respectivos agrupamentos, conforme a mínima distância e a identificação de seus padrões.

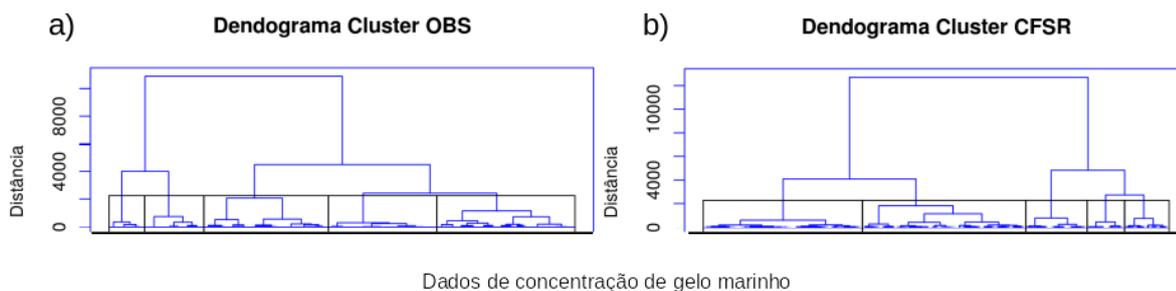


Figura 4.12: Dendograma das análises de Clusters. (a) Análise feita para os dados de Observação e (b) Análise feita para o produto do CFSR. Ambos para a concentração de gelo marinho por ponto de grade da região de estudo (Mar de Weddell)

Com o resultado dessa análise, temos a divisão em sub-regiões e a reconstrução do campo do Mar de Weddell, cuja representação encontra-se ilustrado na figura 4.13. A região 1 (R1), a leste da Península Antártica, apresenta menor variabilidade de gelo marinho durante o ano e, embora as modas mensais (figuras 4.8 – 4.11) apontem para a presença de dois tipos de gelo na região – *flags* “pacote compacto” e “pacote muito fechado” em sua



CFSR apresentou boa representação das amplitudes, com exceção das séries em R4 e R5. A OBS se mostra com maior amplitude nos anos de 1995 a 2010 do que no CFSR, possivelmente pelo modo como o modelo assimila os dados de observação com o limiar de 15%. É provável que na R5 a mesma limitação seja encontrada.

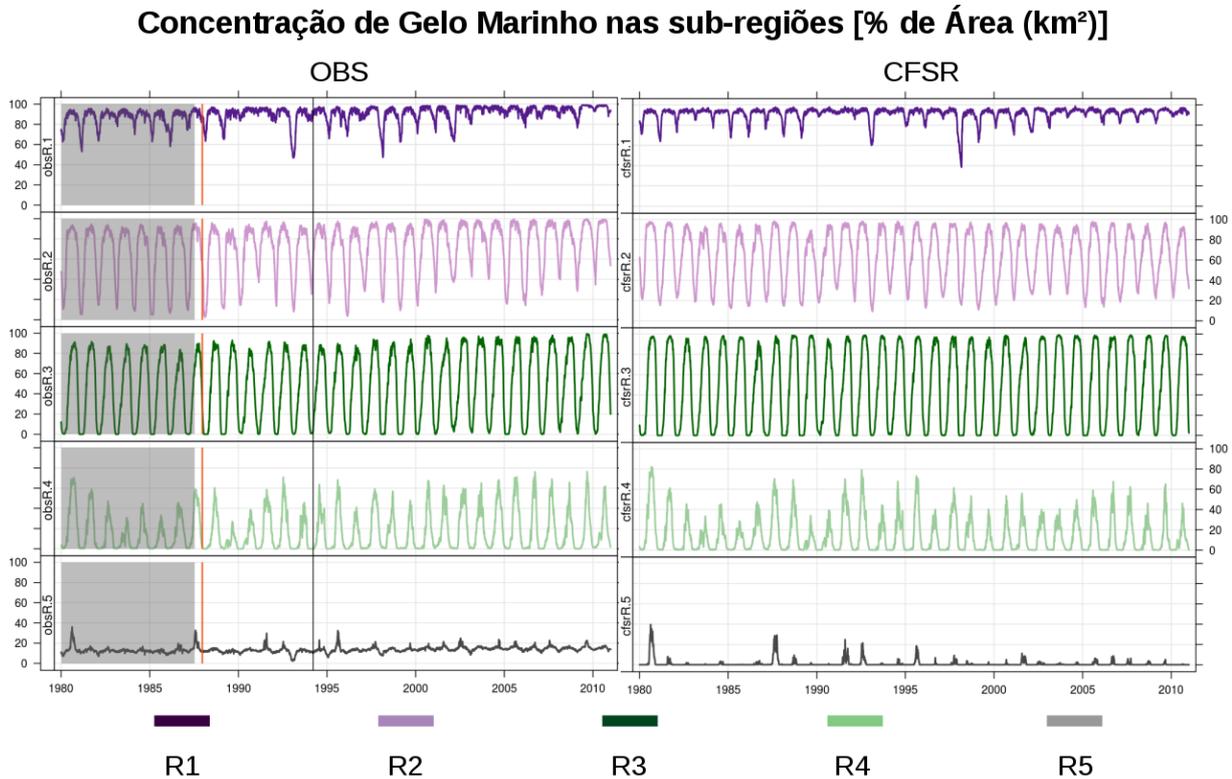


Figura 4.14: Concentração de gelo marinho por área nas sub-regiões do Mar de Weddell. À esquerda temos a Observação (OBS) e à direita produto do CFSR.

Investigando com mais detalhes o intervalo entre os anos de 2000 a 2005, nota-se que ambas as séries, concOBS e concCFSR, encontram-se em fase. É importante destacar a região em sombreado azul na figura 4.15 (série R5), onde vemos que os picos acima do limiar de 15% são bem representados pelo CFSR e, conforme descrito na metodologia, sinais abaixo desse limite são desconsiderados no cálculo do campo estimado, subestimando o valor de concentração no campo.

Para melhor visualização, os limites dos gráficos na figura 4.15 não encontram-se em uma mesma escala. É possível de se constatar um certo alisamento na média do campo de concentração de GM na R3 e na R4 (ambas na figura 4.15) para valores abaixo de 20%.

### Concentração de Gelo Marinho nas sub-regiões nos anos 2000 – 2005 [% de Área (km<sup>2</sup>)]

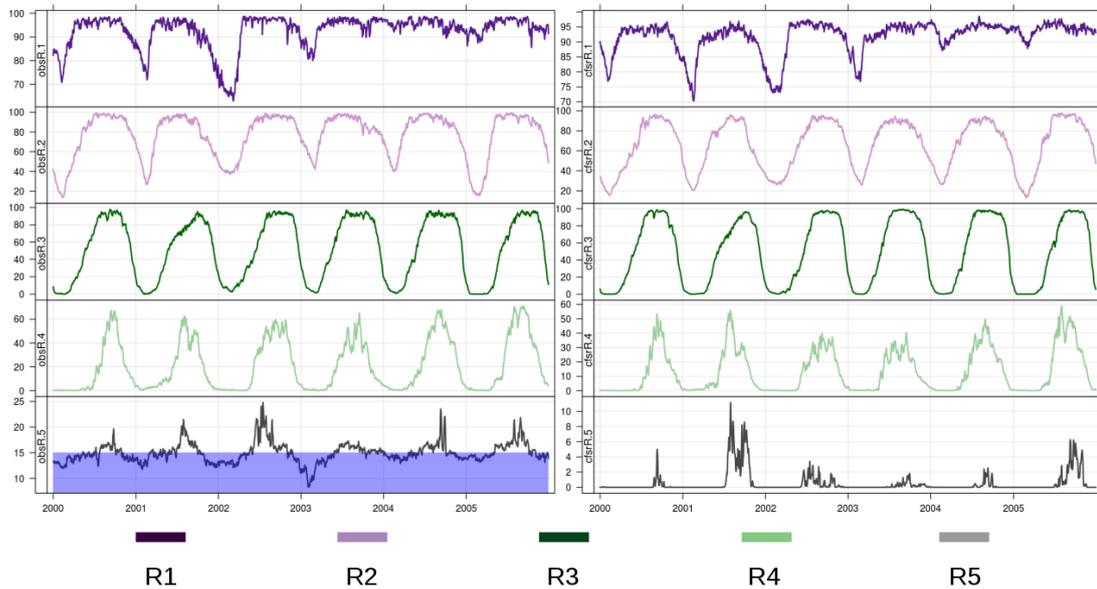


Figura 4.15: Idem à figura 4.14 mas para os anos 2000 – 2005, entretanto as escalas da concentração de gelo marinho não são iguais em todas as séries mostradas nesta figura. Na Observação, o limite inferior a 15% (R5), está destacado para mostrar que os picos acima dele estão bem representados pelo CFSR.

### Anomalias interanual da concentração de Gelo Marinho nas sub-regiões nos anos 2000 – 2005 [% de Área (km<sup>2</sup>)]

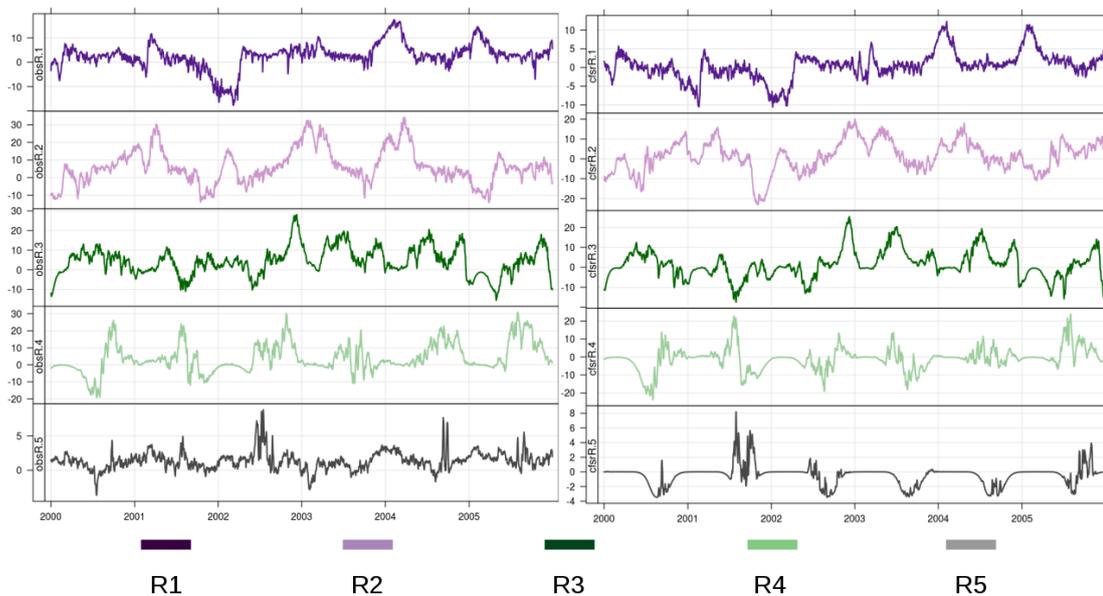


Figura 4.16: Anomalia interanual da concentração de gelo marinho por área nas sub-regiões do Mar de Weddell (OBS e CFSR) para os anos 2000 – 2005. À esquerda a observação (OBS) e à direita, CFSR.

De acordo com a Figura 4.16, em 2002, para a R2, temos a superestimativa de anomalia negativa (figura 4.16) do CFSR em relação à OBS (cerca de 10%). As anomalias interanuais apresentam fases e amplitudes semelhantes. Na R4 (figura 4.16) temos entre 2002 e 2003 com sinais opostos e dificuldade de representação. Já em R5, esse comportamento é verificado quase todos em os anos.

O sinal intrasazonal (figura 4.17) é discreto nesse período, apresenta fase similar na maior parte do período mas com diferenças de amplitudes.

### Anomalias intrasazonais da concentração de Gelo Marinho nas sub-regiões nos anos 2000 – 2005 [% de Área (km<sup>2</sup>)]

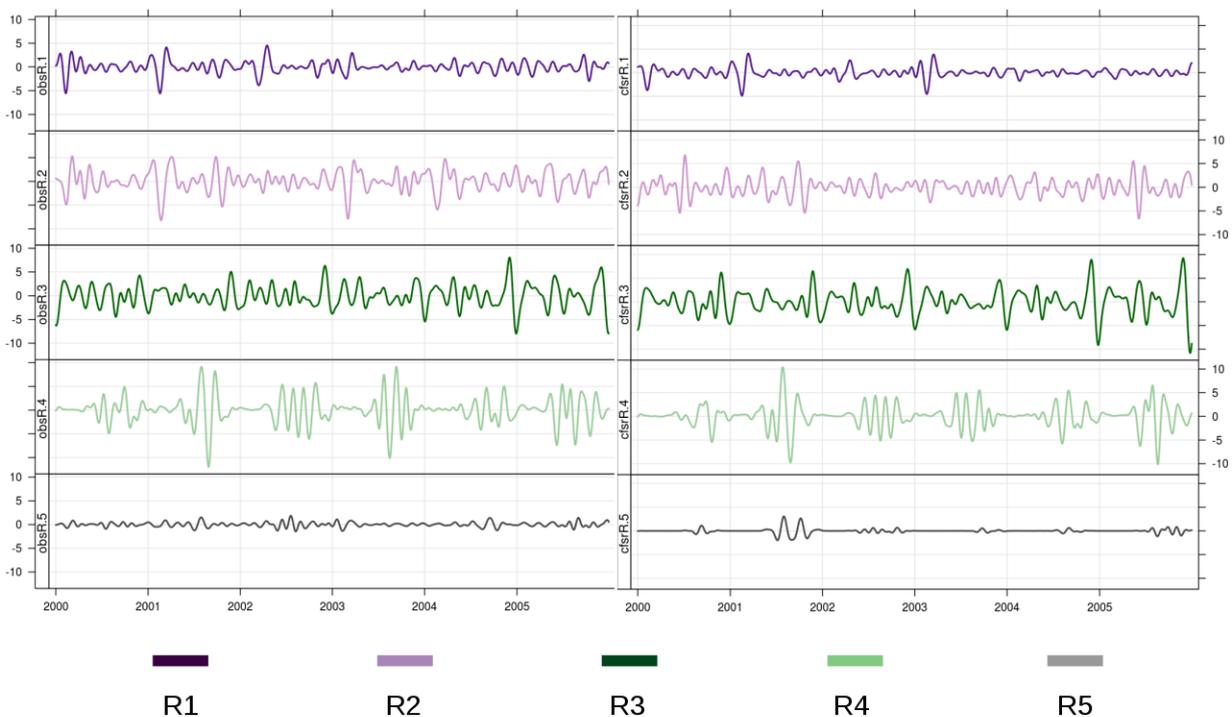


Figura 4.17: Idem à figura 4.16 mas para o sinal intrasazonal.

Verificamos uma variação de intensidade no sinal intrasazonal no início de 2000 em R2 e R3. Em R4, no segundo semestre do mesmo ano, nota-se pouca variação no produto do CFSR enquanto que na OBS as oscilações se mostram mais definidas. No começo de 2002 para a R1 e R2 vemos diferenças de amplitude embora a fase seja a mesma, assim como R3 que devido ao sinal do produto do CFSR estar mais suave, representa a variação porém com delta entre máximo e mínimo, menor.

Em 2003 (1º semestre) na sub-região 1 e 2, a variação entre amplitudes da OBS e do

CFSR mostram-se grandes, novamente com fase similar. Do segundo semestre até metade de 2004 tem-se uma boa representação do CFSR em comparação à observação em R1, R2 e R3. R4 não representa bem a amplitude do início deste período até o final de 2005. O sinal do produto do CFSR na sub-região 5 não representa bem a OBS, esta limitação deve estar ligada ao modo como o CFSR assimila e calcula os dados de gelo, já que na média regional da concentração de gelo já apresentava este mesmo problema.

Os ciclos anuais que foram removidos das séries para apresentação das anomalias interanuais, são apresentados na figura 4.18, tanto para a OBS quanto para o CFSR, para todas as sub-regiões. A R1 apresenta altíssima variabilidade durante o ano, assim como R4, embora esta apresente ligeira diferença de amplitude entre os conjuntos. Nota-se também que, para a R2, a fase com maior concentração de gelo (acima de 80%) no ciclo anual é mais persistente para os dados da OBS em comparação com o CFSR (curva mais estreita).

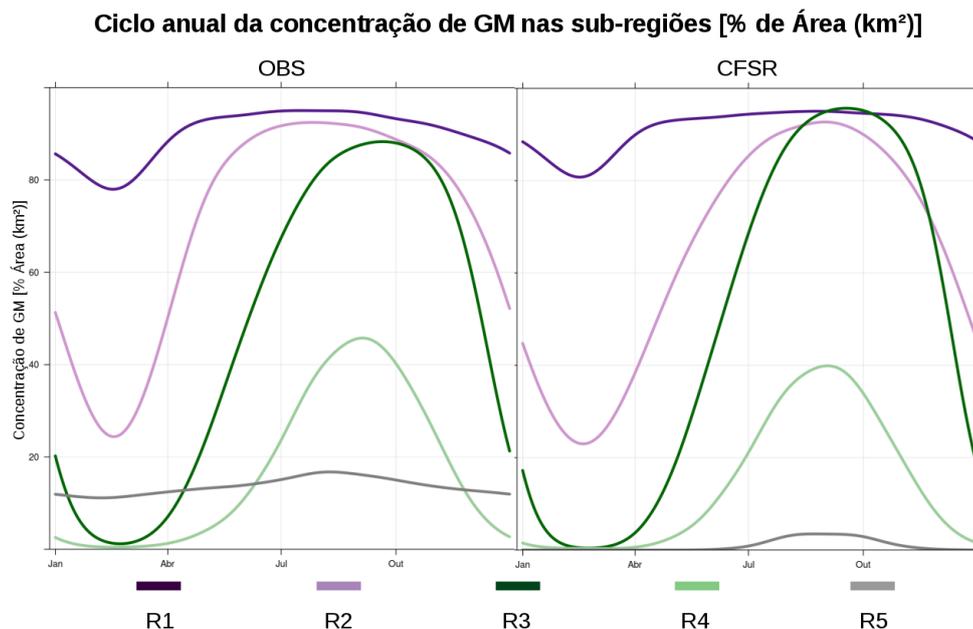


Figura 4.18: Ciclo anual das sub-regiões R1, R2, R3, R4 e R5 para os dados de Observação (OBS) e CFSR.

Os ciclos anuais da R3 indicam uma subestimativa do CFSR em relação à OBS durante o inverno e primavera e rápido decaimento em novembro e dezembro. Já para R5, conforme discutido acima, há uma limitação do processamento do GM acima do limiar de 15% e, com isso, a média na região encontra-se em torno de 0% durante quase todo o ciclo, diferentemente do conjunto observacional. Entretanto, a variação de R5 em OBS é pequena e comparável ao produto calculado através da assimilação do CFSR.

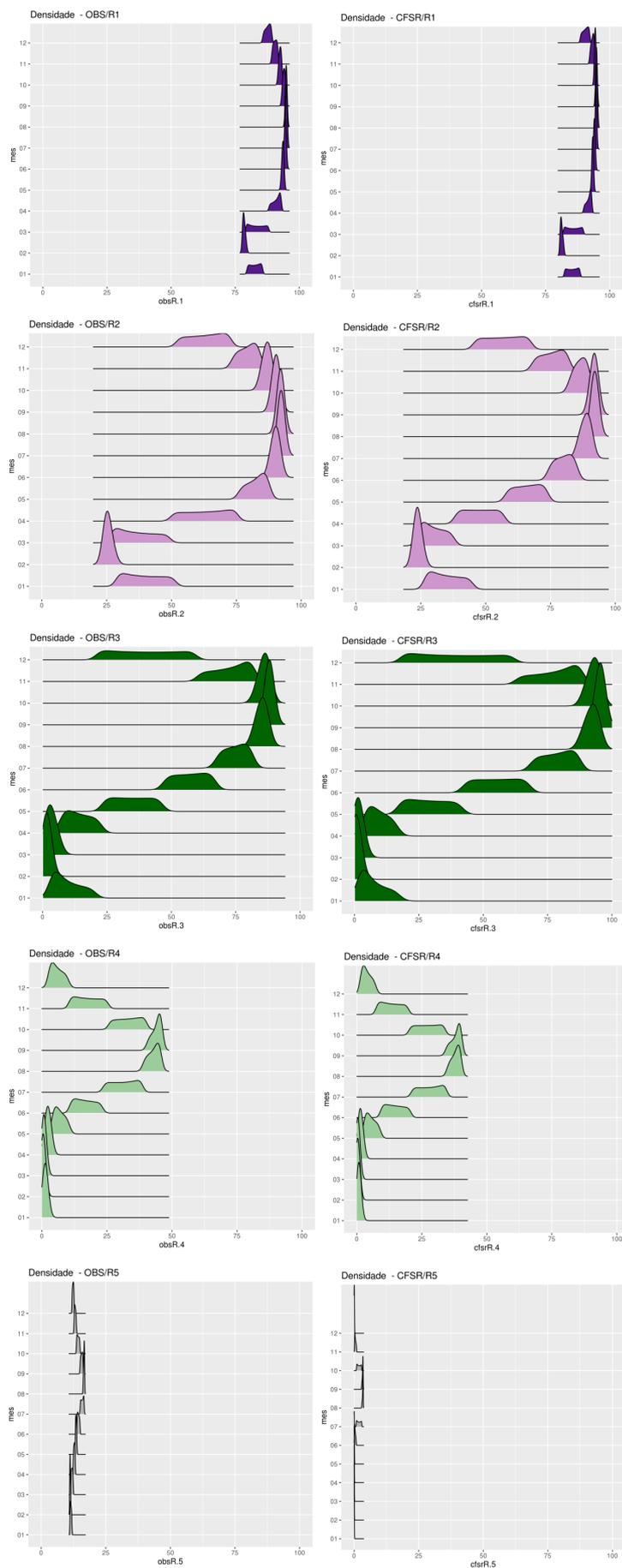


Figura 4.19: Climatologia da densidade de distribuição da concentração de gelo marinho para sub-regiões R1, R2, R3, R4 e R5 para os dados de Observação (OBS) e CFSR.

Para análises da concentração em cada região, fez-se gráficos da distribuição da densidade de concentração de gelo marinho. Com o ciclo anual definido na figura 4.18, geramos a figura 4.19, pois obtêm-se uma série climatológica com esses dias julianos e assim onde pudemos criar um gráfico de distribuição do produto do CFSR e da OBS para cada sub-região e mês do ano.

Na figura 4.19, confirma-se que a R1 tem pequena variação durante o ano e, está bem correlacionada em ambos os dados. Em R2, vemos pequenas diferenças na amplitude da distribuição e no alongamento (por exemplo, março e abril), além de uma defasagem em alguns meses (maio, junho) e alongamento da distribuição (julho e dezembro). R4 mostra pequena diferença na subestimativa do CFSR durante o mês de dezembro mas, ainda assim, apresentando uma representação adequada.

Na sub-região R5, conforme visto também nas figuras (4.14, 4.15, 4.18) o CFSR falha ao representar as distribuições quando a concentração encontra-se um pouco acima ou igual a 15%.

### 4.3 Análise Sinótica

Para escolha das datas para a análise sinótica, criamos o diagrama de Hovmöller (Figura 4.20) para as anomalias interanuais. Esta figura foi feita considerando a média da anomalia da concentração de gelo para cada longitude do domínio analisado. Apesar de não ser representativa para cada sub-região identificada na Análise de *Cluster*, é possível avaliar a representação dos eventos com maiores anomalias.

A fim de selecionar as datas para as análises em períodos específicos de interesse criamos um calendário de extremos de anomalias (Figura 4.21), tanto positivas (cor vermelha) quanto negativas (cor azul) para o período entre 1990 – 2010, detalhado na figura por apresentar resultados importantes.

O intervalo entre os anos 2002 e 2004 foi escolhido uma vez que há coincidência de eventos extremos positivos e negativos persistentes por longos períodos na R1, tanto para a OBS quanto para o CFSR. Para se determinar as datas de ocorrência desses extremos, fez-se calendários (figura 4.22), indicando o valor da anomalia extrema (acima (abaixo) do percentil de 95% (5%) para casos positivos (negativos) da série total) a cada dia do ano.

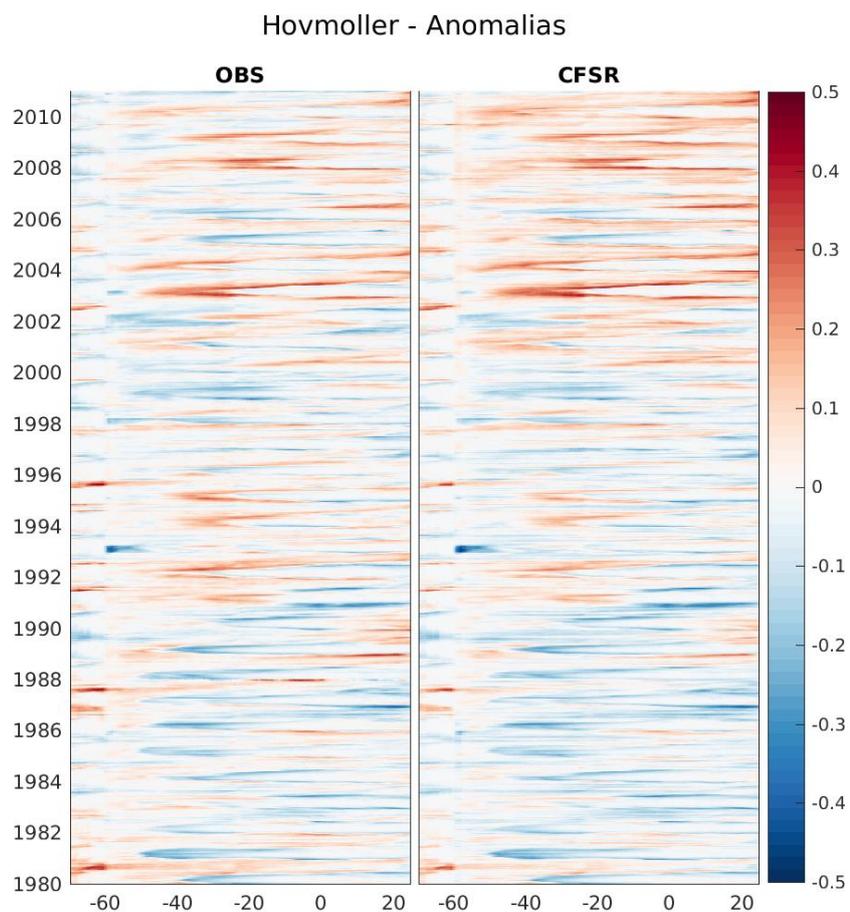


Figura 4.20: Diagrama de Hovmöller para a anomalia interanual da concentração de gelo marinho na região de estudo para dados de observação (OBS) e produtos do CFSR apresentando médias nas longitudes.

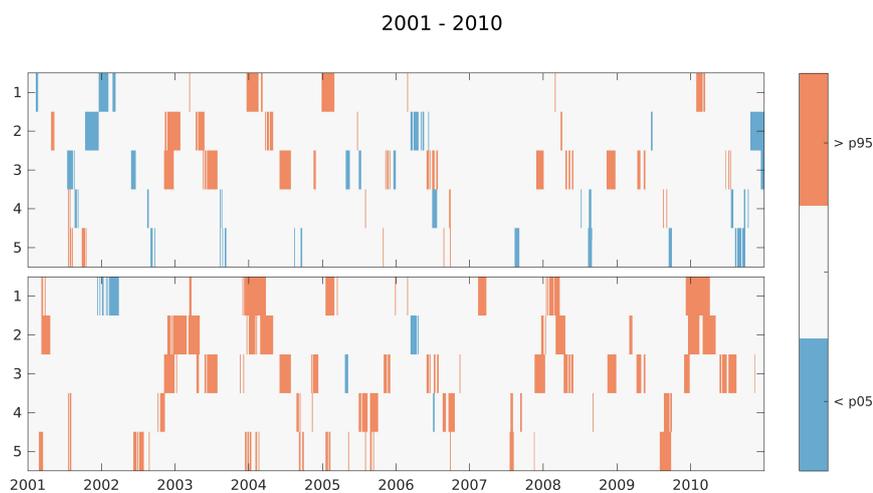


Figura 4.21: Casos extremos de concentração de gelo marinho entre 2001 e 2010 em cada sub-região (expressas no eixo das ordenadas). Anomalias positivas (negativas) estão expressas em azul (vermelho). OBS na linha superior e CFSR na linha inferior.

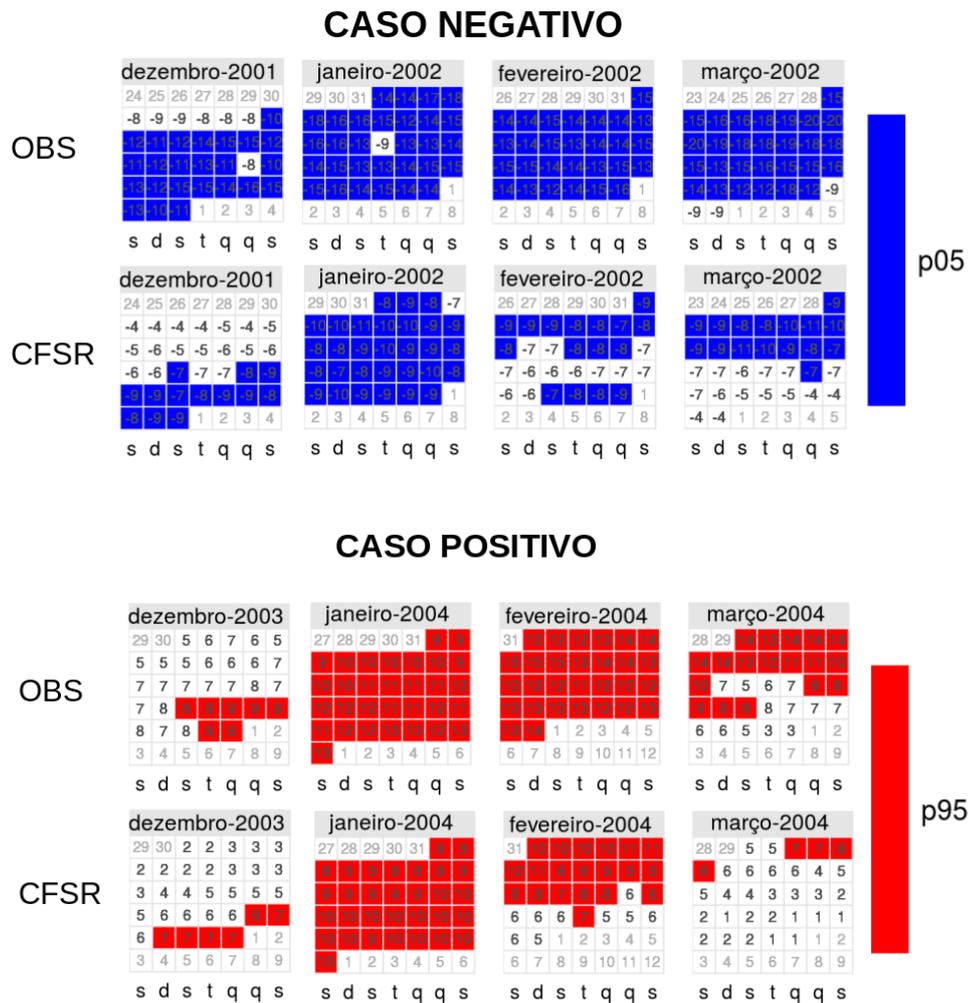


Figura 4.22: Calendários dos anos referentes às datas selecionadas para análise sinótica. Em cada dia dos meses, encontra-se assinalado o valor da anomalia para R1. Valores extremos acima do percentil de 95% estão em vermelho e abaixo de 5%, em azul.

Procuramos por um dia de máxima anomalia absoluta para ambos os conjuntos e as seguintes datas centrais foram definidas: caso positivo 07 de fevereiro de 2004 (OBS: 15% e CFSR: 12%); e caso negativo 07 de março de 2002 (OBS: -20% e CFSR: -11%).

#### 4.3.1 Análise do caso de extremo de anomalia positiva

No ano de 2004, tivemos a distribuição de concentração de gelo em R1 conforme a figura 4.23, onde observamos o mês de fevereiro com distribuição da OBS deslocada em relação à climatologia, exibindo maior concentração de gelo na região. Para as distribuições do CFSR temos, além do deslocamento, nota-se um outro pico bastante significativo de concentrações altas de gelo.

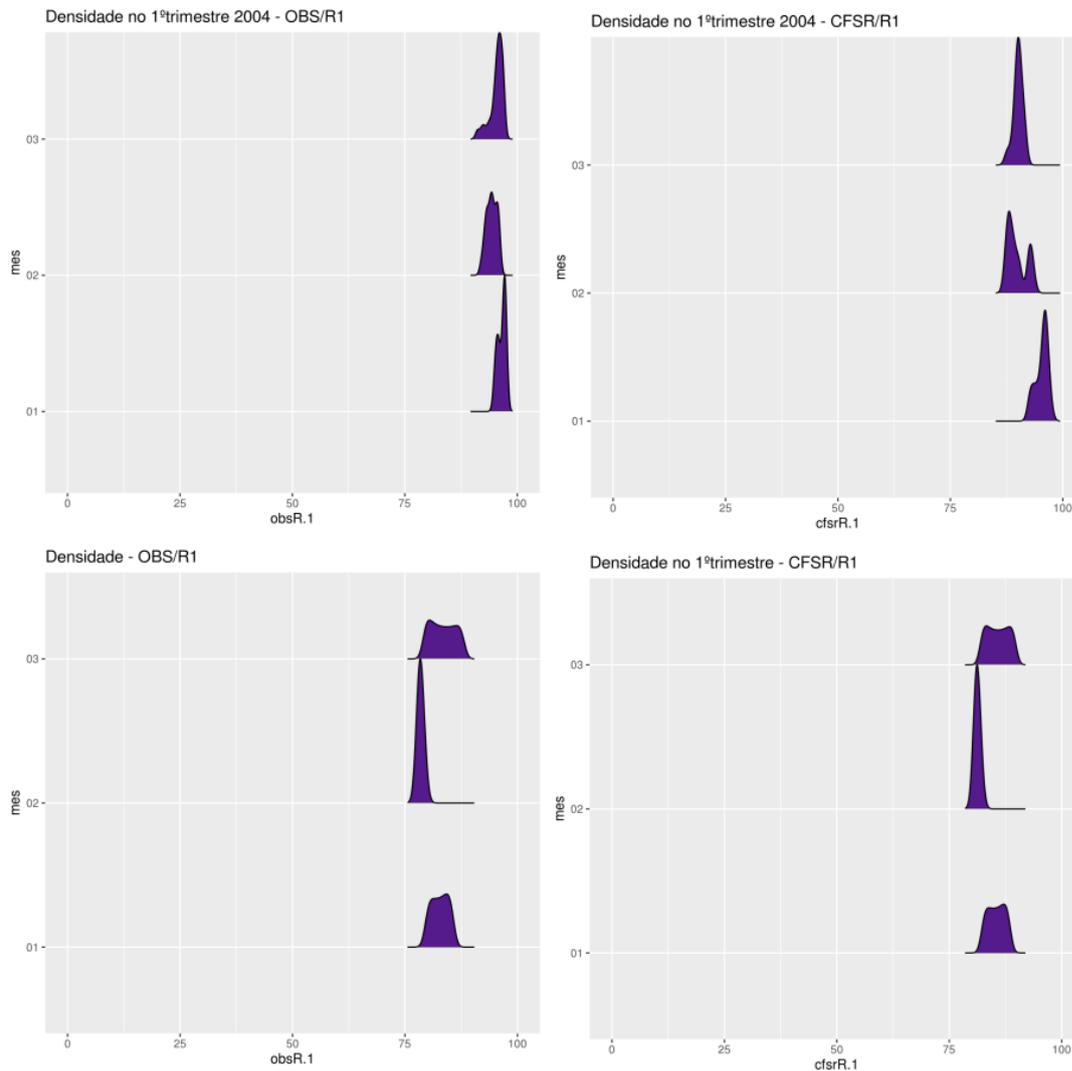


Figura 4.23: Densidade de distribuição da concentração de gelo marinho para a sub-região R1. Superior à esquerda: distribuição da OBS referente ao primeiro semestre do ano de 2004; Superior a direita: Climatologia da distribuição da OBS; Inferior à esquerda: distribuição do CFSR referente ao ano de 2004; Inferior a direita: Climatologia da distribuição do CFSR.

No restante do ano, verifica-se distribuições abaixo da climatologia em R1. Porém, em R2, temos em fevereiro com concentrações acima da climatologia (figura 4.24). De janeiro a julho, essa configuração se estende nas regiões R3 e R4 e vemos a propagação do evento extremo positivo durante o ano, como ilustrado na figura 4.21.

Como na figura 4.22 vemos que o extremo de anomalia positiva de concentração de gelo marinho persiste por janeiro e fevereiro em ambos produtos, analisamos o campo referente à média mensal (primeira coluna); a climatologia mensal (segunda coluna) e suas respectivas anomalias (terceira coluna). Utilizamos cinco campos para verificação: (1 - primeira linha do painel) gelo marinho, dado pelo CFSR, uma vez que os resultados

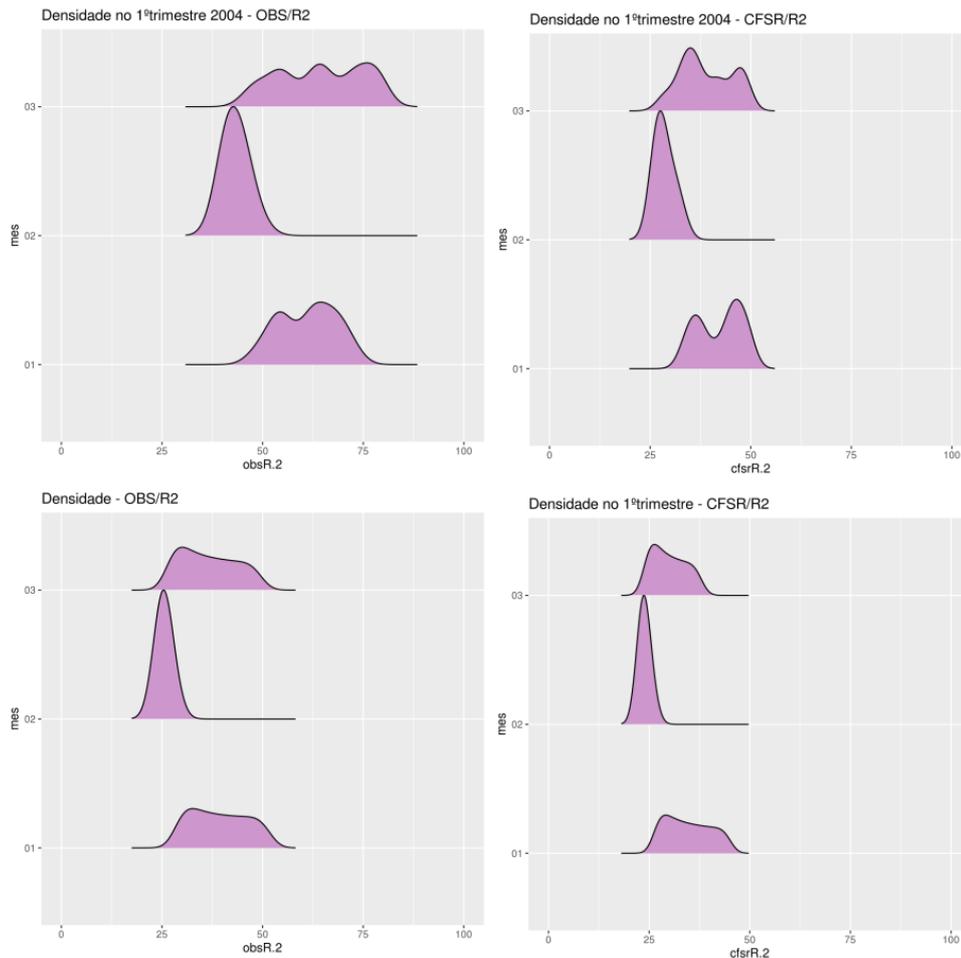
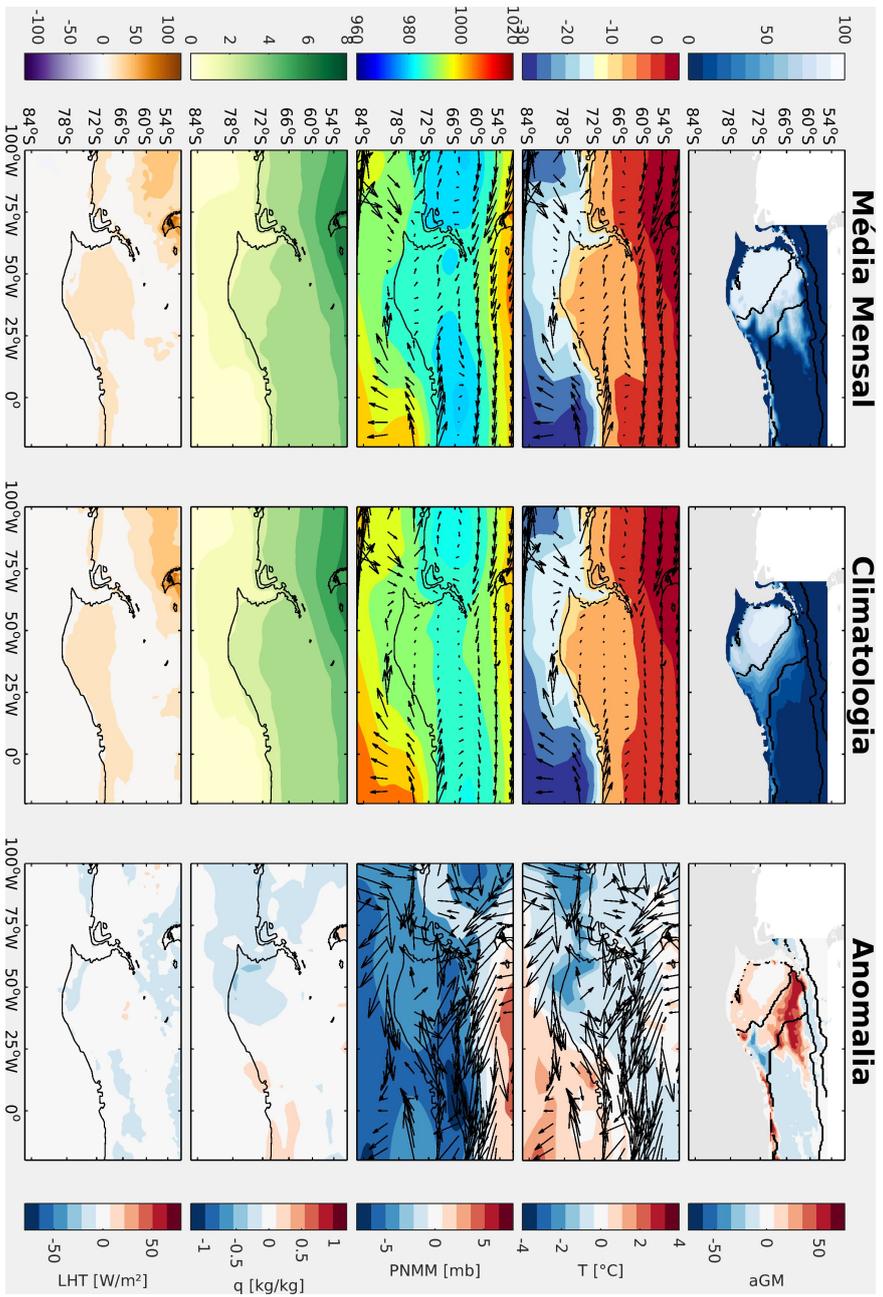


Figura 4.24: Idem à Figura 4.23 mas para R2.

citados anteriormente indicam boa correspondência com as observações consideradas; (2 - segunda linha do painel) temperatura a 2m [ $^{\circ}C$ ] e campo de ventos [ $m/s$ ]; (3 - terceira linha do painel) pressão ao nível médio do mar [ $mb$ ] e campo de ventos [ $m/s$ ]; (4 - quarta linha do painel) umidade específica [ $kg/kg$ ]; (5 - quinta linha do painel) campo de calor latente [ $W/m^2$ ].

Na figura 4.25 temos o campo de gelo referente à Janeiro de 2004 e como se deu a sua anomalia em comparação à climatologia. Vemos que a região a leste da Península possui uma concentração anormalmente positiva, ao norte da chamada R2. Na segunda linha, temos a temperatura a 2 m e o Vento que no mês de janeiro em quase toda R1 e R2 apresenta anomalias negativas, coincidindo a anomalia positiva de gelo na região. A circulação anômala dos ventos apresenta ao norte de R2 ventos vindos de sul e sudeste convergindo com ventos de leste. Os campos de umidade (quarta linha) e de calor latente (quinta linha) não apresentaram resultados significativos.



*Figura 4.25:* Análise mensal do caso de extremo positivo de anomalia do gelo marinho em R1 para o mês de janeiro de 2004. A primeira coluna representa a média mensal, a segunda coluna é referente à Climatologia e a terceira coluna apresenta a anomalia do campo. Campos de: (primeira linha) concentração de gelo marinho (cor) e limites das regiões (linha); (segunda linha) temperatura a 2m (cor) e vento (vetor); (terceira linha) pressão a nível médio do mar (cor) e vento (vetor); (quarta linha) umidade relativa do ar (cor) e; (quinta linha) calor latente (cor).

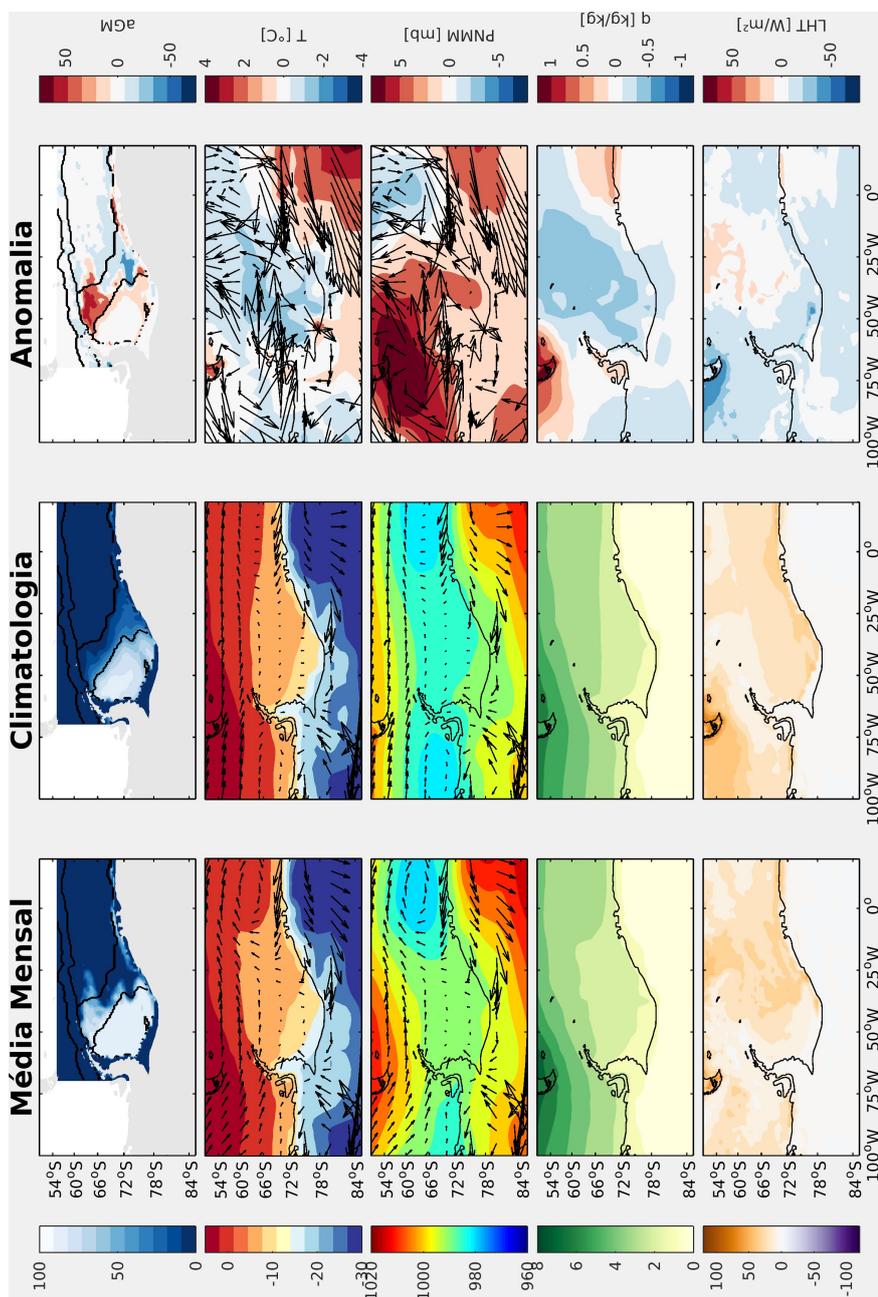


Figura 4.26: Idem à Figura 4.25 mas para o mês de fevereiro de 2004.

O campo de pressão (Figura 4.25) mostra que os sistemas de baixa pressão que passaram a leste da Península percorreram um caminho mais largo que na climatologia e por isso um campo anômalo tão negativo é mostrado. Para o mês de fevereiro (Figura 4.26), onde tivemos o extremo máximo de anomalia de gelo, vemos que a pressão ao nível médio do mar se comporta de forma diferente, resultando em anomalias positivas e com circulação anômala de ventos indo do norte de R2 à Península.

A temperatura a 2 m mostra-se similar à climatologia, porém, como citado anteriormente, a circulação anômala média acaba advectando ar frio para R1 e norte de R2. A liberação de calor latente (quinta linha) no mês de fevereiro à leste da borda de gelo é bem marcada.

No dia 07/02/2004 tivemos um caso de extremo de anomalia de gelo positiva na R1. Embora a imagem indique uma pequena variação ao longo das semanas, a persistência por um período demasiado longo foi um evento significativo, pois para influenciar a altíssima concentração nesta sub região (“pacote compacto” durante quase todo o ano) é necessária a persistência de sistemas. Esse extremo de anomalia persiste por dias, conforme vimos no calendário de 2004 (figura 4.22) e se estende por toda a porção leste e sudeste de R1 e norte de R2, ao passo que ao sul desta temos anomalias negativas.

Analisando os campos de temperatura e vento (segunda linha da Figura 4.27), vemos no decorrer das semanas (exceto 1 semana anterior à central) que os ventos de leste acompanham a isoterma logo acima de onde temos a média mensal de cobertura de gelo (Figura 4.26). Também é notável nas médias semanais uma circulação ciclônica que persiste ao longo das 5 semanas próxima ao centro da R3, associada à sistemas de baixa pressão (PNMM, Figura 4.27), terceira linha).

Duas semanas antes do ponto central de análise, vemos os ventos confluindo ao sul de R2 em sentido ao norte a oeste de uma região de baixa pressão. Importante destacar que um pouco à norte deste ponto de confluência temos mais calor latente que ao seu entorno.

Na atmosfera logo acima de R1 na semana anterior ao evento central, nota-se uma circulação ciclônica associada à baixa pressão (Figura 4.27, segunda coluna), nesta nota-se que os vetores do vento cruzam as isotermas à noroeste da Península e penetração de mais umidade sobre R1 e R2.

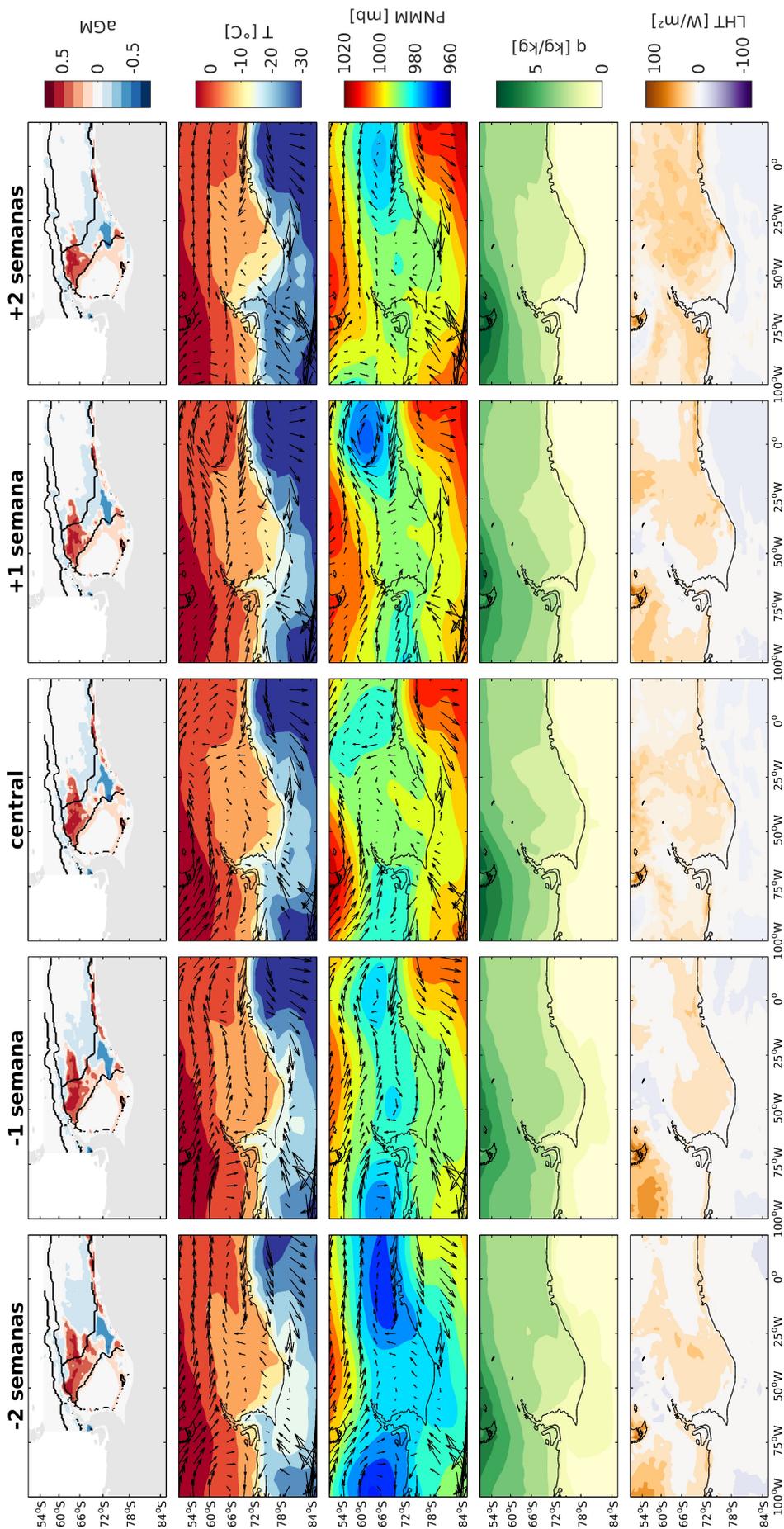


Figura 4.27: Análise sinótica do caso de extremo positivo de anomalia do gelo marinho em R1. Centrado na semana do dia 07 de fevereiro de 2004 e à esquerda (direita), médias semanais anteriores (posteriores). Campos de: (primeira linha) anomalia da concentração de gelo marinho (cor) e limites das regiões (linha); (segunda linha) temperatura a 2m (cor) e vento (vetor); (terceira linha) pressão a nível médio do mar (cor) e vento (vetor); (quarta linha) umidade relativa do ar (cor); (quinta linha) calor latente (cor).

Durante a semana central vemos uma circulação ciclônica não fechada próxima à costa na longitude  $30^{\circ}\text{W}$ , mais à oeste da mesma a média semanal mostra que temos uma zona de alta pressão além da umidade estar deslocada (em relação à semana anterior) para norte.

Com a persistência de ventos de oeste próximos à borda de extensão de gelo (Figura 4.26) a partir da semana central, vemos que há a diminuição do extremo de anomalia positiva. A umidade na região do Mar de Weddell diminui e forma um gradiente na direção nordeste e há um aumento considerável de calor latente (Figura 4.27, quinta coluna) em relação à central.

#### 4.3.2 *Análise do caso de extremo de anomalia negativa*

A distribuição em R1 da concentração de gelo no ano de 2002, caso escolhido para estudo de extremo de anomalia negativa), dá-se conforme a Figura 4.28. Durante o mês de março, a observação tem o pico de concentração em torno de 60% da área de R1, enquanto no CFSR aproximadamente 75% da área, ambos com concentrações abaixo da climatologia.

Em R2 (figura 4.29, temos maior número de pontos com concentrações em torno de 40% na OBS e 35% no CFSR. Essa região não apresentou extremo de anomalia negativa, devido à um dipolo de anomalias positivas e negativas que veremos na análise a seguir (figura 4.34). Em R3, R4 e R5, não vimos algo que sobressaia a ponto de destacar nessa análise (conforme figura 4.21), em relação ao GM.

Analisando o calendário novamente (Figura 4.22, caso negativo), tem-se que o extremo de anomalia negativa se dá desde dezembro/2001 à março/2002, então analisamos os campos destes quatro meses e vemos que em relação às climatologias, os campos mensais estão aproximadamente rotacionados.

No mês de dezembro/2001 (Figura 4.30, vemos os ventos cruzando as isotermas em torno de  $60^{\circ}\text{S}$  e essa anomalia de vento pode estar ligada à grande anomalia de gelo em R1 e arrastando-os para sul e sudeste em direção à costa. Essa circulação de ventos, tanto média mensal como anomalia, está relacionada com a passagem de sistemas de baixa pressão à oeste da Península, alguns passando por ela. Neste mesmo mês nota-se um aumento anômalo de umidade na costa próxima a latitude de  $80^{\circ}\text{S}$  que persiste nos meses de Janeiro e Fevereiro (Figuras 4.31 e 4.32).

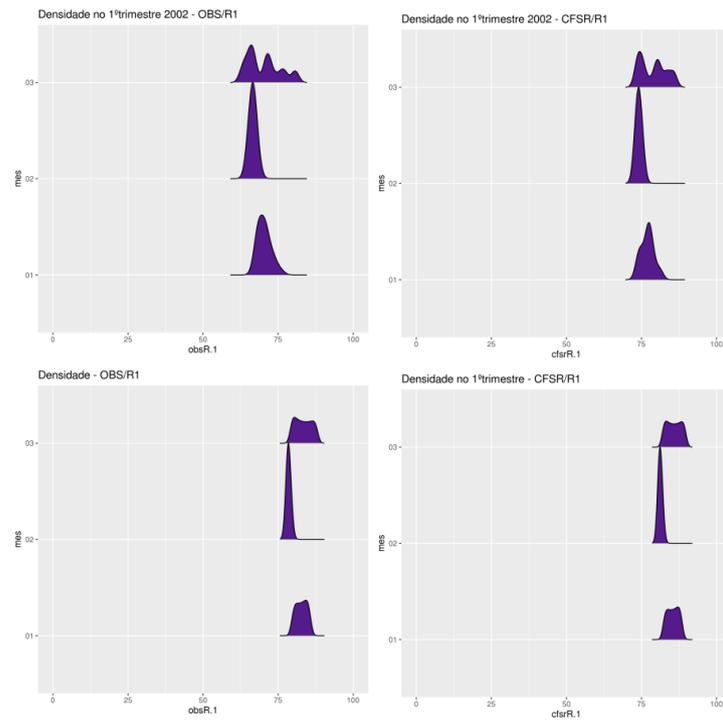


Figura 4.28: Idem à figura 4.23, para o 1º trimestre de 2002.

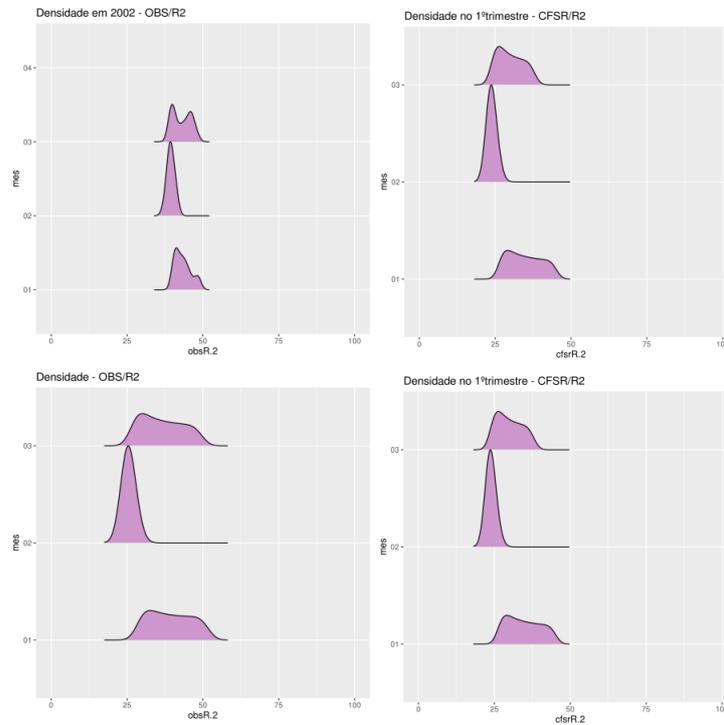


Figura 4.29: Idem à figura 4.23, mas para R2 no 1º trimestre de 2002.

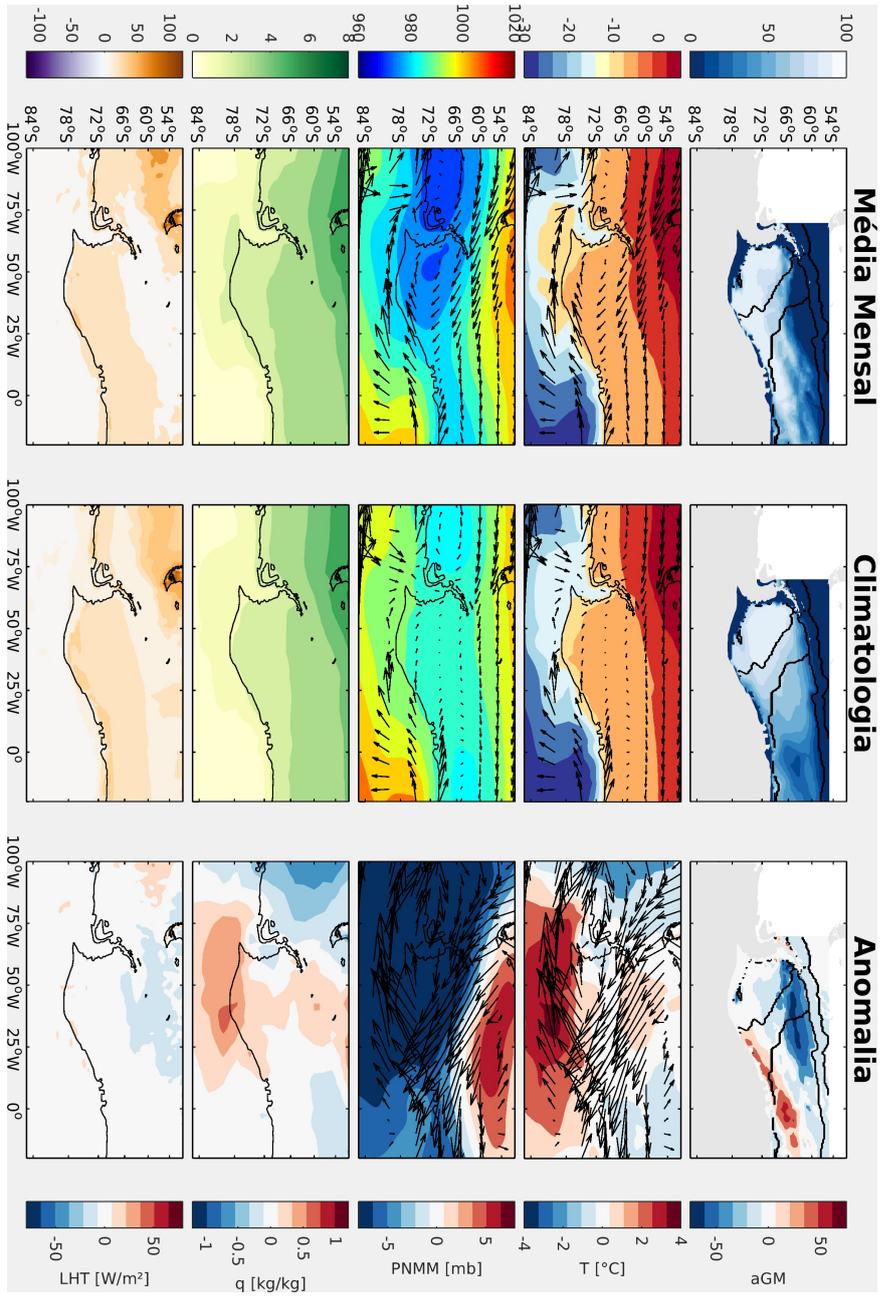


Figura 4.30: Idem à Figura 4.25 mas para o mês de dezembro de 2001.

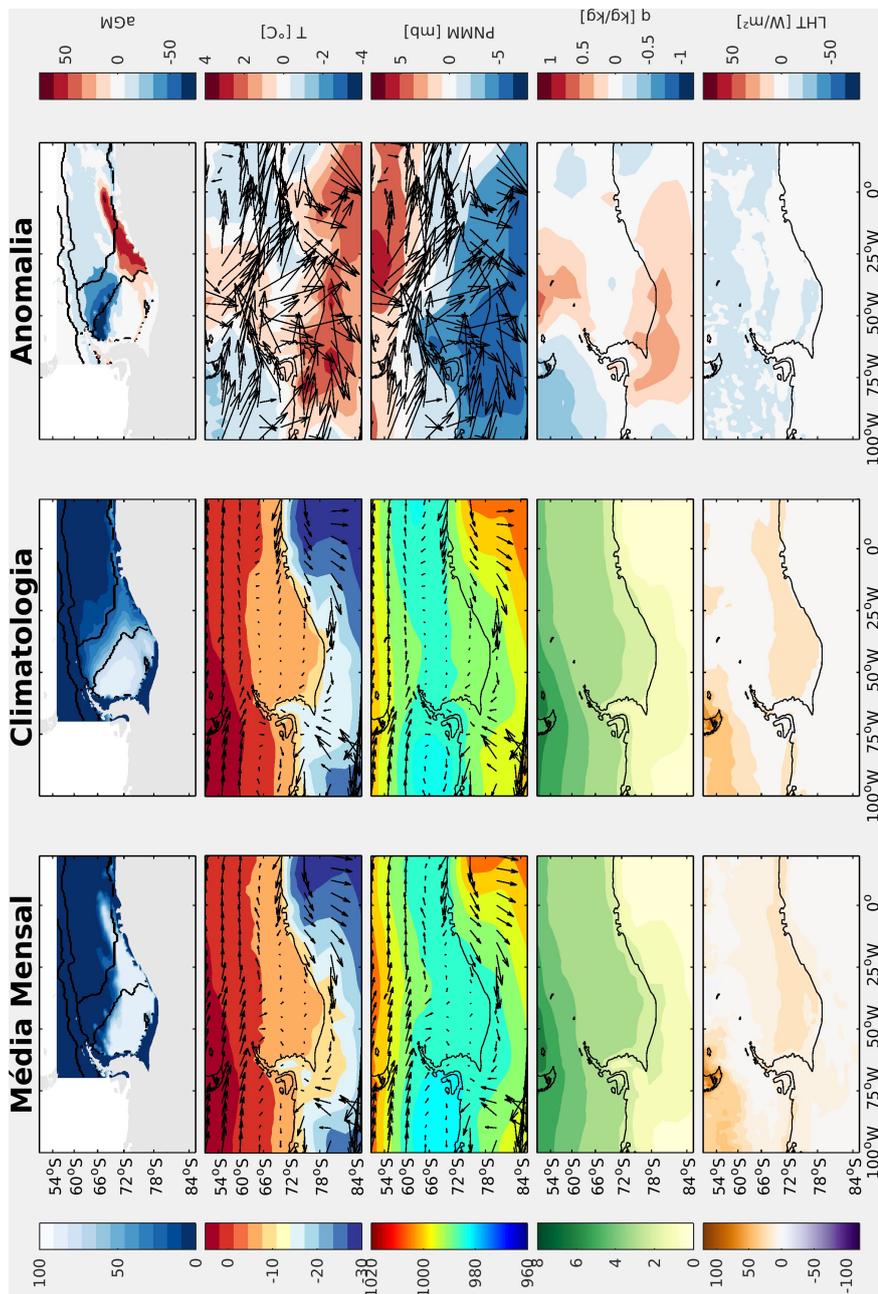


Figura 4.31: Idem à Figura 4.25 mas para o mês de janeiro de 2002.

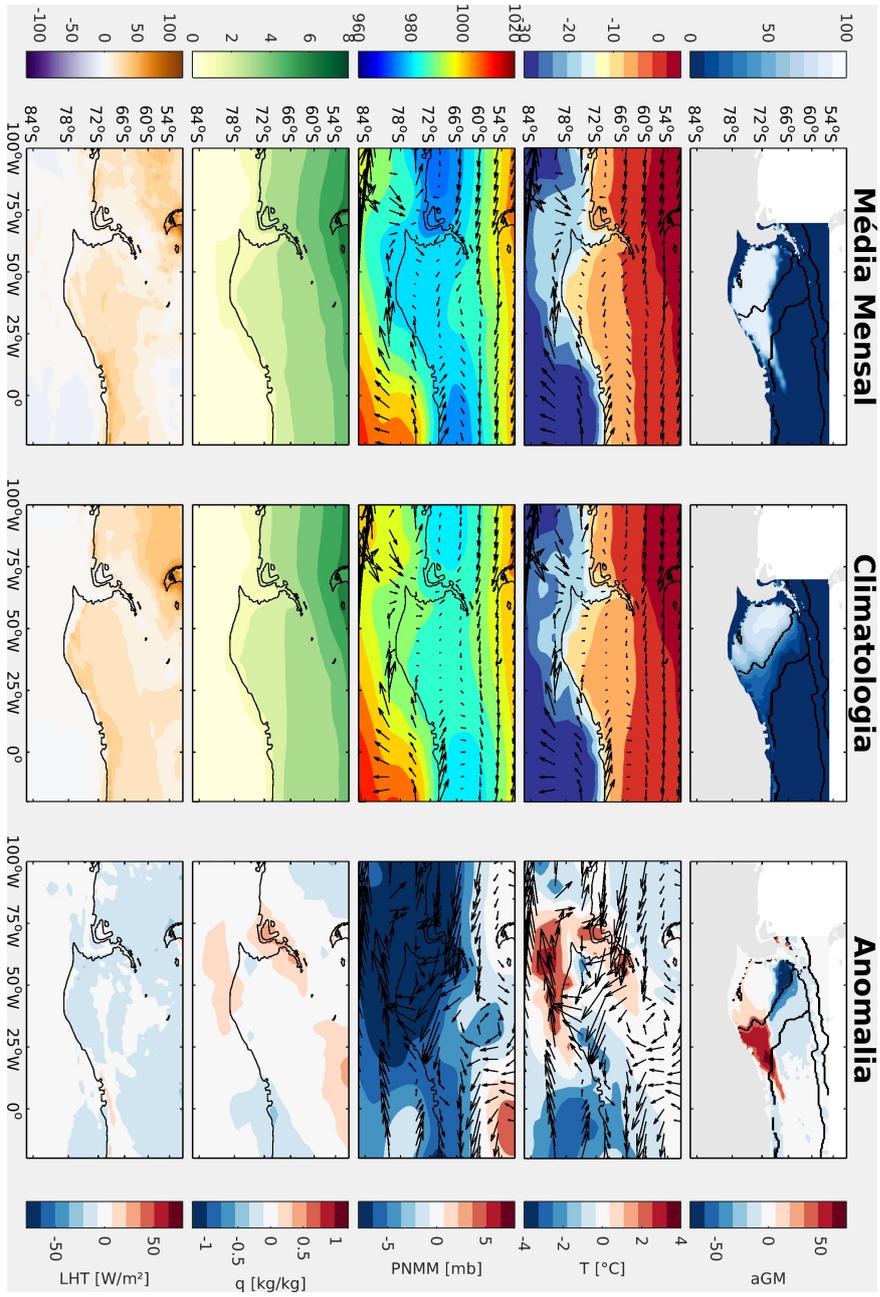


Figura 4.32: Idem à Figura 4.25 mas para o mês de fevereiro de 2002.

O calor latente se comporta de forma aproximada à climatologia mensal em todos os meses que precedem o evento, diferentemente do mês de março (Figura 4.33)

A média no mês de março (Figura 4.33) mostra altíssimas concentrações de gelo marinho ao sul do Mar de Weddell, novamente mostrando o padrão de dipolo de anomalias na R2. Ao norte da borda do gelo temos mais intensidade de calor latente acompanhando o gradiente de umidade. A circulação dos ventos em torno de 60°S são de sudoeste e à sudeste da Península, próximo a 80°S notamos a confluência dos ventos catabáticos, advectando ar frio sobre a região oceânica.

No campo de PNMM mensal de março (Fig. 4.33) temos a região de baixa pressão mais deslocada ao norte em relação a climatologia gerando um campo anormalmente positivo por quase todo o Mar de Weddell.

Na análise sinótica do caso negativo de extremo de anomalia de gelo marinho na R1 na semana do dia 07/03/2002, vemos uma anomalia muito negativa ao norte da R1 e fraca ao norte de R2, em contraponto à anomalia positiva ao sul da R2 e na sua divisão com R3.

Ainda analisando a semana central, temos no campo de temperatura e ventos (segunda linha na figura 4.34), uma divergência dos ventos rotacionando no sentido anti-horário e, olhando no campo de PNMM e ventos, podemos ver que não é um sistema de alta pressão.

À oeste da Península, vemos certa quantidade significativa de umidade (figura 4.34, semanas anteriores e central) porém na mesma região não há perda de calor latente (figura 4.34, quinta linha) que provavelmente estaria associada à nebulosidade e possível convecção.

O calor latente (figura 4.34, exceto -2 semanas) acompanha a borda média do gelo no mês de março (Fig. 4.33) e a anomalia positiva de gelo marinho ao sul de R1, se desloca para leste e perde intensidade com o passar das semanas.

A advecção quente de temperatura à leste da Península (Fig. 4.33, -2 semanas) provavelmente criou circunstâncias para a formação dessa região anormalmente negativa. Com o decorrer das semanas, o gradiente de temperatura no Mar de Weddell se deslocou para norte.

Onde houve a anomalia negativa de gelo marinho, verificamos persistência de umidade ao longo dos dias, sendo transportadas pela circulação local assim como a advecção de temperatura, criando condições para que o gelo expandisse ou retraísse ao longo das semanas.

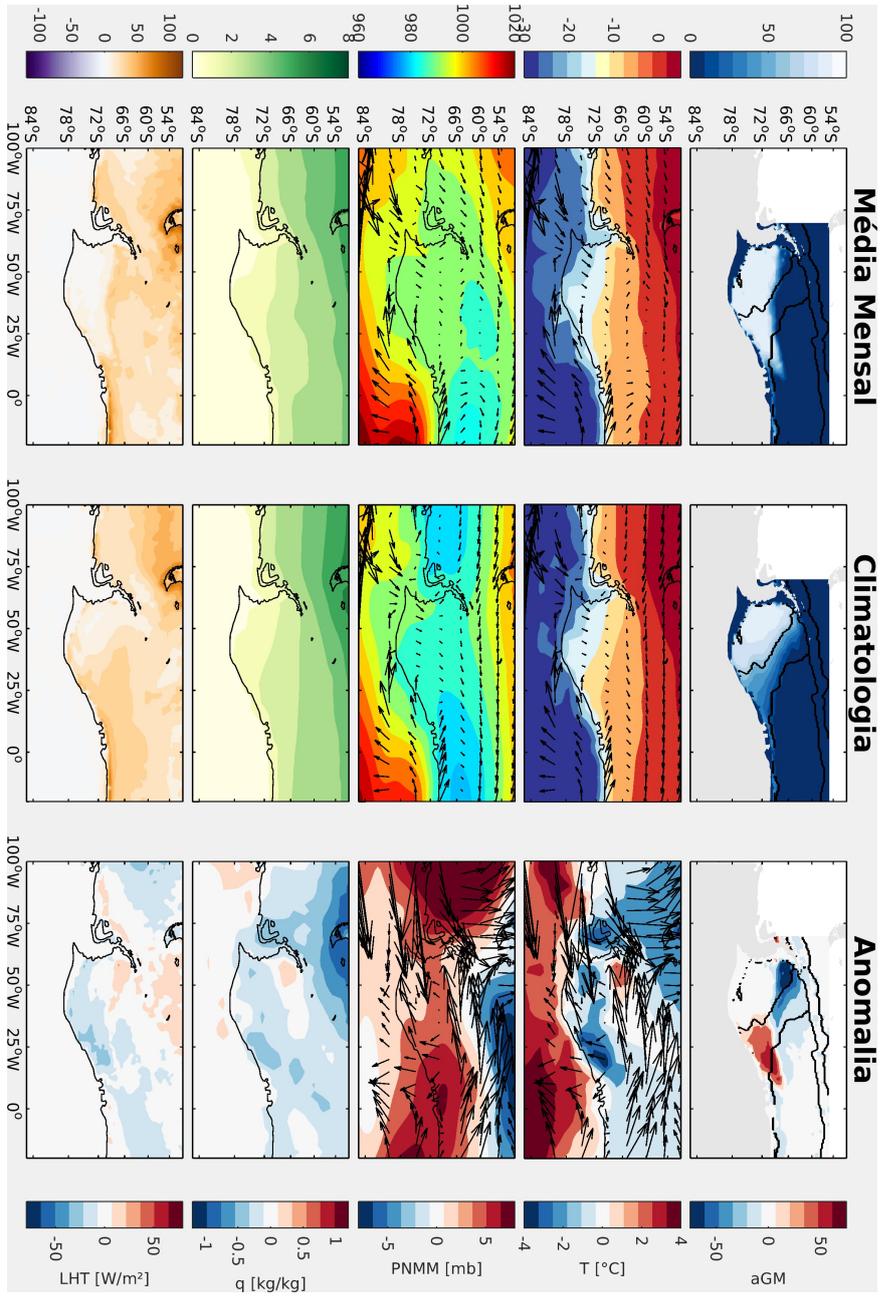


Figura 4.33: Idem à Figura 4.25 mas para o mês de março de 2002.

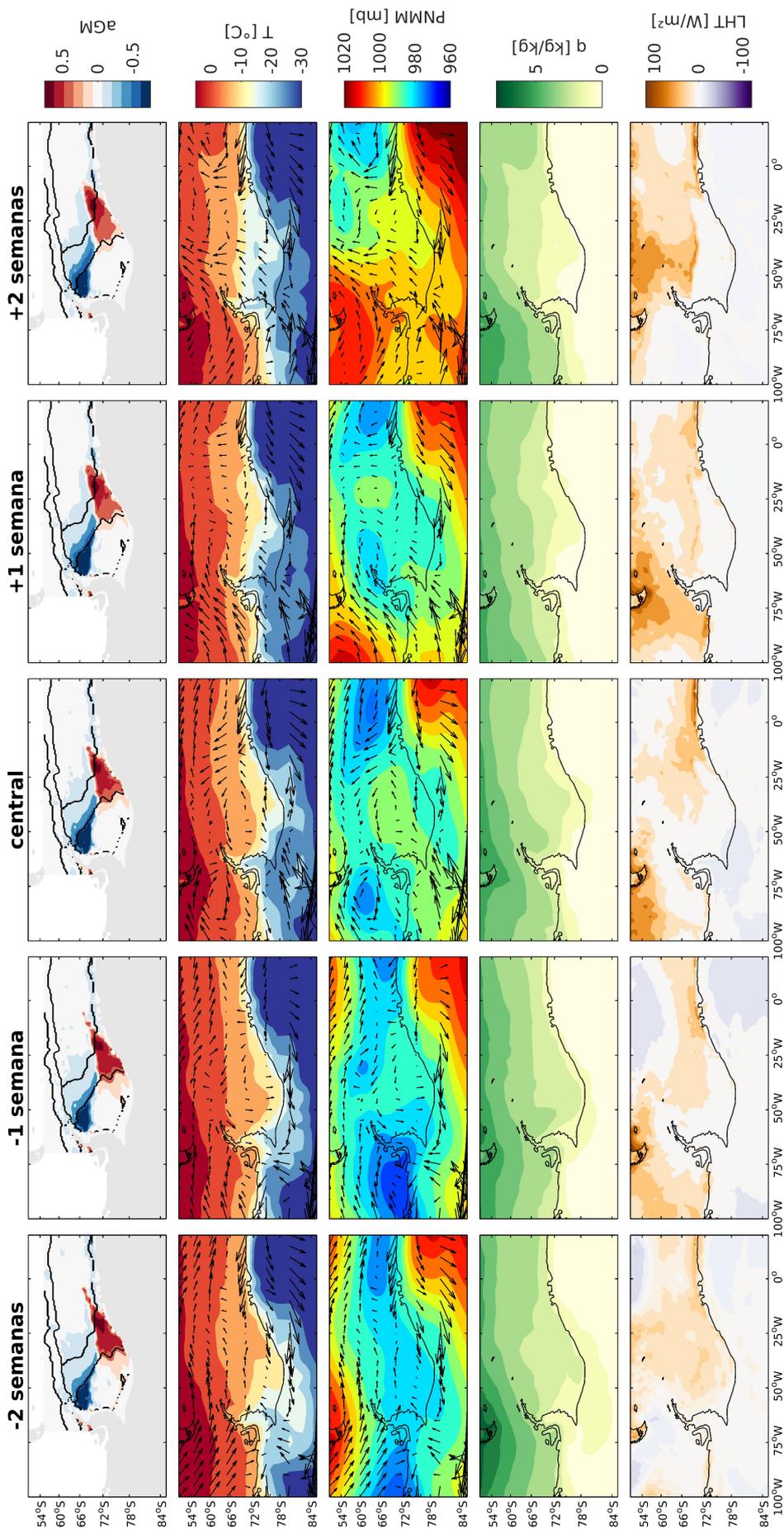


Figura 4.34: Análise sinótica do caso de extremo positivo de anomalia do gelo marinho em R1. Centrado na semana do dia 07 de março de 2002 e à esquerda (direita), médias semanais anteriores (posteriores). Campos de: (primeira linha) anomalia da concentração de gelo marinho (cor) e limites das regiões (linha); (segunda linha) temperatura a 2m (cor) e vento (vetor); (terceira linha) pressão a nível médio do mar (cor) e vento (vetor); (quarta linha) umidade relativa do ar (cor); (quinta linha) calor latente (cor).

#### 4.4 Análise da influência do ENOS

Seguindo o procedimento descrito no item 2.6, foram contabilizadas as quantidades de energia em cada banda espectral para analisar a influência das diferentes regiões de monitoramento do EN (N1+2, N3, N3+4, N4).

No campo onde calculou-se a influência do N12 no GM, vemos que na região da Polónia de Weddell (aproximadamente entre 65°S–70°S e 0–18°E há uma grande quantidade de energia (figura 4.35a), mais que nas demais regiões do ENSO, embora essas também contenham algum sinal. Essa energia está concentrada em escala entre 250 dias e 2 anos (figura 4.35d e figura 4.35f).

A porcentagem de área com pontos onde foi encontrada a causalidade de Granger é a maior de todas as análises. Isso significa que nesses pontos a causalidade é instantânea, ou seja, dada a frequência do máximo de energia, pode-se prever a influência.

Uma quantidade significativa de energia está perto da costa na borda leste do mapa (figura 4.35c e figura 4.35e), podendo estar ligada ao fenômeno de dipolo antártico.

O Dipolo Antártico funciona como uma gangorra de Alta e Baixa pressão que pode ser disparado por fases do Nino (positivas ou negativas) e merecem ser investigados uma vez que, se há um sistema de Alta Pressão a oeste da Península capaz de intensificar os ventos catabáticos ou um sistema de Baixa Pressão onde desintensificasse esses, propiciaria à variação da concentração de GM nesses pontos.

Na banda intrasazonal (figura 4.35h), vemos uma variação energética (figura 4.35g) que, embora pequena, se comparada às demais análises, é interessante. Nessa região, durante o ano a concentração de GM é de baixa variação. nos campos submensais (figura 4.35i e figura 4.35j) não vemos sinais significativos.

A análise de N3 no GM (figura 4.36) não mostra muitos pontos onde a causalidade de Granger foi apontada, onde a relação verificada é pequena. Mesmo assim, cabe ressaltar que grande parte da energia concentra-se na borda norte do GM nesse campo (acima da latitude de 60°S) onde é bem apontada no período intra-anual (figura 4.36e) em uma banda em torno de 200 dias (figura 4.36f).

## Niño 1+2 -&gt; Gelo Marinho

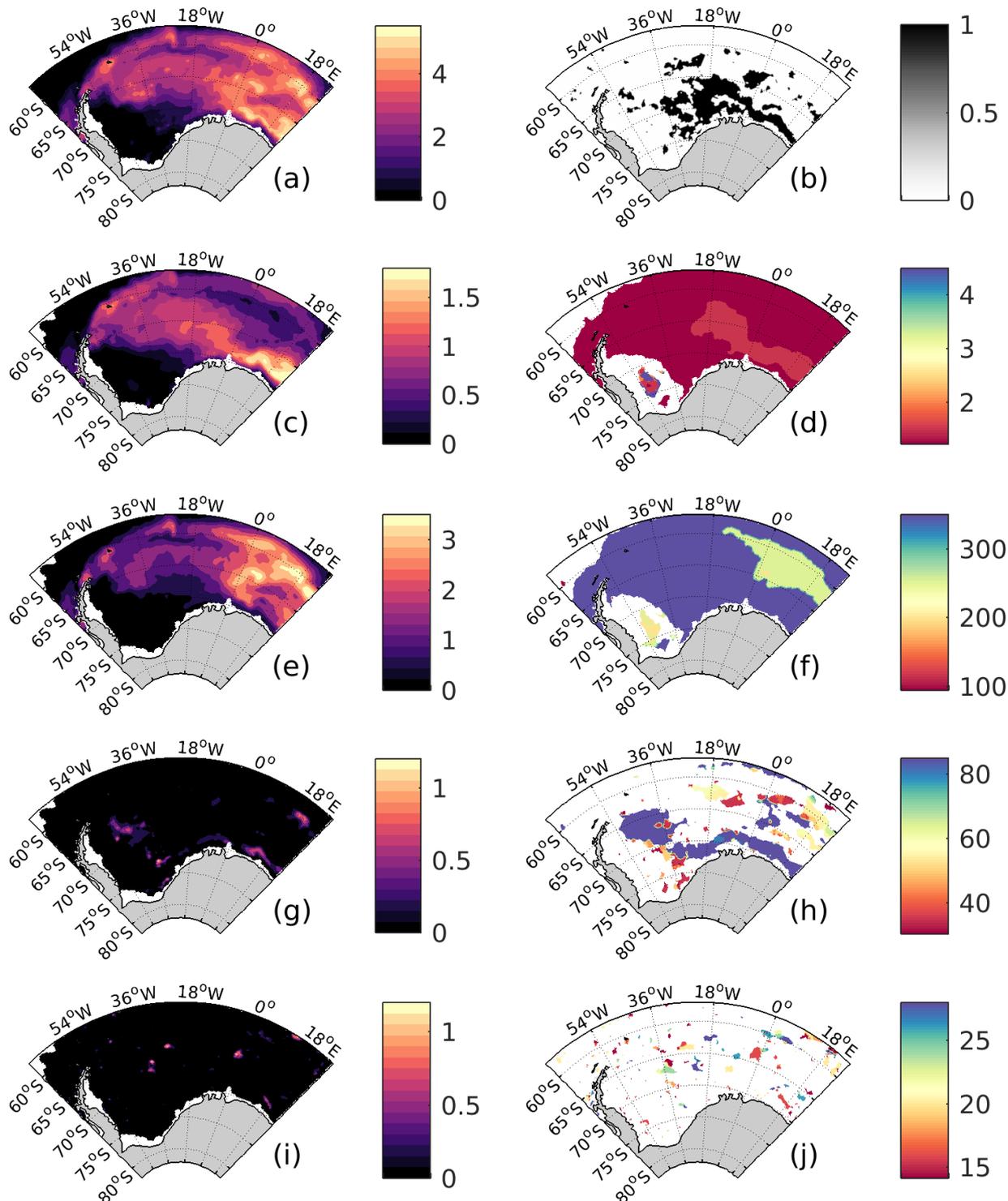


Figura 4.35: Representação da influência de oscilações da TSM em N1+2 (ENSO) no GM. no campo de gelo marinho. (a) densidade total espectral de potência [dB]; (b) ponto de causalidade de Granger; (c) densidade espectral na banda interanual; (d) período interanual; (e) como (c) na banda intra-anual; (f) como (d) na banda intra-anual; (g) como (c) na banda intrasazonal; (h) como (d) na banda intrasazonal; (i) como (c) banda submensal; (j) como (d) banda submensal.

## Niño 3 -&gt; Gelo Marinho

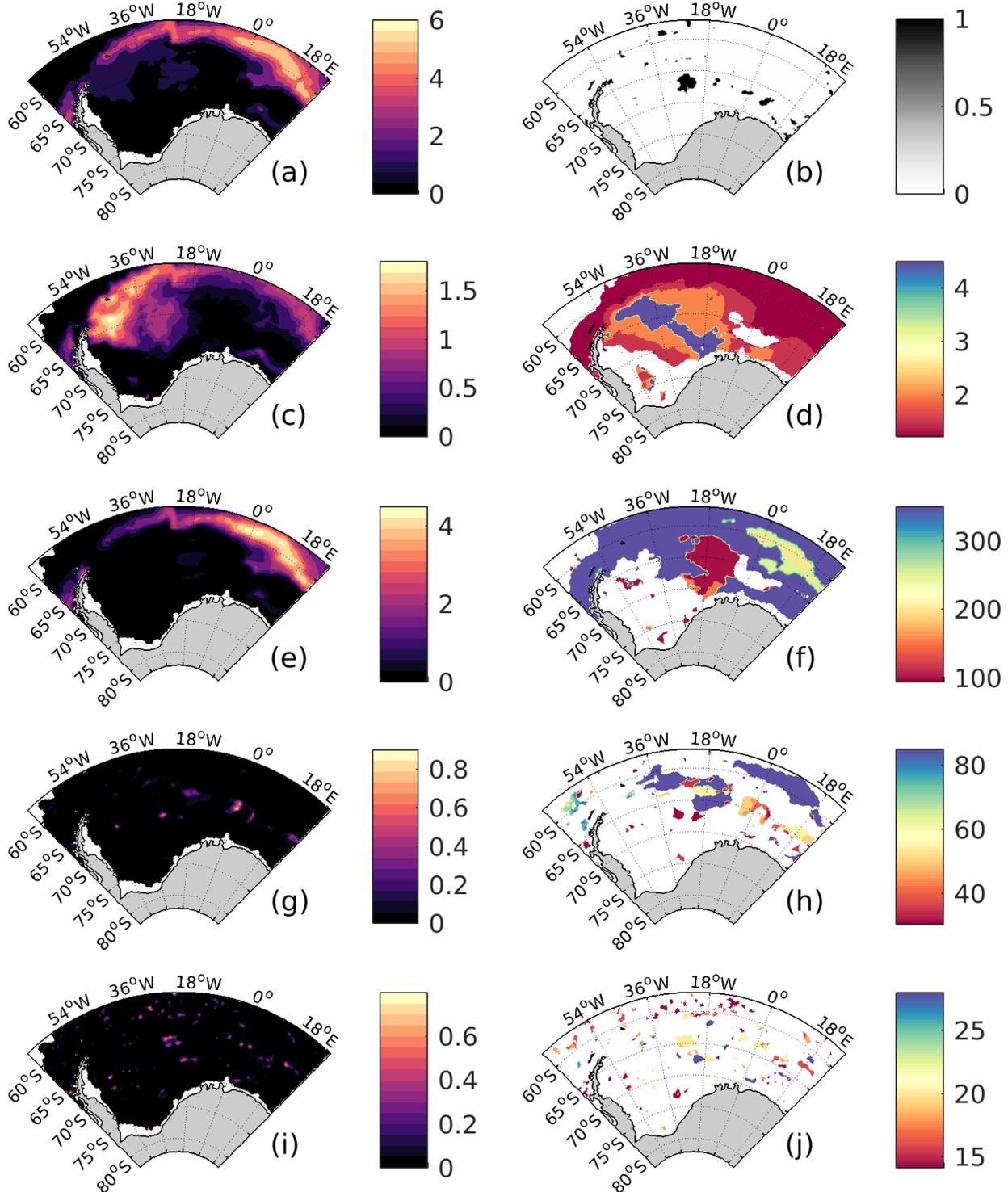


Figura 4.36: Idem à figura 4.35, porém para a região do Niño 3.

Há uma grande variação de energia no período interanual (figura 4.36c) próximo à Península Antártica no período de 2 a 5 anos (figura 4.36d). É interessante notar a conexão entre o período de máximo no campo da Figura 4.36d e Figura 4.36f, provavelmente pela divisão de escalas mostrado na Figura 3.4 onde no gráfico inferior esquerdo vemos a área vermelha cortada ao meio. Pertencem o mesmo evento porém ultrapassando o limite imposto para classificação na banda.

Para N3+4 no GM (Figura 4.37), vemos novamente uma grande concentração de densidade de energia na borda superior do GM em torno das longitudes 0–18°E.

Vê-se uma variação significativa da influência de N3+4 no campo de GM (figura 4.37e) para o período de 100 dias (figura 4.37f) também vista na Figura 4.37h. Embora na Figura 4.37 g, quase não apareça, acredita-se novamente que seja o mesmo pico de energia que ao ser separado, mostra-se no campo.

Como na Figura 4.36, vê-se variação próximo à Península, em menor intensidade (figura 4.37c) mas com período em torno de 4 a 5 anos (figura 4.37d). Novamente nos campos submensais não é possível ver algo que fosse significativo descrever.

A causalidade de Granger na Figura 4.38 é marcada por uma região que cruza uma diagonal que vai da Península até a costa em torno da longitude de 0°. O período interanual, intrasazonal e submensal (figura 4.38c, figura 4.38g e figura 4.38i) é praticamente desprezado na influência da N4 no GM e quase toda a energia está no período intra-anual (figura 4.38e), em períodos (figura 4.38f) que estão em torno de 100 dias e, na faixa nordeste em torno de 200 dias.

No mesmo campo, vê-se entre 65°S–70°S diferenças em comparação com a influência da Niño 3 (figura 4.36) e, marcado na Figura 4.37e. O que é de esperar já que a região Niño 3+4 estende-se por ambas sub-divisões do Niño.

A tabela 4.1 sintetiza os campos, mostrando o quanto uma série temporal está influenciada energeticamente a outra, além de mostrar o período onde está o máximo de energia no campo.

## Niño 3/4 -&gt; Gelo Marinho

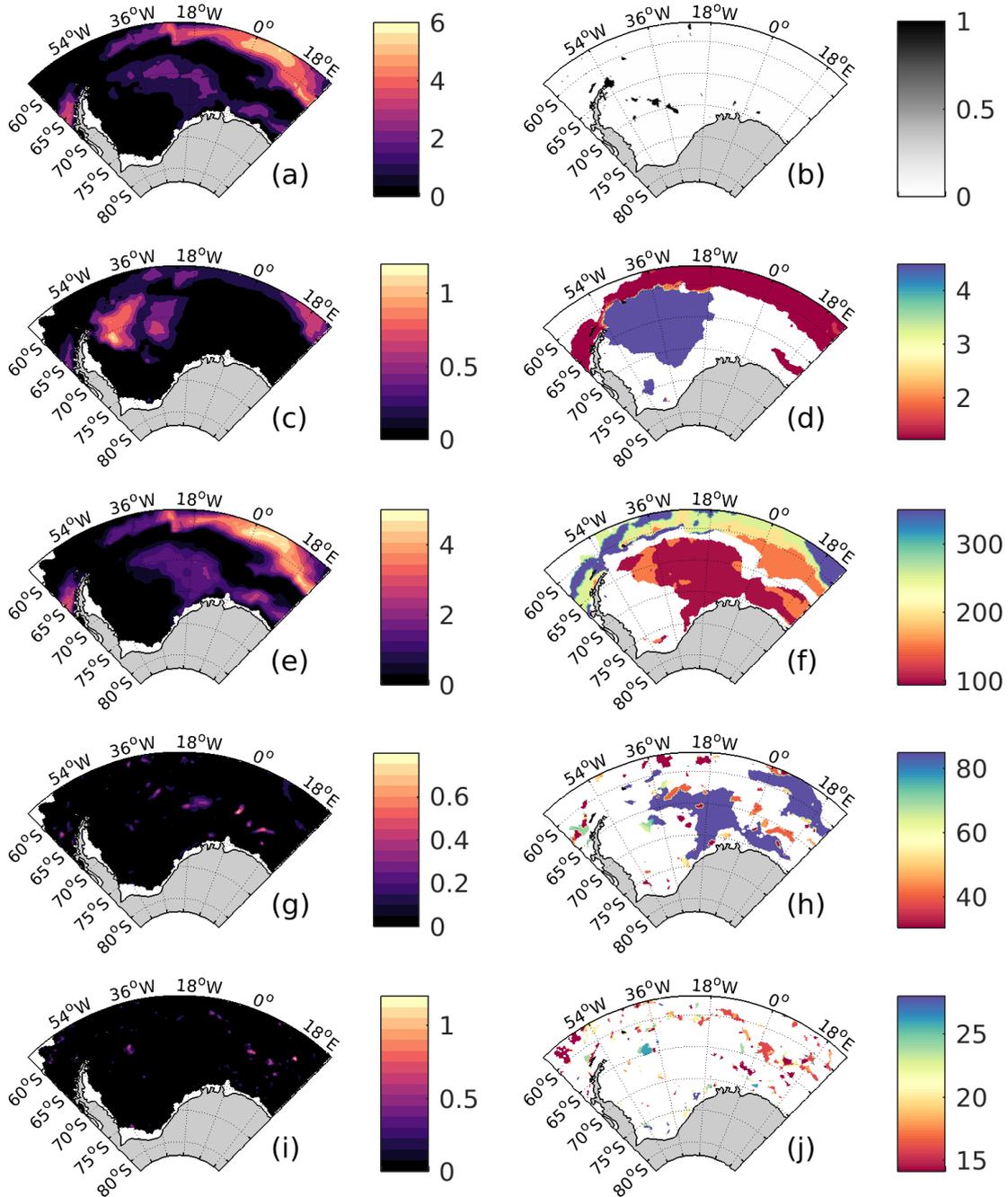


Figura 4.37: Idem à Figura 4.35, porém para a região do Niño 3/4.

### Niño 4 -> Gelo Marinho

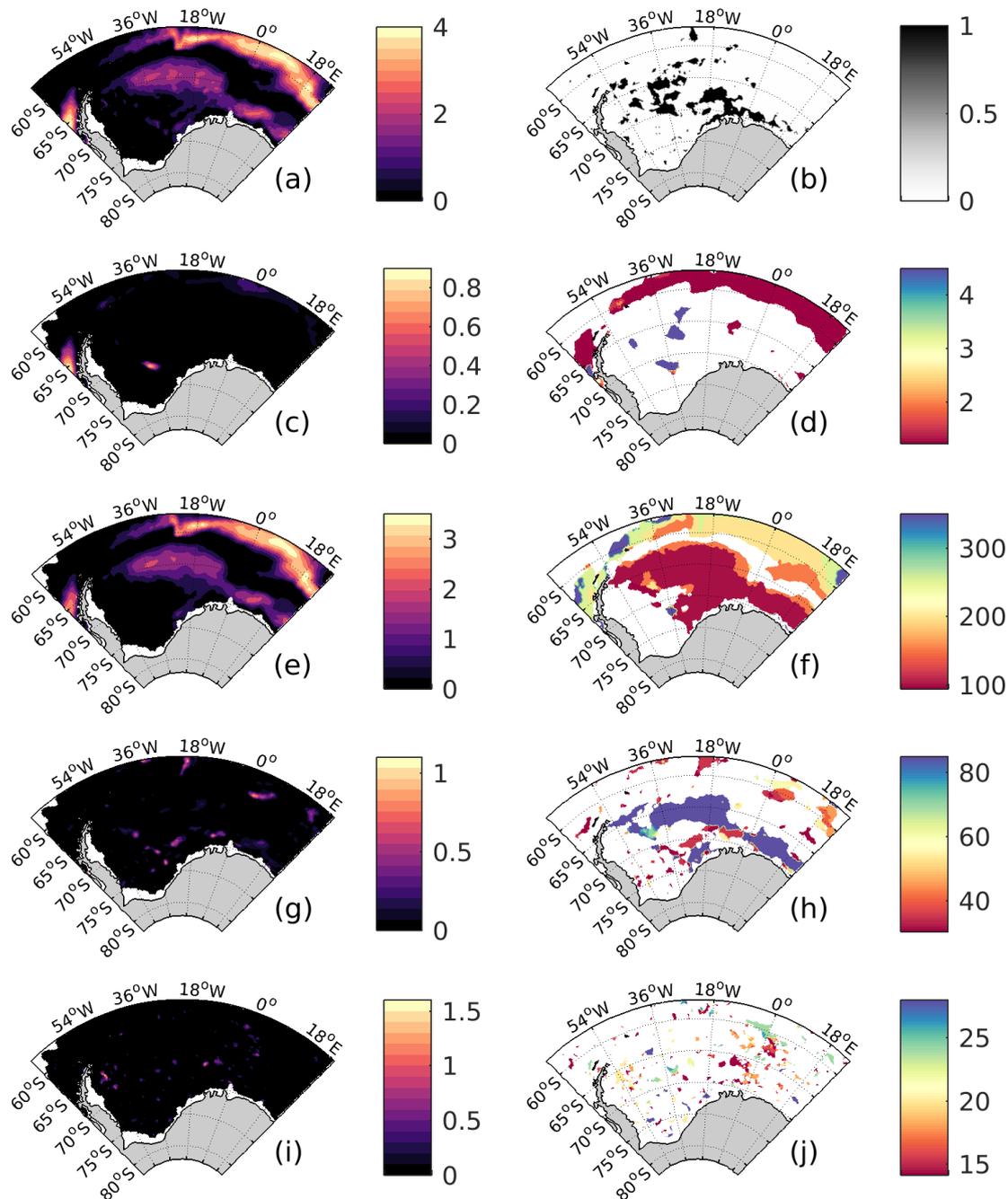


Figura 4.38: Idem à figura 4.35, porém para a região do Niño 4.

Tabela 4.1 - Síntese da análise de PDC espacial para regiões do ENSO no gelo marinho do Mar de Weddell

Período	Nino 1+2			Nino 3			Nino 3/4			Nino 4		
	Energia	Máx	%									
Total	30885.21	5.68	TOTAL	20717.41	6.03	TOTAL	19464.55	6.29	TOTAL	12880.16	4.22	TOTAL
Interanual	8412.06	2.00	32.56	6725.60	1.88	37.11	2470.96	1.23	13.56	414.38	0.91	3.38
intra-anual	16524.99	3.96	63.96	10896.57	4.79	60.12	15137.47	5.11	83.05	11147.11	3.85	90.80
Intrasazonal	527.77	1.25	2.04	258.30	1.20	1.43	311.02	1.62	1.71	418.29	1.19	3.41
Submensal	356.13	1.31	1.38	240.41	0.90	1.33	305.22	1.21	1.67	287.45	1.71	2.34
Causalidade de Granger por Área	14.92%			2.79%			1.48%			9.48%		

## Conclusões

O presente estudo apresenta uma ampla análise da variabilidade do GM na região do Mar de Weddell e como efeitos locais e remotos a influenciam e modulam.

Para tal, foram utilizados dados do OBS (NOAA/NSIDC) como principal referência observacional e da reanálise do CFSR, com o intuito de se verificar o desempenho do modelo utilizado na reanálise em comparação com a observação assimilada. Além disso, a análise conjunta das observações com o CFSR é importante para que tenhamos campos meteorológicos para a verificação das condições atmosféricas durante eventos extremos específicos.

Inicialmente, uma análise exploratória de ambos os conjuntos foi realizada através do cálculo de médias mensais. As principais diferenças encontradas entre os conjuntos encontram-se nas regiões mais próximas à costa e são, possivelmente, vinculadas à discrepância entre as resoluções das duas bases de dados em análise ( $25 \times 25 \text{ km}^2$  e  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  para OBS e CFSR, respectivamente).

Além disso, diferenças importantes são verificadas na região de interface entre o gelo marinho e o oceano aberto. Isso decorre principalmente da maneira como o CFSR assimila condições de gelo com concentração inferior a 15%. Abaixo desse limiar, não há uma distinção específica entre tipos de gelo pelo modelo da reanálise e, portanto, qualquer inferência sobre esses dados nessa região deve ser feita com cautela. Também é importante ressaltar as diferenças encontradas na região da polínia de calor sensível, formada mais rapidamente no produto de reanálise. Ainda assim, ambos os conjuntos apresentam padrões gerais de concentração de gelo semelhantes para valores superiores ao limiar de 70%.

Muito embora a análise exploratória do campo das médias indiquem uma similaridade geral, a análise dos campos das modas aponta para divergências importantes entre

os conjuntos com relação à classificação do tipo de gelo. Enquanto o CFSR apresenta uma diminuição radial gradativa (com centro próximo da península) das áreas com tipos diferentes de gelo marinho, a OBS exibe pacotes compactos no manto de gelo com interfaces irregulares entre as diferentes classificações. Esses resultados sugerem padrões de variabilidade discrepantes no interior do domínio em estudo.

Para se explorar com maior robustez esses padrões internos do domínio, utilizou-se um método objetivo para agrupamento de dados. Uma análise de cluster foi efetuada para a regionalização das séries temporais em cada ponto de grade a partir da co-variabilidade do gelo marinho em uma área de grande extensão. Fučkar et al. (2016) utilizaram o mesmo procedimento para o estudo da espessura do gelo marinho na região do Oceano Ártico. Estudos locais à região austral, mais especificamente em estações meteorológicas instaladas nas proximidades da Península Antártica, foram realizados por Boiaski (2007) para a avaliação de séries temporais de temperatura do ar. O presente estudo indica cinco sub-regiões com padrões distintos, o que pôde ser constatado tanto nas séries dos ciclos anuais quanto nas distribuições de probabilidade mensais.

As comparações entre os conjuntos OBS e CFSR apontam para maior similaridade nas regiões R1 e R2, que contam com maior concentração de GM. Ao passo que as regiões R3 e R4 mostram ciclos com equivalência em fase, mas divergência em amplitudes. Por fim, a região R5 foi mal representada pelo CFSR e isso pode estar relacionado ao modo como o CFSR assimila dados com menores concentrações (<15%), temperaturas maiores do que 2°C e aos intensos ventos de oeste comuns na passagem de Drake.

Em seguida, uma análise sinótica foi realizada para eventos extremos, tanto positivos (concentração de GM > 95%) quanto negativos (concentração de GM < 5%), na região R1. Essa região foi escolhida para tal abordagem uma vez que apresenta maior concordância entre os conjuntos estudados e menor variabilidade. Portanto, condições extremas de GM nessa região são moduladas apenas por condições meteorológicas intensas que devem ser estudadas com mais detalhes. Os eventos selecionados restringem-se ao período de 2000-2005 dada a grande variação entre regimes positivos e negativos das séries de anomalias do GM.

O caso negativo, centrado no dia 07/03/2002, apresentou uma circulação anti-horária persistente sobre a R1 e R2 entre -1 semana e na semana central mesmo com sistemas meteorológicos passando por elas. Além disso, nota-se um dipolo de anomalias positivas e

negativas entre o sul de R2 e norte de R1 e R2, respectivamente.

Muita umidade foi transportada através da Península (entre -2 semanas e a central) com passagem de sistemas de baixa pressão até a semana central, onde também há a formação de um grande cavado (1 semana depois).

Uma limitação encontrada na aplicação da regionalização refere-se à suavização de extremos pela presença de anomalias positivas e negativas em uma mesma sub-região, podendo mascarar a detecção do algoritmo para identificação desses eventos, como ocorreu para a região R2 neste estudo de caso.

Já o caso de extrema anomalia positiva do gelo marinho, ocorrida no dia 07/02/2004.

A análise sinótica abordada aponta para a influência atmosférica de eventos locais, intensos e mais curtos sobre a oscilação do GM na região. Para abordar os efeitos remotos e de baixa frequência sobre a variabilidade do GM, uma realizada uma análise de causalidade entre a TSM nas regiões do Niño (N4, N3/4, N3 e N2). O efeito mais marcante nas análises é o período intranual, que podem estar associados ao ciclo de radiação incidente nas regiões. Sistemas disparados por fases ativas, sejam positivas ou negativas do Niño, devem ser estudados para maiores afirmações.

O trabalho de Yuan (2004), fig 1 e 2, p. 417/418) mostra variações nas bordas do GM na região de Weddell em *composities* de casos de el-Niño e La-Niña, onde em casos de Niño há uma anomalia negativa de GM próximo à Península e positiva nas bordas nas 4 estações do ano. E para casos de La Niña, anomalias negativas que vão da Península até a costa em torno de 0° de dezembro a maio e anomalias positivas em setembro a novembro na borda do gelo na região entre 0 e 20W. Muito embora o presente trabalho apresente uma maneira de relacionar a TSM das regiões do ENSO com o GM, este tópico ainda carece de maiores investigações.

O fato do método não apresentar os anos a serem analisados, apresenta os espectros e com isso é possível investigar em qual frequência tal evento pode ser significativo. O fato dos campos intrasazonais e submensais não apresentarem resultados significativos é coerente pois para o fenômeno do el-Niño entrar em fase positiva, deve permanecer com a anomalia de TSM acima de 0.5°C por 3 meses, período igual ao limite superior do período intrasazonal.

Por fim, na 5.1 apresenta-se um diagrama da influência das regiões do ENSO no campo de mar de Weddell com o intuito de sintetizar os resultados aqui apresentados.

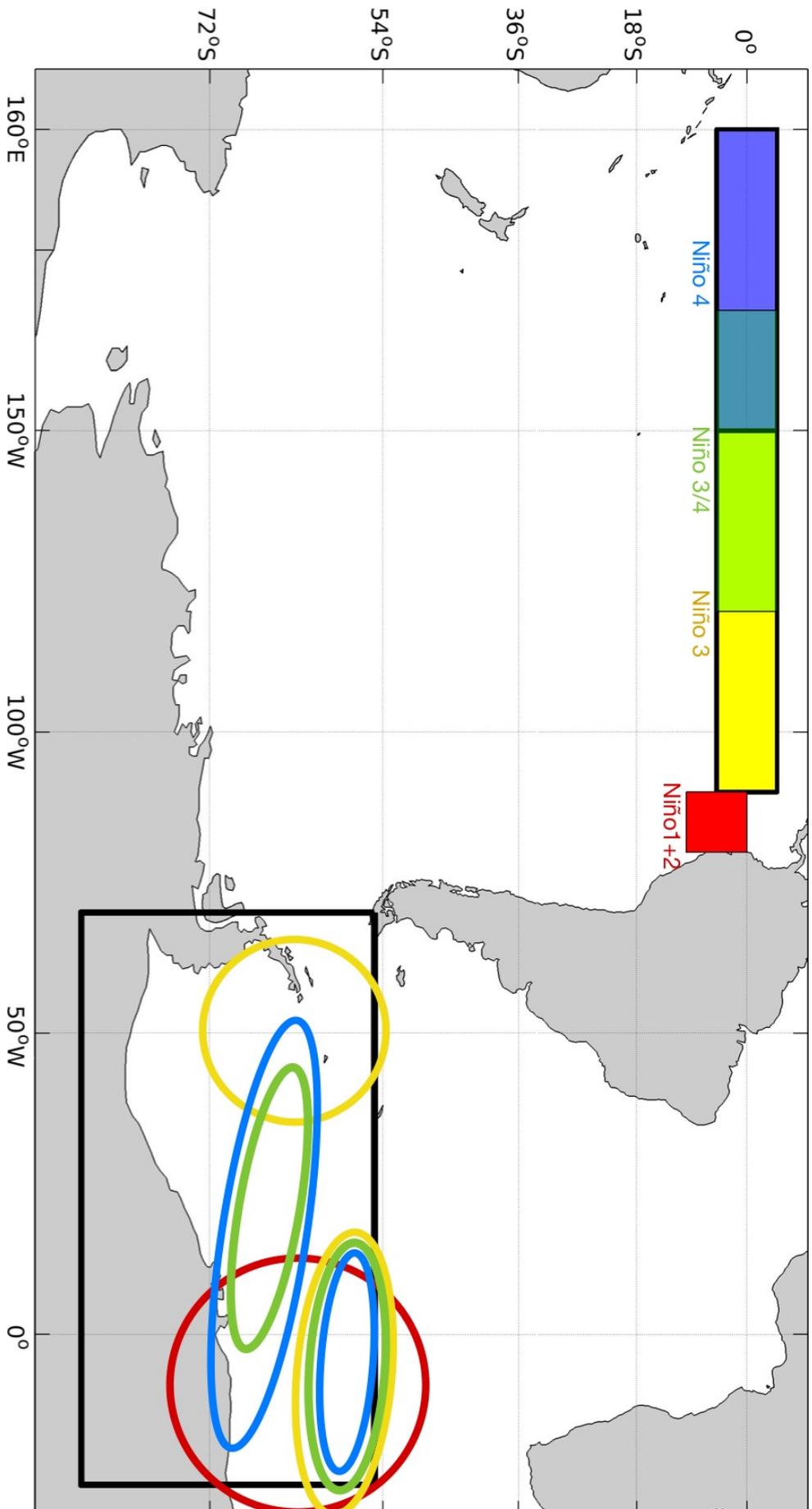


Figura 5.1: Diagrama conceitual resumindo os principais resultados obtidos com a aplicação da coerência parcial direcionada (PDC) em dados de TSM nas diferentes regiões do ENSO (Niño 4 - azul; Niño 3/4 - verde; Niño 3 - amarelo; Niño 1+2 - vermelho) no Gelo Marinho na região do Mar de Weddell.

## Referências Bibliográficas

- Baccala L. A., Sameshima K., Partial directed coherence: a new concept in neural structure determination, *Biological Cybernetics*, 2001, vol. 84, p. 463
- Barreira S. C. B., Variabilidad espacial y temporal del hielo marino antartico - Relacion con la circulacion atmosferica. Editorial Academica Espanola Buenos Aires, 2012, 483
- Boiaski N. T., EXTREMOS INTRA-SAZONAIS DE TEMPERATURA NA PENÍNSULA ANTÁRTICA E MECANISMOS ATMOSFÉRICOS ASSOCIADOS, Universidade de São Paulo, 2007, Tese, 137
- Carpenedo C. B., Bloqueios atmosféricos associados à variabilidade extrema do gelo marinho antártico e impactos na América do Sul, Universidade de São Paulo, 2017, Tese, 289
- de Brito Neto F. A., ANÁLISE DO BALANÇO DE ENERGIA ENTRE A INTERFACE ATMOSFERA- GELO-ÁGUA SOBRE O MAR DE WEDDELL, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2017, Dissertação, 101
- Deiningner M., Koellner T., Brey T., Teschke K., Towards mapping and assessing antarctic marine ecosystem services – The weddell sea case study, *Ecosystem Services*, 2016, vol. 22, p. 174
- Dieckmann G. S., Hellmer H. H., , 2003 in Thomas D. N., Dieckmann G. S., eds, , *Sea Ice: An Introduction to its Physics, Chemistry, Biology and Geology*. Blackwell Science Bremerhaven, Germany Chapt. 1 pp 1 – 21
- Fučkar N. S., Guemas V., Johnson N. C., Massonnet F., Doblus-Reyes F. J., Clusters of interannual sea ice variability in the northern hemisphere, *Climate Dynamics*, 2016

- Fujisaki A., Mitsudera H., Wang J., Wakatsuchi M., How does the Amur River discharge flow over the northwestern continental shelf in the Sea of Okhotsk?, *Progress in Oceanography*, 2014, vol. 126, p. 8
- Gloersen P., Campbell W. J., Recent variations in Arctic and Antarctic sea-ice covers, *Nature*, 1991, vol. 352, p. 33
- Gloersen P., Campbell W. J., Cavalieri D. J., Comiso J. C., Parkinson C. L., Zwally H. J., Satellite passive microwave observations and analysis of Arctic and Antarctic sea ice, 1978-1987, *Annals of Glaciology*, 1993, vol. 17, p. 149
- Gutierrez C. M., Lautenbacher C. C., Dunnigan J. H., , 2007 Technical report Observers Guide to Sea Ice. National Oceanic and Atmospheric Administration • NOAA Ocean Service Seattle
- King J. C., *Climate Variability and Change* , No. Cvc, British Antarctic Survey - Cambridge, Cambridge, 2006, p. 36
- Marson J. M., Mata M. M., Garcia A. E. C., Antarctic sea ice variability and trends from 1978 to 2006, *Pesquisa Antártica Brasileira*, 2012, vol. 5, p. 31
- Meier W. N., Fetterer F., Savoie M., Mallory S., Duerr R., Stroeve. J., , 2017 Technical report NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration - Version 3. NSIDC: National Snow and Ice Data Center Boulder, Colorado USA
- Miguens A. P., , 1996 in , *Navegação: A Ciência e A Arte*, Volume III–Navegação Eletrônica e em Condições Especiais.. Diretoria de Hidrografia e Navegação/ Marinha do Brasil Chapt. 41 pp 1541 – 1618
- Mimmack G. M., Mason S. J., Galpin J. S., Choice of Distance Matrices in Cluster Analysis: Defining Regions, *Journal of Climate*, 2001, vol. 14, p. 2790
- Oliveira P. T., Santos e Silva C. M., Lima K. C., Climatology and trend analysis of extreme precipitation in subregions of Northeast Brazil, *Theoretical and Applied Climatology*, 2017, vol. 130, p. 77

- 
- Paolo F. S., Padman L., Fricker H. A., Adusumilli S., Howard S., Siegfried M. R., Response of Pacific-sector Antarctic ice shelves to the El Niño/Southern Oscillation, *Nature Geoscience*, 2018, vol. 11, p. 121
- Parkinson C. L., Cavalieri D. J., Gloersen P., Zwally H. J., Comiso J. C., Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978-1996, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1999, vol. 104, p. 20837
- Saha S., Moorthi S., Pan H. L., Wu X., Wang J., et al. Supplement to the NCEP Climate Forecast System Reanalysis, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2010, pp 9–25
- Schlögl M., Hohenleutner M., , 2009 Technical report Die Kryosphäre. Universität Regensburg Regensburg
- Takahashi D. Y., Baccala L. A., Sameshima K., Frequency domain connectivity: an information theoretic perspective. In 2010 Annual International Conference of the IEEE Engineering in Medicine and Biology , IEEE, 2010, p. 1726
- Turner J., Bindschadler R., Convey P., Di Prisco G., Fahrbach E., Gutt J., Hodgson D., Mayewski P., Summerhayes C., *Antarctic Climate Change and the Environment*. SCAR Cambridge, 2009, 526
- Wilks D. S., *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press, 2006, 627
- Yuan X., ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms, *Antarctic Science*, 2004, vol. 16, p. 415
- Zabalaga D. G., *Clima presente e tendencias climaticas usando modelo regional RegCM4 sobre regioes de topografia complexa dos Andes*, Universidade de Sao Paulo, 2019, Dissertacao, 104



# Apêndice



# Apêndice A

## Teste de Box-Jenquins

A seguir serão apresentados as figuras referentes ao teste de “box-jenquins”, onde testase a quantidade de autorregressivos para se utilizar na coerência parcial direcionada (PDC).



Figura A.1: Campos de influência do Nino X no Gelo Marinho com *layers* indicando a quantidade de autorregressivos utilizados na análise do campo, sendo  $X = N12, N3, N3/4$  ou  $N4$ .