



Ministério da  
**Ciência e Tecnologia**



sid.inpe.br/mtc-m19/2011/03.10.17.49-TDI

**POTENCIAIS INFLUÊNCIAS DE ANOMALIAS  
POSITIVAS E NEGATIVAS NA CAMADA DE GELO  
MARINHO NO MAR DE ROSS NA CIRCULAÇÃO  
ATMOSFÉRICA DO HEMISFÉRIO SUL**

Christopher Alexander Cunningham Castro

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo  
Dr. José Paulo Bonatti, aprovada em 30 de março de 2011.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/39APQGH>

INPE  
São José dos Campos  
2011

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

**CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):****Presidente:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

**Membros:**

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr<sup>a</sup> Regina Célia dos Santos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Horácio Hideki Yanasse - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Deicy Farabello - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Vivéca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da  
**Ciência e Tecnologia**



sid.inpe.br/mtc-m19/2011/03.10.17.49-TDI

**POTENCIAIS INFLUÊNCIAS DE ANOMALIAS  
POSITIVAS E NEGATIVAS NA CAMADA DE GELO  
MARINHO NO MAR DE ROSS NA CIRCULAÇÃO  
ATMOSFÉRICA DO HEMISFÉRIO SUL**

Christopher Alexander Cunningham Castro

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo  
Dr. José Paulo Bonatti, aprovada em 30 de março de 2011.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/39APQGH>>

INPE  
São José dos Campos  
2011

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Castro, Christopher Alexander Cunningham.

C279p

Potenciais influências de anomalias positivas e negativas na camada de gelo marinho no mar de Ross na circulação atmosférica do Hemisfério Sul / Christopher Alexander Cunningham Castro. – São José dos Campos : INPE, 2011.

xxx+164 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2011/03.10.17.49-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011.

Orientador : Dr. José Paulo Bonatti.

1. Gelo marinho. 2. Circulação atmosférica de grande escala. 3. Pacífico-América do Sul (PAS). 4. Dipolo da Antártica (DPA). I.Título.

CDU 551.588.5 (234.28)

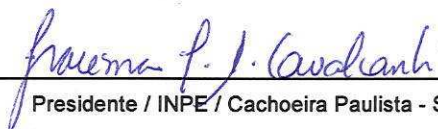
---

Copyright © 2011 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2011 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de Doutor(a) em  
Meteorologia

Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque  
Cavalcanti



---

Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. José Paulo Bonatti



---

Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

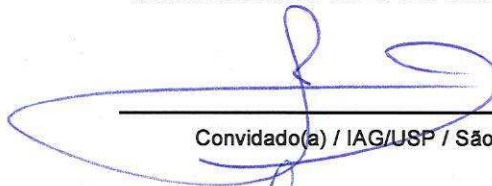
Dr. Luciano Ponzi Pezzi



---

Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Tércio Ambrizzi



---

Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Dr. Flávio Barbosa Justino



---

Convidado(a) / UFV / Viçosa - MG

Dr. Flávio Barbosa Justino



---

Convidado(a) / UFV / Viçosa - MG

Aluno (a): Christopher Alexander Cunningham Castro

São José dos Campos, 30 de março de 2011



*“O vento junta as nuvens, o sopro ascendente do Criativo, e faz com que fiquem densas, mas ainda não tem força bastante para transformá-las em chuva”.*

Richard Willhem e Cary F. Baines,  
em I Ching: o Livro das Mutações, hexagrama 9.





*À minha amada esposa, que acima de tudo é minha companheira, nos bons e maus momentos da nossa caminhada.*



## **AGRADECIMENTOS**

Ao meu orientador Dr. Bonatti, um verdadeiro professor.

A minha esposa e meu filho Kevin, sem eles a vida não teria graça.

Aos amigos e colegas do CPTEC, que em nossas conversas “de corredor”,  
contribuíram com muitas ideias, verdadeiros ingredientes mágicos para cozer a  
poção de idéias que resultou na minha tese.

A minha família, por ser parte essencial do todo.

Ao Tao, que conduz através de seus caminhos sinuosos.



## RESUMO

Este estudo utilizou o Modelo de Circulação Geral da Atmosfera do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos para explorar o papel da extensão do gelo marinho no Mar de Ross como forçante da circulação atmosférica assimétrica do Hemisfério Sul, durante o inverno (julho a setembro) austral, em uma escala sazonal. Foram avaliados os impactos decorrentes de anomalias observadas positivas e negativas na extensão de gelo marinho no Mar de Ross. Um diferencial deste estudo foi a utilização de conjuntos com um grande número de membros (60) de maneira a incrementar o potencial de detecção do sinal, na circulação atmosférica, devido às anomalias de gelo marinho. Em uma primeira etapa foram avaliadas características climatológicas da circulação assimétrica de altas latitudes no Hemisfério Sul. De maneira geral, o modelo é capaz de reproduzir as principais características da distribuição geográfica e do ciclo anual dos padrões oscilatórios assimétricos, que são as ondas de número de onda 1 a 4. Ressalta-se a habilidade do modelo em reproduzir um importante modo de oscilação no Hemisfério Sul: o Pacífico-América do Sul. As respostas devidas aos experimentos anômalos foram avaliadas em dois grupos: respostas locais e hemisféricas. A resposta apresentada localmente é consistente com estudos anteriores. Uma anomalia negativa (positiva) na camada de gelo aquece (resfria) os níveis inferiores da atmosfera, aumenta (diminui) a temperatura, e abaixa (aumenta) a pressão em superfície. As respostas de grande escala indicam que anomalias de gelo marinho estão associadas a modificações nas correntes de jato e padrões de ondas planetárias. Os padrões da resposta média mostram que, em associação com menos gelo, configura-se um fortalecimento do jato subtropical, sobre a Austrália, e uma onda 2 barotrópica no cinturão de latitudes médias e altas, enquanto que a configuração predominante no caso de mais gelo é um trem de onda em latitudes subtropicais e o enfraquecimento do jato na mesma região. Os padrões anômalos na atividade de alta frequência sugerem que variações na atividade dos transientes de alta frequência, na forma de um trem de ondas que atravessa o sul da América do Sul podem estar associadas às anomalias de gelo marinho no Mar de Ross; independente do sinal da anomalia. Na região do Mar de Ross, anomalias positivas na atividade transiente associadas a anomalias anticiclônicas na circulação atmosférica de grande escala sugerem um enfraquecimento do vórtice polar. A análise das anomalias normalizadas de temperatura evidenciou a existência do Dipolo da Antártica em associação com as anomalias na camada de gelo marinho no Mar de Ross. Quando o limite do gelo marinho retrocede (avança) as temperaturas configuram-se anormalmente altas (baixas) no Mar de Ross e baixas (altas) nos Mares de Amundsen-Bellinghshausen e Weddell. Os resultados decorrentes da análise das anomalias normalizadas de geopotencial sugerem que anomalias de gelo marinho poderiam estar retroalimentando o modo Pacífico-América do Sul. As configurações resultantes exibem um padrão de trem de onda de grande escala sendo originado a partir da região de anomalias de gelo marinho. Este trem de ondas emana-se do Mar de Ross no sentido leste e curva-se em direção as baixas latitudes no Oceano Atlântico. Os centros de circulação anômala revertem a sua polaridade em resposta à reversão do sinal da anomalia no limite do gelo marinho.



# POTENTIAL INFLUENCES ON THE SOUTHERN HEMISPHERE ATMOSPHERIC CIRCULATION OF NEGATIVE AND POSITIVE SEA ICE EXTENSION ANOMALIES IN THE ROSS SEA

## ABSTRACT

This study have used the CPTEC/INPE AGCM to explore the role of sea ice extent in the Ross Sea as a forcing of the asymmetric atmospheric circulation in the southern hemisphere during the austral winter (July-September), on a seasonal scale. The impacts have been assessed from the standpoint of positive and negative *observed* anomalies in ice extent in the Ross Sea. A differential of this study was to use sets with a large number of members (60) in order to increase the potential for signal detection in atmospheric circulation, due to anomalies in sea ice. In a first step, the climatological characteristics of the asymmetric flow in the southern hemisphere high latitudes have been assessed. In general, the model reproduces the main features of the geographic distribution and annual cycles of asymmetric oscillatory patterns, which are the waves of wave number 1 to 4. The model is able to reproduce an important mode of oscillation in the southern hemisphere: the Pacific-South America. Responses due to the anomalous experiments were evaluated in two steps: local and hemispherical responses. The local response is consistent with previous studies. A negative (positive) anomaly in ice cap warms (cools) the lower levels of the atmosphere, increases (decreases) the near surface temperature and decreases (increases) the surface pressure. Large-scale responses indicate that sea ice anomalies are associated with modifications of the jet streams and patterns of planetary waves. In association with less ice, there is a strengthening of the subtropical jet over Australia, and a barotropic wave 2 belt in mid and high latitudes, while the predominant configuration associated to ice in excess is a wave train in subtropical latitudes and the weakening of the jet stream over Australia. Significant anomalies in high frequency activity forming a wave train pattern over southern South America suggest an association between transient activity in this region and anomalies of sea ice in Ross Sea. In the Ross Sea region, the association of enhanced transient activity and anomalous anticyclonic circulation suggest a weakening of the polar vortex. The analysis of standardized temperature anomalies highlighted the existence of Antarctic Dipole in association with sea ice anomalies in the Ross Sea. When the sea ice edge retreats (advances) temperatures become abnormally high (low) in the Ross Sea and low (high) in the seas of Amundsen-Bellingshausen and Weddell. The results of analysis of standardized geopotential anomalies suggest that anomalies of sea ice might feedback the Pacific-South American pattern. The resulting configurations display a large-scale wave train pattern being originated from the region of anomalies in sea ice. This wave train emanates from the Ross Sea towards East and curves toward low latitudes on the Atlantic Ocean. The anomalous centers invert their polarity in response to the sign reversion in the sea ice anomaly.





## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 – PSA conforme resultado original de Mo e Ghill (1987). Esta figura representa o terceiro autovetor das anomalias zonais normalizadas de altura geopotencial em 500 hPa. Extraído de Mo e Higgins (1998).....	11
Figura 2.2 – FOE 1 e FOE 2 das anomalias diárias de função de corrente em 200 hPa. As anomalias foram filtradas com filtro passa-banda 10 a 90 dias. Extraído de Mo e Higgins (1998). ....	12
Figura 2.3 – Representação do PSA no MCGA do CPTEC obtido a partir do mapa de correlações das anomalias de função de corrente filtradas entre 25 e 87 dias. São correlações temporais (11 invernos) entre o ponto de referencia 70°S e 120°W e os demais pontos de grade. Extraído de D’Almeida (2000). ....	13
Figura 2.4 – Média de Longo Período (1980-1985) do escoamento em 200 hPa (isolinhas) e do desvio padrão pentadal (sombreado) durante o inverno austral (JJA). Extraído de Berbery et al. (1992).....	21
Figura 3.1 – Diagramas longitude-tempo da climatologia de ZHMT500 média em altas latitudes (35°S a 55°S), para (a) MCGA CPT EC e (b) reanálises ERA40.....	37
Figura 3.2 – Diagramas longitude-tempo da climatologia de ZHMT500 média em altas latitudes (55°S a 75°S), para (a) MCGA CPT EC e (b) reanálises ERA40.....	38
Figura 3.3 – Diagramas longitude-tempo da componente assimétrica da MLT da altura geopotencial em 500 hPa, média entre as latitudes 75°S e 55°S, para (a) MCGA CPTEC e (b) reanálises ECMWF. ....	40
Figura 3.4 – Climatologia da componente assimétrica de ZHMT500 no Hemisfério Sul. (a) MCGA CPTEC, janeiro; (b) reanálises ECMWF, janeiro; (c) MCGA CPTEC, julho; (d) reanálises ECMWF, julho. ...	42
Figura 3.5 – Primeiro autovetor da componente assimétrica de ZHMT500. (a) modelo, janeiro; (b) reanálises, janeiro; (c) modelo, julho; (d) reanálises, julho. ....	47
Figura 3.6 – Segundo autovetor de ZHMT500. (a) modelo, janeiro; (b) reanálises, janeiro; (c) modelo, julho; (d) reanálises, julho.....	49
Figura 3.7 – Terceiro autovetor de ZHMT500. (a) modelo, janeiro; (b) reanálises, janeiro; (c) modelo, julho; (d) reanálises, julho.....	51
Figura 3.8 – Comparação entre UVMT200 representado pelo modelo (esq.) e pelas reanálises do ECMWF (dir.). (a) e (b): escoamento de verão (janeiro); (c) e (d): escoamento de inverno (julho). As isolinhas indicam intervalos de 5 m.s <sup>-1</sup> . Regiões com velocidades superiores a 35 m.s <sup>-1</sup> estão indicadas em sombreado.....	56
Figura 3.9 – Diferença entre UVMT200 representado pelo modelo e pelas reanálises do ECMWF, durante (a) janeiro e (b) julho. ....	57

- Figura 3.10 – Trilhas de tormentas conforme representadas pelo desvio padrão dos dados diários de VVMT200. Desvio padrão calculado a partir dos resultados do MCGA para o mês de janeiro (a) e julho (c). Desvio padrão dos dados das reanálises do ECMWF para o mês de janeiro (b) e julho (d). Os níveis dos contornos iniciam em  $4 \text{ m.s}^{-1}$  em intervalos de  $1 \text{ m.s}^{-1}$ . Valores superiores ou iguais a  $8 \text{ m.s}^{-1}$  estão sombreados..... 60
- Figura 3.11 – Trilhas de tormentas conforme vistas através do desvio padrão dos dados pentadais de VVMT200 durante o mês de julho. (a) MCGA CPTEC; (b) reanálises ERA40. Contornos a cada  $0,5 \text{ udp}$ . 63
- Figura 3.12 – Climatologia do MCGA-CPTEC das trilhas de tempestade no Hemisfério Sul no período de 01 a 31 de julho. (a) EXTCTRL. (b) Integração com TSM observada (1982 a 2000). Níveis dos contornos a cada  $1 \text{ udp}$ , com mínimo de 3 e máximo de 16. .... 64
- Figura 4.1 – **a)** Extensão climatológica (1982-2000) da camada de mar congelado durante fevereiro/março; **b)** mesmo que (a), mas referente a setembro/outubro. A linha contínua representa a climatologia observada (15% de concentração) e a linha tracejada representa a climatologia simulada pelo MCGA do CPTEC (1982-2000). .... 71
- Figura 4.2 – Ciclos anuais de extensão de gelo marinho, média no Mar de Ross, no período de 1979 a 2005. O eixo das abscissas mostra os 12 meses do ano e o eixo das ordenadas a extensão do mar congelado, em milhões de quilômetros quadrados. A linha grossa contínua indica a média de longo período (1979-2005). As linhas pontilhadas indicam o ano de 1998 e 1980..... 72
- Figura 4.3 – Condição de contorno do gelo marinho utilizada como forçante para os experimentos RO+ e RO-. As células cinza escuro (claro) indicam a camada de gelo marinho climatológico (observada). (a) julho, RO+; (b) agosto, RO+; (c) setembro, RO+; (d) julho, RO-; (e) agosto, RO-; (f) setembro, RO-..... 76
- Figura 4.4 - Fluxos anômalos de (a) calor sensível e (b) latente. Os contornos estão dispostos a cada  $10 \text{ W.m}^{-2}$ . Os números sobre as isolinhas indicam a posição e o valor dos mínimos. O painel menor mostra o perfil médio zonal entre os limites do Mar de Ross..... 82
- Figura 4.5 – Resposta média da temperatura. Os pontos de grade sombreados mostram TP2M, sendo que sombreados claros (escuros) indicam valores negativos (positivos). Os contornos indicam a ATMT925, com intervalos de  $0,5^\circ\text{C}$ . O número superior (inferior) direito (esquerdo) indica o valor máximo (mínimo) das anomalias de TP2M (ATMT925) no domínio da figura. Os vetores representam o escoamento climatológico em 925 hPa do modelo (CTRL) em  $\text{m.s}^{-1}$ . .... 85
- Figura 4.6 – (a) Estrutura vertical da resposta de ATMT no experimento RO+. (b) Perfil da resposta de TP2M. As duas variáveis são uma média zonal entre as longitudes de  $188^\circ\text{E}$  e  $192^\circ\text{E}$ . .... 87

- Figura 4.7 – Resposta média de PSMT (contornos) e circulação em 925 hPa (vetores). A região cinza indica os valores das anomalias de PSMT com significância estatística superior a 99%. Os contornos estão dispostos em intervalos de 0,1 hPa. O número superior (inferior) direito indica o valor máximo (mínimo) das anomalias de pressão em superfície no domínio da figura. .... 88
- Figura 4.8 – (a) Estrutura vertical da resposta de ZHMT no experimento RO+. (b) Perfil da resposta de PSMT. As duas variáveis são uma média zonal entre as longitudes de 188° e 192°E. .... 90
- Figura 4.9 – Resposta média da precipitação em mm.dia<sup>-1</sup>. .... 91
- Figura 4.10 – (a) Resposta média de PSMT para o experimento RO+ em um domínio hemisférico. Os contornos estão dispostos a cada 0,1 metro. (b) Resposta média de ZHMT925 para o experimento RO+ em um domínio hemisférico. Os contornos estão dispostos a cada 1 metro. O sombreado escuro (claro) indica um nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross. .... 92
- Figura 4.11 – Resposta média em um domínio hemisférico de (a) ZHMT500 e (b) ZHMT200 para o experimento RO-. Os contornos estão dispostos a cada 1 m. O sombreado escuro (claro) indica um nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross. .... 94
- Figura 4.12 – Componente horizontal da atividade das ondas quasi-estacionárias e resposta média de ZHMT925 para o experimento RO+. As duas variáveis estão mascaradas sobre os continentes. A seta no canto inferior direito representa a escala associada aos vetores. .... 96
- Figura 4.13 – Resposta de ZHMT em (a) 500 e (b) 200 hPa para o experimento RO+ em um domínio hemisférico. A resposta é a média entre os membros e média dentro do período de estudo. Os contornos estão dispostos a cada 2 metros. .... 97
- Figura 4.14 – (a) Climatologia do escoamento zonal em 200 hPa conforme representado pelo MCGA. Média entre o período de 25 de julho a 08 de outubro. Contornos a cada 1.0 m.s<sup>-1</sup>. (b) Diferença entre os escoamentos zonais dos experimentos RO+ e CTRL. Os contornos estão a cada 0.2 m.s<sup>-1</sup>. As regiões sombreadas indicam as anomalias estatisticamente significativas em um nível de 10%. .... 99
- Figura 4.15 – (a) Resposta média de VVMT200 para o experimento RO-. Contornos a cada 0,1 m. O sombreado escuro (claro) indica um nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross. (b) VVMT200 médio para a integração CTRL. Contornos a cada 1 m. .... 100
- Figura 4.16 – (a) Desvio padrão entre os membros do CTRL, para a variável VVMT200. (b) Diferença entre o desvio padrão de VVMT200 do experimento RO+ e o CTRL. O sombreado escuro (claro) indica um

- nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross..... 103
- Figura 4.17 – (a) Desvio padrão entre os membros do CTRL, para a variável ZHMT925. (b) Diferença entre o desvio padrão do experimento RO+ e o CTRL, para a variável ZHMT925. O sombreado escuro (claro) indica um nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross..... 104
- Figura 4.18 – Diagrama que mostra as 60 respostas (devidas aos 60 membros) da anomalia normalizada de ATMT925 devidas ao (a) CTRL e (b) experimento RO+. O eixo y exibe os valores médios entre 67° e 57°S para cada um dos membros. Sombreados escuros (claros) indicam valores positivos (negativos) superiores (inferiores) a 1,0 (-1,0) desvio padrão. Os níveis dos contornos são -2.0, -1.5, -1.0, 1.0, 1.5 e 2.0. As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross..... 106
- Figura 4.19 – (a) Segundo autovetor do CTRL; (b) Segundo autovetor de RO+; (c) Sexto autovetor do CTRL; (d) Sexto autovetor de RO+. Os contornos são adimensionais, a cada 0.03. As duas linhas tracejadas verticais indicam os limites do Mar de Ross. .... 108
- Figura 4.20 – Correlações entre a (a) segunda e (b) sexta série de coeficientes e os dados originais. Contornos a cada 0.3. As duas linhas tracejadas verticais indicam os limites do Mar de Ross. Sombreado claro (escuro) indica valores positivos (negativos) com significância estatística de 5%..... 110
- Figura 4.21 – Diagrama que mostra as 60 respostas da anomalia normalizada de ZHMT925 devidas ao (a) CTRL e (b) experimento RO+. O eixo y exibe os valores médios entre 67°S e 57°S para cada um dos membros. Sombreados escuros (claros) indicam valores positivos (negativos) superiores (inferiores) a 1,0 (-1,0) desvio padrão. Os níveis dos contornos são -3.0, -2.0, -1.0, 1.0, 2.0 e 3.0. As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross. .... 112
- Figura 4.22 – Primeiro autovetor das anomalias normalizadas de ZHMT925 para o CTRL (acima) e o experimento RO+ (abaixo). Os contornos são adimensionais, a cada 0.01. As duas linhas tracejadas verticais indicam os limites do Mar de Ross. O número central é o valor da correlação espacial entre os dois autovetores. .... 114
- Figura 4.23 – Composto de eventos extremos das anomalias normalizadas de ZHMT925 a partir do campo filtrado. Os vetores correspondem a componente horizontal de  $F_s$ . A seta no lado inferior esquerdo indica a escala dos vetores. .... 116
- Figura 4.24 – Fluxos anômalos de (a) calor sensível e (b) latente. Os contornos estão dispostos a cada  $10 \text{ W.m}^{-2}$ . Os números sobre as isolinhas indicam a posição e a magnitude dos máximos. O painel menor mostra o perfil médio zonal entre os limites do Mar de Ross. .... 118
- Figura 4.25 – Resposta média da temperatura. Os pontos de grade sombreados mostram TP2M, sendo que sombreados claros

	(escuros) indicam valores negativos (positivos). Os contornos indicam a ATMT925, com intervalos de 0,5°C. O número superior (inferior) direito (esquerdo) indica o valor máximo (mínimo) das anomalias de TP2M (ATMT925) no domínio da figura. Os vetores representam o escoamento climatológico em 925 hPa do modelo (CTRL) em $m.s^{-1}$ .....	119
Figura 4.26 – (a) Estrutura vertical da resposta de ATMT no experimento RO-.	(b) Perfil da resposta de TP2M. As duas variáveis são uma média zonal entre as longitudes de 223°E e 227°E.....	121
Figura 4.27 – Estrutura vertical da resposta de ATMT no experimento RO- e	isolinhas de temperatura (cor cinza) absoluta para (a) RO- e (a) CTRL. Todas as variáveis são uma média zonal entre as longitudes de 223°E e 227°E. As isolinhas de temperatura estão dispostas em intervalos de 1 K e abrangem de 255 a 265K.....	122
Figura 4.28 – Resposta média de PSMT (contornos) e circulação em 925 hPa	(vetores). A região cinza indica os valores das anomalias de PSMT com significância estatística superior a 1%, de acordo com um teste T-Student para diferenças entre médias. Os contornos estão dispostos em intervalos de 0,1 hPa. O número superior (inferior) direito indica o valor máximo (mínimo) das anomalias de pressão em superfície no domínio da figura.....	123
Figura 4.29 – (a) Estrutura vertical da resposta de ZHMT no experimento RO-.	(b) Perfil da resposta de PSMT. As duas variáveis são uma média zonal entre as longitudes de 223°E e 227°E.....	124
Figura 4.30 – Resposta média da precipitação em $mm.dia^{-1}$ .....		126
Figura 4.31 – (a) Resposta média de PSMT para o experimento RO- em um	domínio hemisférico. Os contornos estão dispostos a cada 0,1 metro. (b) Resposta média de ZHMT925 para o experimento RO- em um domínio hemisférico. Os contornos estão dispostos a cada 1 metro. O sombreado escuro (claro) indica um nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross.....	128
Figura 4.32 – Resposta média em um domínio hemisférico de (a) ZHMT500 e	(b) ZHMT200 para o experimento RO-. Os contornos estão dispostos a cada 1 m. O sombreado escuro (claro) indica um nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross.....	129
Figura 4.33 – Componente horizontal da atividade das ondas quasi-	estacionárias e resposta média de ZHMT em 925 hPa para o experimento RO-. Os contornos estão dispostos a cada 1 metro. A escala para os vetores é de $1\text{ cm} \equiv 0.1\text{ m}^2.\text{seg}^{-2}$ . As duas variáveis estão mascaradas sobre os continentes.....	131
Figura 4.34 – Componente horizontal da atividade das ondas quasi-	estacionárias e resposta média de ZHMT em (a) 500 e (b) 200 hPa, para o experimento RO-. As duas variáveis estão mascaradas	

- sobre os continentes. A escala para os vetores é de  $1 \text{ cm} \equiv 0.1 \text{ m}^2.\text{seg}^{-2}$ ..... 133
- Figura 4.35 – (a) Climatologia do escoamento zonal em 200 hPa conforme representado pelo MCGA. Média entre o período de 10 de julho a 08 de outubro. Contornos a cada  $1.0 \text{ m.s}^{-1}$ . (b) Diferença entre os escoamentos zonais dos experimentos RO- e CTRL. Os contornos estão a cada  $0.2 \text{ m.s}^{-1}$ . As regiões sombreadas indicam as anomalias estatisticamente significativas em um nível de 10%. .. 134
- Figura 4.36 – (a) Resposta média de VVMT200 para o experimento RO-. Contornos a cada 0,1 m. O sombreado escuro (claro) indica um nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross. (b) VVMT200 médio para a integração CTRL. Contornos a cada 1 m..... 136
- Figura 4.37 – (a) Desvio padrão entre os membros do CTRL, para a variável VVMT200. (b) Diferença entre o desvio padrão de VVMT200 do experimento RO- e o CTRL. O sombreado escuro (claro) indica um nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross..... 138
- Figura 4.38 – (a) Desvio padrão entre os membros do CTRL. (b) Diferença entre o desvio padrão do experimento RO- e o CTRL. O sombreado escuro (claro) indica um nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross..... 139
- Figura 4.39 – Diagrama que mostra as 60 respostas (devidas aos 60 membros) da anomalia normalizada de ATMT925 devidas ao (a) CTRL e (b) experimento RO-. O eixo y exibe os valores médios entre  $67^{\circ}\text{S}$  e  $57^{\circ}\text{S}$  para cada um dos membros. Sombreados escuros (claros) indicam valores positivos (negativos) superiores (inferiores) a 1,0 (-1,0) desvio padrão. Os níveis dos contornos são -2.0, -1.5, -1.0, 1.0, 1.5 e 2.0. As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross..... 140
- Figura 4.40 – (a) Primeiro autovetor do CTRL; (b) Primeiro autovetor de RO-. Os contornos são adimensionais, a cada 0.03. As duas linhas tracejadas verticais indicam os limites do Mar de Ross. .... 141
- Figura 4.41 – Correlações entre a primeira série de coeficientes e os dados de anomalia normalizada de ATMT925. Sombreado claro (escuro) indica valores positivos (negativos) com significância estatística de 5%. .... 142
- Figura 4.42 – Diagrama que mostra as 60 respostas da anomalia normalizada de ZHMT925 devidas ao (a) CTRL e (b) experimento RO+. O eixo y exibe os valores médios entre  $67^{\circ}\text{S}$  e  $57^{\circ}\text{S}$  para cada um dos membros. Sombreados escuros (claros) indicam valores positivos (negativos) superiores (inferiores) a 1,0 (-1,0) desvio padrão. Os níveis dos contornos são -3.0, -2.0, -1.0, 1.0, 2.0 e 3.0. As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross. .... 143
- Figura 4.43 – Primeiro autovetor das anomalias normalizadas de ZHMT925 para o CTRL (acima) e o experimento RO- (abaixo). Os contornos

são adimensionais, a cada 0.01. As duas linhas tracejadas verticais indicam os limites do Mar de Ross. O número central é o valor da correlação espacial entre os dois autovetores. .... 144

Figura 4.44 – Composto de eventos extremos das anomalias normalizadas de ZHMT925 a partir do campo filtrado. Os vetores correspondem a componente horizontal de  $F_s$ . A seta no lado inferior esquerdo indica a escala dos vetores. .... 146





## LISTA DE TABELAS

	<b><u>Pág.</u></b>
Tabela 4.1 – Configurações das integrações utilizadas neste estudo. Todas as integrações possuem resolução horizontal T062 e vertical com 28 camadas.....	77



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AAO	Oscilação Antártica
ACP	Análise de Componentes Principais
ADP	Dipolo da Antártica
AMIP	Projeto de Intercomparação de Modelos Atmosféricos
ATMT925	Temperatura do ar em 925 hPa
CCM3	Versão 3 do modelo climático do NCAR
CLP	Camada Limite Planetária
COLA	<i>Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies</i>
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CTRL	Integração de controle
DMSP	<i>Defense Meteorological Satellites Program</i>
ECMWF	Centro Europeu para Previsão de Médio Prazo
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
FOE	Funções Ortogonais Empíricas
ERA40	Conjunto de reanálises do ECMWF
ESMR	<i>Electrically Scanning Microwave Radiometer</i>
EXTCTRL	Integração de Controle com duração de 35 anos
EXTCTRL50	Integração de Controle com duração de 50 anos.
GSFC	<i>Goddard Space Flight Center</i>
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LGM	Limite do Gelo Marinho
MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MRF	Previsão de médio prazo
NAO	Oscilação do Atlântico Norte
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCAR	National Center for Atmospheric Research (EUA)
NCEP	National Centers for Environmental Prediction (EUA)
NEC-SX6	Supercomputador da Corporação NEC instalado no CPTEC/INPE

NMC	<i>National Meteorological Center (EUA)</i>
PNA	Pacífico-América do Norte
PNMM	Pressão ao Nível Médio do Mar
PSA	Pacífico-América do Sul
PSMT	Pressão em superfície
RO-	Experimento com anomalia negativa da extensão de gelo marinho
RO+	Experimento com anomalia positiva da extensão de gelo marinho
SID	Serviço de Informação e Documentação
SMMR	<i>Scanning Multichannel Microwave Radiometer</i>
SPG	Serviço de Pós-Graduação
SSM/I	<i>Special Sensors Microwave/Imagers</i>
TDI	Teses e Dissertações Internas
TP2M	Temperatura a 2 metros
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UVMT200	Componente zonal do escoamento em 200 hPa
VVMT200	Componente meridional do escoamento em 200 hPa
ZHMT200	Altura geopotencial em 200 hPa
ZHMT500	Altura geopotencial em 500 hPa
ZHMT925	Altura geopotencial em 925 hPa

## LISTA DE SÍMBOLOS

$\Phi$	Variável escalar qualquer da atmosfera como, por exemplo, a altura geopotencial (equação 2.1).
$\Phi_{00}$	Circulação estacionária simétrica (equação 2.1).
$\Phi^*$	Circulação estacionária assimétrica (equação 2.1).
$\Phi'$	Circulação transiente (equação 2.1).
$\lambda$	Longitude (equação 2.1).
$\varphi$	Latitude (equação 2.1).
$\lambda$	Autovalores (equação 3.4).
$\mathfrak{R}$	Matriz de autovetores “rotacionados” (equação 3.7).
$\Phi$	Altura geopotencial (equações 3.10, 3.11 e 3.12)
$\nabla$	Operador nabra (equações 3.10, 3.11 e 3.13)
$-\alpha$	Volume específico (equação 3.12)
$\rho_i$	Densidade do gelo (equação 4.1)
$R\downarrow$	Saldo de radiação solar (equação 4.1)
$\rho$	Densidade do ar (equação 4.1)
$\sigma$	Constante de Stefan-Boltzmann (equação 4.1)



## SUMÁRIO

Pág.

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
1.1.	Da relevância da pesquisa .....	1
1.2.	Contextualização do problema e hipótese .....	1
1.3.	Objetivos .....	4
<b>2</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>7</b>
2.1	Oscilações no Hemisfério Sul .....	7
2.1.1	O Modo Pacífico América do Sul .....	10
2.2	Relações entre o gelo marinho e a circulação atmosférica.....	15
2.3	O Mar de Ross e as oscilações do escoamento atmosférico no Hemisfério Sul .....	18
<b>3</b>	<b>AVALIAÇÃO DE CARACTERÍSTICAS CLIMATOLÓGICAS DO MODELO A PARTIR DA INTEGRAÇÃO DE CONTROLE.....</b>	<b>25</b>
3.1	Introdução.....	25
3.2	Dados e métodos .....	26
3.2.1	O Modelo de Circulação Geral da Atmosfera do CPTEC .....	26
3.2.2	O desenho experimental .....	28
3.2.3	O método de Análise de Componentes Principais .....	31
3.3	Avaliação da climatologia das ondas estacionárias no MCGA CPTEC ...	35
3.3.1	Análise de Componentes Principais do CTRL.....	44
3.4	Avaliação da climatologia do jato em altos níveis no MCGA CPTEC .....	52
3.5	Avaliação da climatologia das trilhas de tempestades no MCGA CPTEC .....	57
<b>4</b>	<b>RESPOSTA ATMOSFÉRICA A CONDIÇÕES ANÔMALAS NA CAMADA DE GELO NO MAR DE ROSS.....</b>	<b>66</b>
4.1	Introdução.....	66
4.2	Dados e métodos .....	67
4.2.1	A representação do gelo marinho no MCGA CPTEC .....	68
4.2.2	Configuração dos experimentos .....	72
4.2.3	Método para estimar a atividade das ondas .....	77
4.2.4	A ACP como uma ferramenta de análise de sinal.....	79
4.2.5	Significância estatística dos resultados .....	79
4.3	Influências na atmosfera de uma expansão anômala da camada de gelo no Mar de Ross.....	80
4.3.1	Respostas locais e regionais .....	81
4.3.2	Respostas em escala hemisférica .....	91
4.3.3	Avaliação das diferenças entre a dispersão dos conjuntos .....	101

4.3.4	Avaliação do papel da variabilidade interna .....	105
4.4	Influências na atmosfera de uma retração anômala da camada de gelo no Mar de Ross.....	116
4.4.1	Respostas locais e regionais.....	116
4.4.2	Respostas em escala hemisférica .....	126
4.4.3	Avaliação das diferenças entre a dispersão dos conjuntos.....	136
4.4.4	Avaliação do papel da variabilidade interna.....	139
<b>5</b>	<b>CONCLUSÕES .....</b>	<b>147</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFIAS.....</b>	<b>157</b>



# **1 INTRODUÇÃO**

## **1.1. Da relevância da pesquisa**

As regiões polares têm um papel crucial no clima do planeta, pois constituem verdadeiros sumidouros de energia, essenciais para a redistribuição de calor executada pelos oceanos e pela atmosfera. Dentre as duas regiões polares, a Antártica é sem dúvida a mais desconhecida, devido provavelmente a sua característica inóspita. Apesar de seu importante papel no sistema climático terrestre, a ciência ainda desconhece todos os detalhes das complexas interações entre o oceano, o gelo e a atmosfera nessas regiões do nosso planeta e principalmente as influências remotas decorrentes destas interações. Assim este trabalho foi motivado pela oportunidade de poder contribuir para incrementar o conhecimento a respeito da variabilidade climática das altas latitudes do Hemisfério Sul e suas potenciais conexões com as regiões subpolares.

## **1.2. Contextualização do problema e hipótese**

Oscilações de baixa frequência do escoamento atmosférico de grande escala ocorrem basicamente devido às não-homogeneidades da superfície terrestre, como por exemplo, o relevo e os contrastes térmicos entre o continente e o oceano, e a fontes de calor (CHARNEY; ELIASSEN, 1949; SMAGORINSKY, 1953; HOSKINS; KAROLY, 1981).

A distribuição da camada de gelo marinho é uma das diversas não-homogeneidades que a superfície do planeta exhibe. A presença de gelo sobre o mar altera as características físicas da superfície de diversas maneiras. A formação de gelo aumenta o albedo e a rugosidade da superfície, e ainda age como um elemento isolante, restringindo as trocas de calor, massa e momentum entre o oceano e a atmosfera. Durante os longos invernos polares, quando a presença de gelo é máxima e a insolação é mínima predomina o efeito isolante, resultando em um controle bastante efetivo sobre a liberação de

calor pelo oceano. Assim, um déficit (excesso) de gelo marinho – seja em extensão ou concentração – aquece (resfria) os níveis inferiores da atmosfera. Conseqüentemente, a temperatura do ar próxima à superfície e diretamente sobre a anomalia negativa (positiva) de gelo marinho aumenta (diminui), implicando em uma alteração do clima local (WALSH, 1983; SIMMONDS; BUDD, 1991). Esta capacidade de poder controlar a liberação do calor armazenado no oceano, associado ao fato de que anomalias na cobertura de gelo marinho podem perdurar por meses (LEMKE et al., 1980), sugere que condições anômalas de gelo marinho poderiam influenciar a circulação atmosférica, possivelmente em grande escala.

De fato, diversos autores testaram esta possibilidade. Herman e Johnson (1978) foram os primeiros a idealizar e executar um experimento para avaliar a sensibilidade da circulação atmosférica às condições do gelo marinho. Com foco no Hemisfério Norte, eles integraram o Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) do Instituto Goddard forçado com um envelope artificial de condições máximas e mínimas da camada de gelo marinho. Os resultados mostraram que, além de modificações regionais no clima do círculo polar Ártico, ocorriam também alterações significativas na pressão ao nível do mar em latitudes subtropicais, sugerindo uma conexão remota entre o estado do gelo marinho no Ártico e a circulação em latitudes subtropicais.

Após este trabalho pioneiro, diversos estudos têm encontrado cada vez mais evidências que a variabilidade do gelo marinho pode estar relacionada a modificações da circulação atmosférica. A maior parte destes estudos usa MCGA para investigar tais relações, uma vez que ao utilizar dados observados é difícil estabelecer uma relação de causa e efeito, pois as anomalias de gelo marinho são em geral provocadas pela própria circulação atmosférica. No setor Atlântico do Ártico, anomalias de gelo marinho têm sido associadas a anomalias da circulação atmosférica que se assemelham ao padrão oscilatório de grande escala conhecido como Oscilação do Atlântico Norte (DESER et al. 2004; MAGNUSDOTTIR et al. 2004; ALEXANDER et al. 2004). Estes

resultados sugerem que alterações na circulação atmosférica, relacionadas à variabilidade do gelo marinho, podem assumir os modos preferenciais de variabilidade de baixa frequência.

Quando se considera o setor do Ártico localizado no Pacífico, os estudos mostram indícios de uma resposta da circulação atmosférica com uma estrutura diferente. Honda et al. (1999) e Alexander et al. (2004) investigaram a relação entre a camada de gelo marinho e a circulação atmosférica neste setor e encontraram uma resposta em forma de trem de onda de Rossby, causada supostamente pelos fluxos anômalos de calor provenientes do oceano. As configurações marcadamente diferentes que a circulação atmosférica do Hemisfério Norte assume dependendo da localização da anomalia de gelo marinho indicam a importância da localização da anomalia de gelo marinho.

No Hemisfério Sul, provavelmente devido à maior simetria zonal da circulação atmosférica, experimentos que procuram avaliar o efeito do gelo marinho na circulação atmosférica têm utilizado em geral anomalias de gelo marinho distribuídas uniformemente ao redor da Antártica (p.e., MITCHELL; HILLS, 1986; SIMMONDS e BUDD, 1991). No entanto, alguns estudos sobre gênese e propagação de ondas atmosféricas sugerem que o Mar de Ross pode ser uma região chave quando se quer estudar as flutuações de baixa frequência do escoamento atmosférico no Hemisfério Sul. Do ponto de vista de experimentos com modelos os resultados de Berbery et al. (1992) mostram que o posicionamento de uma forçante de ondas em 60°S e 160°E (oeste do Mar de Ross) tem como resposta um trem de ondas zonal, com uma componente meridional sobre a América do Sul. Em um estudo observacional, Ambrizzi et al. (1995) encontraram um padrão de onda 3 a partir de uma análise de correlações defasadas tendo como ponto-base 60°S e 160°E, padrão este que evoluiu e propagou-se do Pacífico Sul para os Oceanos Pacífico Tropical Leste e Atlântico.

Uma vez que a atmosfera é um fluido em movimento, ela apresenta ondas e oscilações do escoamento em diversas escalas espaciais e temporais. Na escala mensal-a-sazonal a circulação atmosférica anômala tende a configurar-se em certos padrões preferenciais, também conhecidos como modos de baixa frequência. Como exemplo de um padrão deste tipo no Hemisfério Norte pode-se citar o Pacífico-América do Norte (PNA, na sigla em inglês; WALLACE; GUTZLER, 1981). No Hemisfério Sul, entre os modos assimétricos mais importantes pode-se citar as ondas planetárias de número de onda 1 a 4, o Pacífico-América do Sul (PSA, na sigla em inglês; Mo e Ghil, 1987) e o Dipolo da Antártica (ADP, na sigla em inglês; YUAN; MARTINSON, 2000).

Assim, neste contexto propõe-se responder à seguinte questão: anomalias de gelo marinho no Mar de Ross poderiam estar associadas, através de uma relação causa e efeito, a anomalias da circulação atmosférica assimétrica no Hemisfério Sul? A hipótese é que anomalias na extensão de gelo marinho no Hemisfério Sul, através de um controle sobre os fluxos de calor provenientes do oceano, são capazes de influenciar na circulação assimétrica de grande escala.

### **1.3. Objetivos**

Com a finalidade de responder a questão acima foi elaborado e executado um experimento com o MCGA do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE). O objetivo geral deste trabalho é avaliar a relação entre a extensão do gelo marinho no Mar de Ross e a circulação de grande escala no Hemisfério Sul. Como objetivos específicos propõem-se:

- a. Validar algumas características climatológicas da integração de controle;
- b. Identificar e avaliar os principais padrões oscilatórios anômalos que estão associados a condições extremas (máxima e mínima) da extensão do mar congelado no Mar de Ross;

- c. Comparar as respostas atmosféricas devido às forçantes de polaridades opostas;
- d. Avaliar as características anômalas das correntes de jato no Hemisfério Sul em relação à extensão máxima e mínima do gelo marinho no Mar de Ross;
- e. Avaliar a influência que anomalias de gelo marinho no Mar de Ross têm sobre a atividade transiente no Hemisfério Sul
- f. Identificar potenciais influências remotas do Mar de Ross para outras regiões



## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

As variáveis utilizadas para caracterizar o estado da atmosfera são contínuas, espacial e temporalmente. Estudos de variabilidade climática avaliam frequentemente as anomalias destes campos, anomalias estas que podem ser tanto em relação ao tempo quanto ao espaço. Assim, uma representação possível para estas anomalias é

$$\Phi(\lambda, \varphi, z, t) = \Phi_{00}(\varphi, z) + \Phi^*(\lambda, \varphi, z) + \Phi'(\lambda, \varphi, z, t) \quad (2.1)$$

Onde  $\Phi(\lambda, \varphi, z, t)$  representa uma variável escalar qualquer da atmosfera (o geopotencial ou a função de corrente, por exemplo), e  $\lambda, \varphi, z$  e  $t$  são respectivamente longitude, latitude, altura e tempo. Esta variável é a soma da circulação estacionária simétrica (circulação de Hadley)  $\Phi_{00}$ , da circulação estacionária assimétrica  $\Phi^*$  e da parte transiente do escoamento atmosférico  $\Phi'$ . A representação da circulação estacionária assimétrica conforme a Equação 2.1 é normalmente citada na literatura científica como ondas quase-estacionárias, pois estas podem variar ligeiramente a posição das cristas e cavados.

A Equação 2.1 deixa claro que as flutuações ou desvios do estado médio da atmosfera são dependentes tanto da escala espacial quanto temporal. No presente trabalho avaliam-se basicamente as características da circulação de altas e médias latitudes do Hemisfério Sul durante o inverno, em uma escala sazonal, assim a revisão da literatura que segue diz respeito a esta faixa de variabilidade e latitudes, e a esta época do ano.

### 2.1 Oscilações no Hemisfério Sul

Nesta escala a atmosfera do Hemisfério Sul exhibe uma importante flutuação no escoamento atmosférico, denominada Oscilação Antártica (AAO, na sigla em inglês; GONG e WANG, 1999), ou modo anular (THOMPSON; WALLACE,

2000). Este modo anular é caracterizado por uma alta simetria zonal e contribui com a maior parte da variância temporal encontrada nesta escala: cerca de 22,5% em uma média anual, com um mínimo de 17,2% em março e um máximo de 33,1% em dezembro (GONG; WANG, 1999). Esta importante oscilação atmosférica indica a existência de uma troca de massa entre as altas latitudes e as latitudes médias (MO; WHITE, 1985; KAROLY, 1990). A AAO possui uma estrutura vertical barotrópica equivalente e pode, portanto ser detectada na pressão ao nível médio do mar e no campo de altura geopotencial, em níveis médios e altos.

Além da AAO, reconhece-se a existência de outros padrões de oscilação na atmosfera do Hemisfério Sul que não apresentam um elevado grau de simetria zonal. Esta assim chamada componente assimétrica é o foco do presente trabalho. A componente assimétrica é constituída de várias ondas de escala planetária, primariamente ondas de numero de onda 1 a 3. A contribuição principal para a variância total da componente assimétrica no Hemisfério Sul provém do numero de onda 1 (TRENBERTH, 1979; TRENBERTH, 1980). Esta contribui com 72% da variância, quando avaliada a partir do geopotencial em 500 hPa na latitude 50°S (TRENBERTH, 1979). As maiores amplitudes desta onda, no entanto, são encontradas em altas latitudes, entre 50° e 70°S (QUINTANAR; MECHOSO, 1995).

Esta onda 1 caracteriza-se por uma crista posicionada no hemisfério ocidental, majoritariamente sobre o Oceano Pacífico, e uma região de baixa pressão no hemisfério oriental, sobre os Oceanos Atlântico e Índico. Esta característica do escoamento austral das altas latitudes está presente durante todo o ano em toda a profundidade da atmosfera, portanto apresenta uma estrutura barotrópica. Pode ser vista em diversos elementos climáticos, embora o seu pico seja detectado mais claramente através da altura geopotencial em 500 hPa, na faixa de latitudes entre 50 e 70°S (QUINTANAR; MECHOSO, 1995; HURRELL et al., 1998). Esta onda contribui com 72% da variância na escala



mensal e sazonal, quando avaliada a partir do geopotencial em 500 hPa na latitude 50°S (TRENBERTH, 1979).

Como era de se esperar, esta onda 1 sofre variações de ano para ano, tanto no posicionamento de sua crista e cavado, quanto na sua intensidade. Estas variações na escala interanual manifestam-se através de uma diferença de pressão entre a Austrália/Nova Zelândia e a Península Antártica-América do Sul. Pittock (1980) definiu um índice para avaliar a oscilação existente entre estas duas regiões. Este índice é conhecido como Índice Trans-Polar e consiste na diferença de pressão ao nível médio do mar entre a estação de Hobart (43°S, 147°E), na Tasmânia, e Stanley (52°S, 58°W), no Atlântico Sul. O padrão de número de onda 1 resulta em grande parte porque a distribuição do Continente Antártico ao redor do Pólo Sul não é simétrica (WATTERSON; JAMES, 1992). A porção mais alta do continente, a chamada Grande Antártica, situa-se no Hemisfério Oriental e possui uma altura média superior a 4 km (RASMUSSEN; TURNER, 2003). Apesar do escoamento no Hemisfério Sul ser reconhecidamente mais zonal que no Hemisfério Norte, a amplitude da onda 1 durante o inverno no Hemisfério Sul é comparável à amplitude da mesma onda no Hemisfério Norte, durante o inverno boreal, na latitude 50°N (HURRELL et al., 1998).

Embora o campo assimétrico médio (sazonal) seja dominado pelo padrão de onda 1, padrões de número de onda 2 e 3 são também importantes contribuintes para a variância observada. Em um dos primeiros estudos sobre ondas quase-estacionárias no Hemisfério Sul, Trenberth (1980) encontrou que cada um destes padrões contribui com 13% da variância interanual, no período de 1972 a 1978. O padrão de onda 2 apresenta maior amplitude em altas latitudes, na faixa de 50° a 60°S e mais ao sul, em 75°S, durante os meses de inverno e primavera (TRENBERTH, 1980).

O padrão de onda 3, quando comparado ao padrão de onda 2, aparece com maior frequência em resultados de estudos sobre as oscilações planetárias

predominantes no Hemisfério Sul (p.e., MO e GHIL, 1987; TRENBERTH, 1980). Este padrão é tão persistente que aparece combinado com o principal modo dominante de baixa frequência no Hemisfério Sul, a AAO. Frequentemente, uma característica de onda 3 com centros bem definidos no Oceano Índico, Sudoeste do Pacífico e América do Sul-Atlântico é bastante aparente no modo que define a AAO (p.e., CONNOLLEY, 1997; GONG; WANG, 1999; KILADIS E MO, 1998). Alguns estudos têm associado variações do escoamento planetário de número de onda 3 com padrões de bloqueio no Pacífico Sudoeste (p.e., TRENBERTH; MO, 1985; MARQUES; RAO, 1999). O padrão de onda 3 aparece associado também a um importante padrão de teleconexão no Hemisfério Sul: o PSA.

### **2.1.1 O Modo Pacífico América do Sul**

No Hemisfério Sul, um dos modos principais de variabilidade de baixa frequência é o Pacífico-América do Sul, nomeado desta maneira no trabalho de Mo e Ghil (1987) devido à sua semelhança com o Pacífico-América do Norte (WALLACE; GUTZLER, 1981). Neste trabalho o PSA emergiu como padrão principal no terceiro autovetor da componente assimétrica da altura geopotencial (Figura 2.1). Sua característica espacial exibiu um trem de onda ligando o Pacífico Central à América do Sul (Argentina) e Oceano Atlântico, com os centros de maior amplitude posicionados no Pacífico Sudeste e América do Sul-Atlântico. Szeredi e Karoly (1987a,b) investigaram os padrões de teleconexão no Hemisfério Sul a partir de dados observados e encontraram outro padrão em forma de trem de onda deslocado 90° em relação ao padrão encontrado por Mo e Ghil (1987).

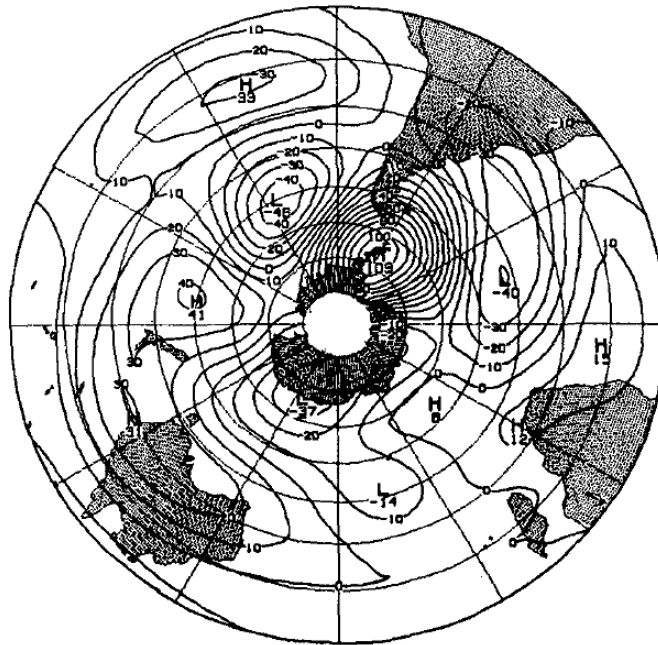


Figura 2.1 – PSA conforme resultado original de Mo e Ghill (1987). Esta figura representa o terceiro autovetor das anomalias zonais normalizadas de altura geopotencial em 500 hPa.

Fonte: Mo e Higgins (1998).

Estudos subsequentes sobre variabilidade de baixa frequência confirmaram a existência destes dois padrões (p.e., KIDSON, 1988; LAU et al., 1994), embora o uso de diferentes fontes de dados e filtros influencie a localização e magnitude dos centros anômalos (Figura 2.2). Apesar destas pequenas diferenças, todas as representações do PSA apresentam as seguintes características:

- 1) Dois padrões de onda zonal 3 em quadratura, i.e. com uma diferença de fase de  $\frac{1}{4}$  de comprimento de onda;
- 2) Um trem de onda bem definido estendendo-se desde o Pacífico até a América do Sul e Oceano Atlântico (MO e HIGGINS, 1998);
- 3) Centros anômalos com maior amplitude no sudeste do Pacífico e América do Sul-Atlântico Sul;
- 4) No Oceano Pacífico as anomalias nos subtropicais aparecem em fase oposta com as anomalias nas médias e altas latitudes.

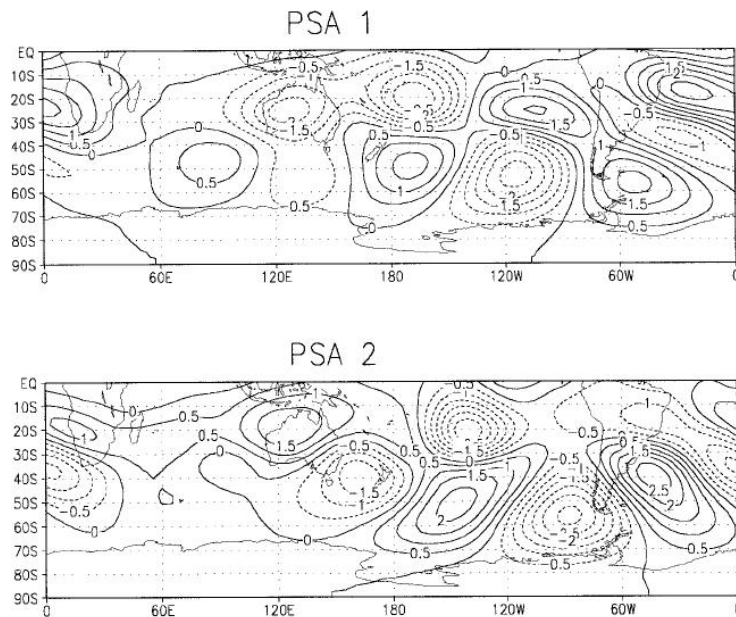


Figura 2.2 – FOE 1 e FOE 2 das anomalias diárias de função de corrente em 200 hPa. As anomalias foram filtradas com filtro passa-banda 10 a 90 dias.

Fonte: Mo e Higgins (1998).

O PSA é um modo de variabilidade da atmosfera bastante persistente, que exibe variâncias consideráveis em diversas escalas temporais, como por exemplo, as escalas intrasazonal e interanual (MO; HIGGINS, 1998; KAROLY, 1989), e escala interdecadal (Mo, 2000). Além disso, o fato de o PSA haver resultado a partir de análises usando as mais diversas fontes de dados sugere que este é um modo robusto de variabilidade de baixa frequência.

Os centros do PSA no Pacífico sudeste e América do Sul-Atlântico Sul foram recentemente relacionados a outro padrão oscilatório nas altas latitudes do Hemisfério Sul. O assim chamado Dipolo da Antártica (YUAN; MARTINSON, 2000) é caracterizado por uma relação fora de fase entre os Mares de Amundsen-Bellinghshausen (Pacífico Sudeste) e o Mar de Weddell (Atlântico Sul). O Dipolo da Antártica é aparente nas anomalias de pressão ao nível médio do mar, da temperatura próxima à superfície e do chamado limite do

gelo marinho. Estas duas importantes oscilações do escoamento atmosférico estão relacionadas através dos centros anômalos de circulação que se estabelecem no Pacífico sudeste e América do Sul-Atlântico Sul. Segundo os próprios autores que identificaram e nomearam o Dipolo da Antártica, os centros de pressão que o compõem são parte integrante do PSA também (YUAN, 2004).

O PSA tem sido identificado tanto em estudos observacionais quanto aqueles utilizando MCGA. O MCGA do CPTEC demonstrou ser capaz de representar o PSA durante o verão (CAVALCANTI; CASTRO, 2003) e inverno (D'ALMEIDA; CAVALCANTI, 2000) (Figura 2.3). Não há estudos, entretanto, sobre a representatividade do PSA no MCGA do CPTEC durante a primavera austral, que é a época do ano na qual a área de mar congelado ao redor da Antártica atinge o máximo.

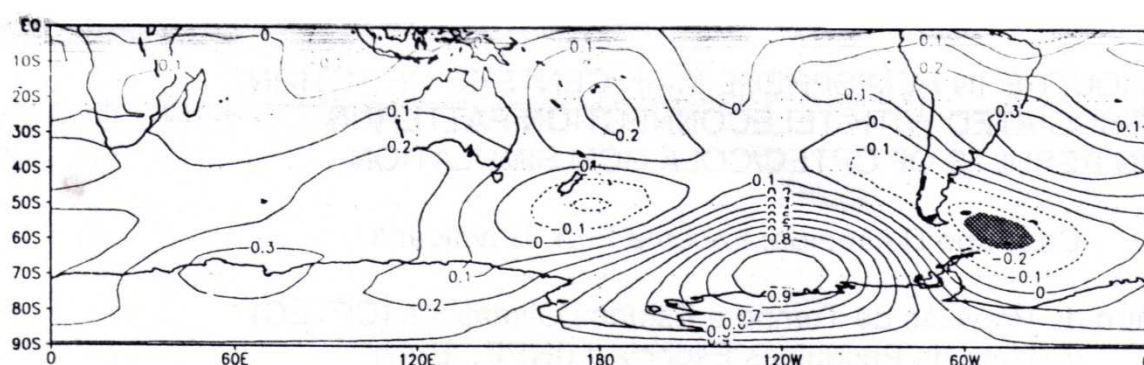


Figura 2.3 – Representação do PSA no MCGA do CPTEC obtido a partir do mapa de correlações das anomalias de função de corrente filtradas entre 25 e 87 dias. São correlações temporais (11 invernos) entre o ponto de referência 70°S e 120°W e os demais pontos de grade.

Fonte: D'Almeida e Cavalcanti (2000).

O PSA possui uma importante característica que tem implicação direta nas hipóteses a respeito de sua gênese. Este modo de variabilidade tanto pode ser

considerado como um trem de ondas que se estende para sudeste, desde a vizinhança da Austrália, passando pelo Pacífico Sul, e curvando-se sobre a América do Sul, como também, remontando à sua origem, pode ser considerado como parte do padrão de onda quase-estacionária 3 que circunscreve o pólo sul (KILADIS; MO, 1998). Isto significa que a variabilidade apresentada por este modo pode estar relacionada tanto a fontes que afetem o comportamento de trens de ondas de Rossby, como por exemplo, aquecimento diabático da coluna devido à convecção tropical, quanto a fontes para a variabilidade de ondas quase-estacionárias em latitudes extratropicais e polares.

Atualmente sabe-se que o PSA está relacionado à convecção tropical. Karoly (1989) encontrou resultados indicando que o PSA é a manifestação do trem de onda de Rossby que dissipa energia das anomalias de convecção durante eventos El Niño-Oscilação Sul (ENOS). Em 1998 Mo e Higgins mostraram que os modos do PSA evoluem em estreita associação com a convecção tropical. Além disso, os autores concluíram que esta atua como um catalisador no desenvolvimento dos modos do PSA de maior amplitude.

É importante notar, entretanto que, embora os modos do PSA possam ser interpretados como trens de ondas de Rossby forçados tropicalmente (KAROLY, 1989; MO; HIGGINS, 1998), eles não dependem exclusivamente da forçante tropical. Lau et al. (1994), ao estudarem os modos de baixa frequência no planeta, sugeriram que os dois modos de onda 3 em quadratura estariam associados com a dinâmica interna da atmosfera e não forçados pelos trópicos. Complementarmente, Mo e Higgins (1998) ressaltam que apesar de haverem encontrado relações entre a convecção tropical e os modos do PSA, diferenças entre os períodos da convecção e da circulação, e correlações tênues entre os dois sugerem que os modos do PSA não são uma resposta pura da convecção tropical. Assim, em muitos casos os modos do PSA podem estar associados a outras forçantes (internas ou externas) que não a tropical.

Além da convecção, oscilações de grande escala estão associadas também às heterogeneidades da superfície terrestre, como por exemplo, o relevo e os contrastes térmicos entre o continente e o oceano (CHARNEY; ELIASSEN, 1949; SMAGORINSKY, 1953). Aparentemente, no Hemisfério Sul o padrão térmico de superfície pode ter um papel importante na configuração de ondas planetárias. Hurrell et al. (1998), por exemplo, apontam para o fato de que a onda 1 sobre os oceanos austrais é consistente com o padrão de anomalias de temperatura da superfície do mar, sugerindo a importância da forçante térmica de superfície. A distribuição do gelo marinho ao redor da Antártica, devido a sua propriedade isolante, configura uma verdadeira topografia térmica de fundo e, portanto é razoável supor que exista uma associação entre esta e as oscilações de grande escala no Hemisfério Sul, particularmente o PSA.

## **2.2 Relações entre o gelo marinho e a circulação atmosférica**

O continente Antártico é cercado por uma vasta camada de mar congelado, uma característica singular do círculo polar Antártico. A área total de gelo marinho apresenta uma grande variação sazonal, sendo que o máximo na extensão do gelo ocorre em setembro/outubro ( $20 \times 10^6 \text{ km}^2$ ) e o mínimo em fevereiro/março ( $4 \times 10^6 \text{ km}^2$ ) (SIMMONDS, 1998).

Uma característica importante do gelo marinho é a sua baixa condutividade térmica, a qual determina que o gelo marinho aja como um isolante entre a atmosfera fria e o oceano relativamente quente. Quando o gelo se rompe e expõe áreas oceânicas os transportes de calor do oceano para o ar polar assumem valores várias ordens de magnitude superiores aos transportes sobre o gelo circunvizinho (TRENBERTH, 1992). Simmonds e Budd (1991) estudaram o impacto que as áreas de mar aberto – contidas na camada de gelo marinho – têm na atmosfera. Realizaram experimentos com um MCGA, onde variavam a proporção de fraturas expondo o mar aberto. Os resultados indicaram que quanto maior o número de fraturas em uma determinada área

maior a temperatura próxima à superfície. Os aumentos variam da ordem de 2,0 graus no caso de apenas 5% de mar aberto, até 17,5 graus no caso da remoção total do gelo marinho. Este aumento de temperatura está associado ao fluxo de calor sensível do oceano para a atmosfera, que tende a aumentar quando aumenta a proporção de fraturas (SIMMONDS; BUDD, 1991). As variações nos fluxos de calor devidas à camada de gelo marinho são tão importantes que se estima que o transporte de calor do oceano para a atmosfera nas *polynyas* (extensas regiões de mar aberto cercadas por mar congelado) seja um contribuinte essencial para balancear o déficit de energia na superfície da Antártica (WELLER, 1980; ALLISON et al., 1982).

Uma região de destaque da vasta cobertura de gelo sobre o mar é a fronteira entre a parte coberta por gelo e o mar aberto, o chamado Limite do Gelo Marinho (LGM). O LGM é uma região de transição entre a camada de gelo marinho e o mar aberto normalmente, mas não sempre, definida como sendo a região a partir da qual as concentrações de gelo são inferiores a 15% (Weller, 1980; Harangozo, 1997; Parkinson, 2004). Nesta região ocorre uma marcada descontinuidade no saldo de radiação em superfície, nos fluxos de calor sensível e latente, e na rugosidade da superfície (Weller, 1980). Devido aos fluxos intensos, quando comparados aos fluxos sobre a camada de gelo marinho, de calor sensível e latente vindos do oceano o LGM é uma região particularmente favorável para a formação e/ou intensificação de distúrbios atmosféricos (CARLETON, 1981; HEINEMANN, 1996; SIMMONDS et al., 2006).

Existem indícios que variações no posicionamento do LGM podem ter um impacto significativo na atmosfera. Herman e Johnson (1978) foram os primeiros a testar o efeito na atmosfera da localização do LGM no Ártico. Estes autores realizaram um experimento de sensibilidade utilizando o MCGA do Instituto Goddard mantendo a extensão de gelo marinho ora em estado máximo, ora em estado mínimo, em todas as longitudes. Encontraram



respostas estatisticamente significativas à diferença máximo-mínimo do LGM na pressão ao nível médio do mar (PNMM), na temperatura em 700 hPa e na altura geopotencial em 300 hPa sobre os Oceanos Ártico, Atlântico Norte e Pacífico. Mas talvez o resultado mais importante seja as evidências que estes autores encontraram de que a distribuição do LGM pode ter também impacto remoto: nos centros de pressão semipermanente em latitudes subtropicais nos Oceanos Atlântico e Pacífico.

Estudos subsequentes têm mostrado cada vez mais evidências de que o gelo marinho pode ter um papel relevante em determinar comportamentos anômalos na circulação atmosférica de grande escala. A maior parte destes estudos tem foco no Hemisfério Norte (ALEXANDER et al., 2004; MAGNUSDOTTIR et al., 2004). No setor Atlântico do Ártico, anomalias na extensão de gelo marinho têm sido associadas com anomalias da circulação que se assemelham ao padrão de onda conhecido como Oscilação do Atlântico Norte (NAO, na sigla em inglês). Honda et al. (1999) examinaram a influência na circulação atmosférica de anomalias na extensão do gelo marinho no Mar de Okhotsk (noroeste do Pacífico) e encontraram como resposta principal uma configuração anômala em forma de um trem de onda. Segundo os autores este trem de onda foi gerado termicamente pelos fluxos turbulentos de calor provenientes do oceano e associados à anomalia de gelo marinho imposta. Em um experimento com o CCM3 (Versão 3 do *National Center for Atmospheric Research Community Climate Model*), Alexander et al. (2004) reproduziram os resultados de Honda et al. (1999), obtendo uma configuração de trem de onda de grande escala, com centros sobre a Sibéria-Mar de Okhotsk, Alasca-Oceano Ártico e América do Norte Ocidental-Pacífico Oriental.

Os experimentos de Honda et al. (1999) e Alexander et al. (2004) mostraram, para o Hemisfério Norte, que as configurações da circulação associadas a anomalias de gelo marinho podem ser diferentes dependendo do posicionamento desta última. No Hemisfério Sul, provavelmente devido à alta

simetria zonal, experimentos que procuram avaliar o efeito do gelo marinho na circulação atmosférica têm utilizado em geral anomalias de gelo marinho distribuídas uniformemente ao redor da Antártica. Mitchell e Hills, 1986, por exemplo, utilizaram um MCGA para simular o efeito na atmosfera do Hemisfério Sul da ausência de gelo marinho ao norte de 66°S. Desta maneira estes autores avaliaram o impacto na atmosfera do LGM. Os resultados mostraram um expressivo aumento no fluxo de calor sensível diretamente sobre a anomalia, um aquecimento nas camadas inferiores da atmosfera e uma redução de  $2 \text{ m.s}^{-1}$  no escoamento de oeste ao longo da periferia do novo LGM. Além disso, o cinturão de baixa pressão ao redor da Antártica se intensifica e desloca-se para o sul, aproximadamente 3 graus em resposta ao retrocesso do LGM. Simmonds e Budd (1991) abordaram o mesmo problema, mas do ponto de vista do impacto que a concentração (e não a extensão) do gelo marinho tem na atmosfera. Eles encontraram que ao reduzir a concentração de gelo marinho para 50 ou 100% (em toda a camada de gelo ao redor da Antártica) ocorria uma significativa redução nos ventos de oeste na troposfera superior na faixa de latitudes entre 40° e 60°S, e uma intensificação ao sul desta faixa.

Será visto a seguir que a atmosfera da região dos Mares de Ross e Amundsen possui características dinâmicas singulares que fazem com que estas duas regiões sejam potencialmente relevantes, quando se trata de estudar a relação entre o gelo marinho e flutuações de grande escala do escoamento atmosférico no Hemisfério Sul.

### **2.3 O Mar de Ross e as oscilações do escoamento atmosférico no Hemisfério Sul**

O Mar de Ross é uma bacia oceânica adjacente ao continente Antártico, delimitada a oeste pelo Cabo Adare (170°E) e a leste pelo Cabo Colbeck (158°W). O Mar de Amundsen é o oceano adjacente a leste e que se estende

até a Ilha Thurston (99°W). Estas duas regiões serão referidas como Mar de Ross neste trabalho.

Alguns estudos sobre gênese e propagação de trens de onda e ondas quase-estacionárias no Hemisfério Sul suportam a hipótese de que o Mar de Ross, e as regiões adjacentes a leste e oeste, podem ser uma região “chave” em relação às flutuações de baixa frequência do escoamento atmosférico no Hemisfério Sul. Berbery et al. (1992) por exemplo, utilizaram um modelo de água rasa para avaliar a dispersão de energia em função da posição da fonte de perturbação em relação ao estado básico. Eles encontraram que uma forçante de ondas de Rossby em 60°S e 160°E (à oeste do Mar de Ross) tem como resposta um trem de ondas orientado zonalmente, aparentemente ao longo do paralelo 60°S, com uma componente meridional sobre a América do Sul (Fig. 6c de BERBERY et al., 1992). Do ponto de vista de um estudo observacional, Ambrizzi et al. (1995) encontraram um padrão de onda 3, bastante semelhante ao PSA, a partir de uma análise de correlações defasadas tendo como ponto-base 60°S e 160°E. Um pouco mais para leste, no Mar de Amundsen (60°S e 145°W), os resultados de Rao et al. (2002) indicam o desenvolvimento corrente abaixo de um trem de onda de Rossby, que se propaga para leste e curva-se sobre a América do Sul e Oceano Atlântico.

Um fator importante para a propagação e manutenção de trens de onda de Rossby são as características do escoamento estacionário de fundo, como as correntes de jato. As correntes de jato atuam como guias de trens de ondas de Rossby devido aos fortes gradientes meridionais de vorticidade a elas associados. Durante o inverno no Hemisfério Sul prevalecem dois guias de onda: o jato subtropical que se estende desde o Oceano Índico, passando pela Austrália e terminando no Pacífico Leste, e o jato Polar que se estende pelo extremo sul dos Oceanos Índico e Pacífico (AMBRIZZI et al., 1995).

Além de servirem como guias de onda, propagando energia por longas distâncias, os jatos apresentam ainda outra propriedade importante. Estes

representam não-uniformidades longitudinais no escoamento médio zonal que podem alimentar perturbações atmosféricas de baixa frequência (SIMMONS et al., 1983). Sabe-se que as perturbações que extraem energia da saída dos jatos possuem frequência e estrutura semelhantes aos trens de ondas estimulados pela convecção tropical. Isto significa que trens de ondas, que são por vezes forçados pelos trópicos (p.e., o PSA), e que encontram a região de saída dos jatos vão tender a se beneficiar desta fonte interna de energia (TRENBERTH et al., 1998). Dadas estas condições dinâmicas, levanta-se o questionamento se seria possível que uma perturbação originada em altas latitudes, em um mecanismo de alimentação análogo, pudesse se beneficiar também da energia do jato.

A Figura 2.4 mostra uma climatologia do escoamento zonal em 200 hPa, extraída do trabalho de Berbery et al. (1992). Observa-se que o Mar de Ross é uma região que se situa próxima à saída do jato polar. Além disso, a variabilidade do escoamento zonal apresenta um centro marcado sobre o Mar de Ross, indicando que variações na intensidade do jato polar, possuem maior amplitude nesta região.

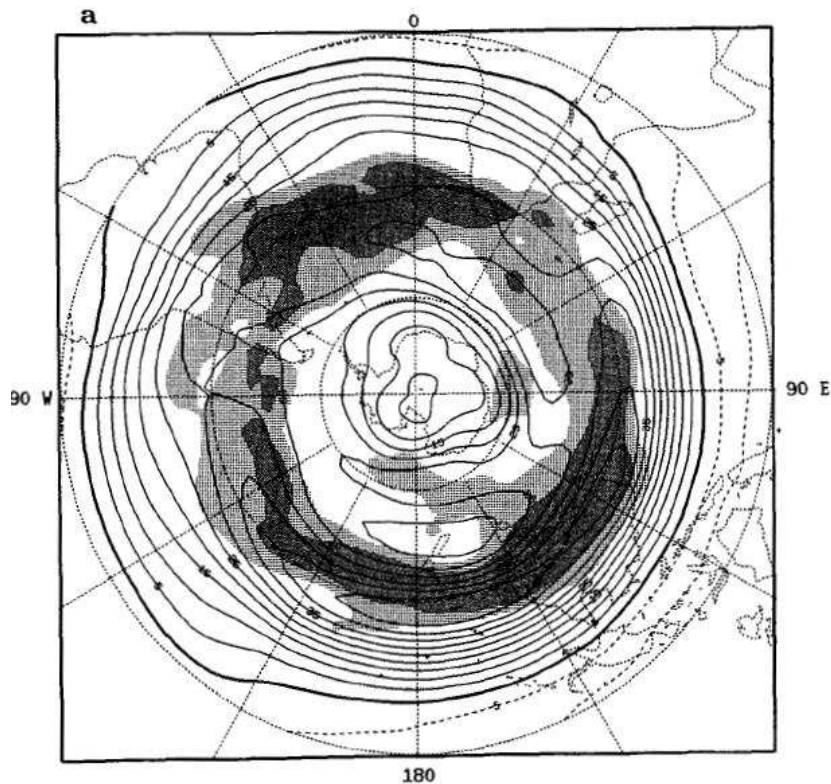


Figura 2.4 – Média de Longo Período (1980-1985) do escoamento em 200 hPa (isolinhas) e do desvio padrão pentadal (sombreado) durante o inverno austral (JJA).

Fonte: Berbery et al. (1992).

Outra fonte de energia para as perturbações atmosféricas de baixa frequência são os transientes de alta frequência. Estudos com MCGA (p.e., LAU, 1981) têm demonstrado que anomalias persistentes do escoamento de grande escala são mantidas por fluxos anômalos de momentum, fluxos estes associados aos distúrbios transientes de alta frequência. Kok e Opsteegh (1985), por exemplo, mostraram que as anomalias de grande escala do escoamento no Hemisfério Norte ocorridas durante o El Niño 1982-83 não poderiam ter existido sem que houvesse fortes anomalias nos fluxos dos transientes de alta frequência em latitudes médias.

As perturbações de alta frequência tendem a se organizar em certas regiões preferenciais do planeta, as chamadas trilhas de tempestades (*storm tracks* no termo em inglês). Estas são regiões onde a variância de variáveis como o geopotencial e a componente meridional do vento é máxima na escala de tempo entre 2 a 8 (ou até 10) dias. Trenberth (1991), em um estudo bastante completo das propriedades das trilhas de tormentas no Hemisfério Sul, encontrou, ao avaliar 11 anos dos arquivos de análises do Centro Europeu, que a trilha de tormentas no HS é orientada zonalmente e posiciona-se basicamente em torno de 50°S, independentemente da época do ano. Rao et al. (2002), por outro lado, analisaram as quatro estações do ano, usando dados das reanálises do NCEP/NCAR (KALNAY et al., 1996) e verificaram que a trilha de tormentas apresenta uma penetração em direção a latitudes mais equatoriais durante o inverno, a partir do início de junho.

As trilhas de tempestade costumam ocorrer associadas aos jatos, corrente abaixo e do lado polar destes (TRENBERTH, 1991). Nestas, ocorrem fortes interações dinâmicas entre a componente que varia no tempo (os transientes) e a componente estacionária da circulação atmosférica (o escoamento médio climatológico). Estas interações também ocorrem entre os transientes de alta frequência e anomalias de circulação com variabilidade de mais baixa frequência, podendo ter como resultado a intensificação das características da circulação de baixa frequência.

Rao et al. (2002) estudaram a variabilidade sazonal das trilhas de tempestade no Hemisfério Sul a partir das reanálises do NCEP/NCAR. Eles observaram que estas são, de maneira geral, mais fortes no outono e mais fracas na primavera. Quando avaliadas entre 120°E e 120°W as trilhas de tempestade apresentam uma variação sazonal em sua posição latitudinal média, aproximando-se das altas latitudes durante os meses de inverno e primavera. Durante o inverno, na região do Mar de Ross, a trilha de tempestade apresenta dois ramos um subtropical e outro polar, consistente com a bifurcação

climatológica do jato no Hemisfério Sul. O primeiro ramo posiciona-se em média em 27°S e o segundo em 55°S (RAO et al., 2002 ).

A variabilidade nas trilhas de tempestade depende em certo grau das condições de superfície. Deser et al. (2000) encontraram uma relação entre o posicionamento do LGM e o posicionamento das trilhas de tempestade no Atlântico Norte, próximo a Groenlândia. Uma menor expansão da camada de mar congelado implica em um posicionamento mais ao norte da trilha de tempestades. A hipótese sugerida pelos autores é que a retração do gelo causa um aumento na frequência das perturbações transientes, que se reflete no posicionamento da trilha de tempestades, devido ao aumento nos fluxos turbulentos de calor sensível e latente em superfície.





### **3 AVALIAÇÃO DE CARACTERÍSTICAS CLIMATOLÓGICAS DO MODELO A PARTIR DA INTEGRAÇÃO DE CONTROLE**

#### **3.1 Introdução**

Modelos de Circulação Geral da Atmosfera são ferramentas poderosas para simular a dinâmica da circulação atmosférica. Nas últimas décadas, o trabalho contínuo de pesquisa e desenvolvimento da comunidade científica internacional tem melhorado a qualidade dos MCGA até o ponto em que estes são capazes de simular muitas propriedades da circulação geral da atmosfera. Devido a esta capacidade os MCGA se tornaram um instrumento bastante útil para explorar fenômenos atmosféricos de escala global. Eles fornecem uma base para executar experimentos controlados, os quais seriam impossíveis de serem executados na atmosfera.

Basicamente, os experimentos climáticos com MCGA podem ser divididos em dois grandes grupos. O primeiro é a simulação das estatísticas da circulação atmosférica do presente, do passado (p.e., condições paleoclimáticas) ou do futuro (p.e., mudanças climáticas). O segundo envolve o estudo da sensibilidade do clima simulado frente ao efeito de diferentes condições de contorno, como por exemplo, a temperatura da superfície do mar ou parametrizações de processos subgrade. O presente experimento pertence à segunda categoria.

Em geral, tanto em um caso quanto no outro dois conjuntos de estatísticas devem ser comparados. No primeiro caso, as estatísticas do clima simulado são comparadas aquelas das observações, ou às vezes com estatísticas de outra simulação climática. No segundo modo de experimentação as estatísticas obtidas na integração onde as condições de contorno foram perturbadas, são comparadas com aquelas de uma integração com condições controladas, por isso normalmente chamada de *controle*.

Os objetivos deste Capítulo são introduzir o MCGA do CPTEC, descrever a configuração utilizada para a integração de controle (CTRL) e validá-la, comparando-a com dados das reanálises ERA40, para verificar a representatividade por parte do modelo de certas características climatológicas da circulação geral do Hemisfério Sul, importantes para a hipótese deste trabalho.

## **3.2 Dados e métodos**

### **3.2.1 O Modelo de Circulação Geral da Atmosfera do CPTEC**

O Modelo de Circulação Geral da Atmosfera utilizado neste estudo é um modelo global espectral Euleriano. Este MCGA é originário de uma versão de 1985 do modelo de previsão de tempo de médio-prazo (MRF, na sigla em inglês) dos Centros Nacionais para Previsão Ambiental (NCEP, na sigla em inglês), dos Estados Unidos da América. O código deste modelo foi cedido ao Centro para Estudos do Sistema Oceano-Terra-Atmosfera (COLA, na sigla em inglês) para utilização com estudos climáticos, do qual o CPTEC/INPE adotou a versão 1.7.

Entre as principais modificações introduzidas inicialmente nessa versão, pela equipe do CPTEC, estão:

- i) Generalização para truncamento triangular (originalmente o truncamento era romboidal);
- ii) Introdução de resoluções horizontal e vertical versáteis;
- iii) Adaptações na geração de arquivos de entrada e saída para as necessidades operacionais do CPTEC;
- iv) Utilização de temperatura da superfície do mar (TSM) média observada da última semana. Essa versão foi denominada versão 1.0 CPTEC/COLA.

O CPTEC/INPE utiliza este MCGA para previsões sazonais e estudos de clima desde 1995. O CPTEC/INPE avaliou uma simulação climatológica de uma das

primeiras versões deste MCGA. A habilidade desta versão em simular algumas das principais características do clima foi devidamente documentada no trabalho de Cavalcanti et al. (2002). Os autores utilizaram um conjunto de 9 membros forçado com TSM observada durante um período de 10 anos (1982 a 1991) para avaliar as características climatológicas globais e a habilidade do modelo em reproduzir os ciclos sazonais de precipitação e circulação, com ênfase nas características relacionadas ao Hemisfério Sul e América do Sul. Reproduzem-se aqui alguns dos principais resultados que são importantes para o presente trabalho:

- As grandes características da circulação de baixos e altos níveis, como por exemplo, as altas subtropicais e os jatos, são bem reproduzidas pelo modelo. As intensidades, no entanto, são superestimadas pelo modelo, em uma comparação com as reanálises NCEP/NCAR;
- O cinturão de baixas pressões (média zonal) ao redor da Antártica é bem representado pelo modelo, tanto no inverno como no verão;
- Em geral, a pressão ao nível médio do mar (PNMM) é maior do que nas reanálises NCEP/NCAR, exceto nas altas latitudes dos dois hemisférios, onde é menor. No Sudeste da Austrália ocorrem os maiores e mais persistentes erros na representação da PNMM;
- O modelo é capaz de reproduzir os padrões predominantes de ondas quase-estacionárias em ambos os hemisférios.

Com o passar do tempo novas modificações foram sendo introduzidas na versão 1.0 do MCGA CPTEC/COLA até que em 2002, o código foi totalmente reescrito e reorganizado. Esta versão foi denominada MCGA-CPTEC versão 1.0. Entre as principais alterações estão:

- a. Recodificação para FORTRAN90;

- b. Otimização e paralelização do código (usando diretivas de compilação OpenMP) para melhorar a performance no supercomputador vetorial NEC-SX6;
- c. Correção de alguns erros, como por exemplo, a definição errônea da espessura média da camada de gelo marinho polar e do nível do plano zero ( $z_0$ ), no esquema de superfície do modelo.

### 3.2.2 O desenho experimental

A integração de controle foi configurada com 28 camadas (sigma) na vertical e resolução horizontal T62. Esta última representa um diferencial do presente estudo, pois a maioria dos estudos anteriores que abordou a questão do impacto do gelo marinho na atmosfera, com metodologia semelhante, usou resoluções menores. Magnusdottir et al. (2004) por exemplo, fez uso de um modelo com resolução T42. Hudson e Hewitson (2001) conduziram um experimento com uma resolução ainda menor: T031. A resolução horizontal T062 equivale a uma grade de  $1,875^\circ$  de latitude e longitude. No equador esta distância é de 210 km, porém na região de perturbação, entre  $60^\circ$  e  $75^\circ$ S, pelo fato de se usar grade gaussiana quadrática, a resolução tem variação em torno de 100 a 50 km.

Os principais processos físicos utilizados neste experimento são parametrizados de acordo com os seguintes esquemas: convecção profunda, segundo o esquema de Kuo (1965), modificado por Anthes (1977); convecção rasa segundo Tiedtke (1983); condensação de grande escala do National Meteorological Center (NMC, 1988); SSiB como modelo biológico simplificado sobre os continentes (XUE et al., 1991); esquema aerodinâmico tipo *bulk* sobre os oceanos (SATO et al., 1989); camada limite planetária de Mellor e Yamada (1982); fluxos radiativos de onda curta de acordo com Lacis e Hansen (1974), modificada por Davies (1982) e onda longa segundo Harshvardhan et al. (1987). A descrição detalhada destes processos físicos e da dinâmica do

modelo pode ser vista em Kinter et al. (1997). Maiores detalhes sobre o MCGA do CPTEC podem ser vistos em Bonatti (1996).

O experimento de controle conduzido com a versão e a configuração acima descritas consistiu de um conjunto composto por 60 membros. Quando o objetivo é avaliar anomalias na circulação atmosférica devidas a forçantes nas condições de contorno em altas e médias latitudes torna-se necessário ter conjuntos de integrações com grande número de membros (ALEXANDER et al., 2004). Em altas e médias latitudes a variabilidade interna do MCGA é alta e o sinal devido à forçante pode ser indistinguível deste ruído interno. (TRENBERTH et al., 1998; SARDESHMUKH et al., 2000). Assim, quanto maior o número de membros maior a chance de reconhecimento do sinal devido à perturbação da condição de gelo marinho. Portanto a integração de controle, assim como os experimentos perturbados (seções 4.3 e 4.4), foram executados com 60 membros, com o objetivo de aumentar a chance de detecção do sinal.

Os 60 membros são integrações iniciadas a partir de condições iniciais de diferentes datas separadas por 6 horas. As condições iniciais foram construídas a partir dos dados das reanálises ERA40 (UPPALA et al., 2005) do Centro Europeu para Previsão de Médio Prazo (ECMWF, na sigla em inglês). Estas reanálises foram cedidas ao CPTEC através de um acordo de colaboração entre as duas instituições para uso exclusivo em pesquisas. O conjunto possui resolução original de 1,125°, frequência a cada 6 horas e abrange o período de 01 de janeiro de 1970 a 31 de dezembro de 2001. O conjunto ERA40 foi utilizado também como referência na comparação entre o modelo e a “realidade”. Sabe-se que no Hemisfério Sul, e especialmente sobre os oceanos, os dados são escassos e, portanto as reanálises não equivalem exatamente a dados observados *in situ*. Ainda assim, conjuntos de reanálises representam a melhor estimativa da circulação atmosférica em regiões como estas, onde os dados são escassos, constituindo uma síntese dinamicamente consistente dos dados observados, ainda que poucos.

Cada um dos 60 membros foi integrado por dois anos consecutivos. Uma análise de componentes principais da altura geopotencial em 500 hPa feita em alguns membros da integração de controle demonstrou que são necessários aproximadamente 125 dias para que a circulação de grande escala atinja um estado de equilíbrio. Foi decidido então permitir que os membros fossem integrados por dois anos consecutivos de maneira que o primeiro ano foi mantido como período de *spin-up*, e o segundo ano foi utilizado como período alvo para as avaliações.

Durante estes dois anos os membros da integração de controle foram forçados com condições de TSM e cobertura de gelo marinho que seguiam apenas o ciclo anual climatológico. Portanto, passado o período de *spin-up*, a repetição do ciclo climatológico induz a circulação atmosférica a um estado médio representativo da climatologia do modelo. Assim, qualquer que fosse o ano de início escolhido, os 60 membros integrados por dois anos resultariam em estatísticas semelhantes.

A condição de contorno inferior tem frequência mensal e é interpolada linearmente no tempo para obter o valor instantâneo durante a integração do MCGA. O valor médio mensal é considerado como correspondendo ao valor instantâneo do meio do mês. A estimativa de um valor instantâneo na primeira metade do mês é então obtida por interpolação linear entre o valor médio mensal do mês anterior e o valor médio mensal do mês corrente. Similarmente, um valor na segunda metade do mês é obtido por interpolação entre o valor médio mensal do mês corrente e o valor médio mensal do mês subsequente. Dado este algoritmo, o mês de início foi escolhido como sendo fevereiro porque a condição de contorno inferior havia sido preparada contendo campos médios mensais somente a partir de janeiro de 1971. Portanto, os 60 membros iniciam-se a partir de condições iniciais desde o dia 01 até o dia 15 de fevereiro de 1971, separados por intervalos de 6 horas. Cada membro foi integrado então desde a data da condição inicial até 28 de fevereiro de 1973, totalizando mais de dois anos de integração.

Os resultados das integrações foram armazenados em frequência pentadal (médias de 5 dias) por uma questão de economia no armazenamento, dado o tamanho dos conjuntos gerados. No entanto, uma vez que um dos objetivos do trabalho é avaliar o comportamento das trilhas de tempestades frente às variações no gelo marinho, a frequência pentadal parece, a primeira vista, não muito adequada para esta finalidade, pois a grande maioria dos estudos usa dados diários para esta finalidade. Assim, foi executada uma integração adicional para avaliação e comparação das características das trilhas de tempestades a partir dos dados pentadais e diários. Será demonstrado (seção 3.5) que muitas das características das trilhas de tempestades são preservadas também a partir dos dados pentadais e, portanto é plausível utilizar o conjunto de 60 membros e frequência pentadal para avaliação das trilhas de tempestades.

Os resultados diários se originaram de 1 único membro integrado por 35 anos (1950 a 1984), e modulado pelo ciclo climatológico de TSM e de gelo-marinho. Esta integração será citada como EXTCTRL. Nos estudos que avaliam o impacto da circulação atmosférica às condições de gelo marinho, as configurações da rodada de controle são as mais diversas. Honda et al. (1999), por exemplo, utilizaram como controle uma única integração de apenas 8 anos com condições climatológicas de gelo marinho. Hudson e Hewitson (2001), diferentemente, usaram um conjunto de 3 membros para compor a rodada de controle. Alexander et al., (2004), para produzir a rodada de controle, integraram um único membro do MCGA por 55 anos, com a repetição contínua do ciclo anual de extensão de gelo marinho e TSM.

### **3.2.3 O método de Análise de Componentes Principais**

A Análise de Componentes Principais (ACP) tornou-se popular para a análise de dados atmosféricos a partir de (LORENZ, 1956), que a denominou Funções Ortogonais Empíricas (FOE, na sigla em inglês). Segue-se uma exposição

concisa de seus princípios fundamentais e propriedades. Para uma exposição mais detalhada sugere-se (WILKS, 2006) e (VON STORCH; ZWIERS, 1999).

Vamos supor uma matriz de dados  $[X]$  contendo  $n$  linhas e  $K$  colunas. Cada linha desta matriz pode ser considerada como um vetor contendo 1 observação/registro para cada uma das  $K$  variáveis. Um elemento  $x_{i,k}$  da matriz  $[X]$  é a  $i$ -ésima observação/registro da  $k$ -ésima variável. Normalmente, em estudos de ciências atmosféricas, a matriz de dados consiste de campos meteorológicos bi-dimensionais no espaço euclidiano, amostrados em certos intervalos de tempo. A disposição geográfica, no entanto, não tem importância na ACP, sendo então que para cada tempo, é considerado um vetor de dados

$$\mathbf{x} = [x_1, x_2, x_3, \dots, x_k]^T \quad (3.1)$$

Então temos que a matriz de dados  $[X]$  é dimensionada ( $n \times K$ ) ou (*tempo x espaço*). Normalmente esta matriz  $[X]$  é transformada em uma matriz de dados centrados, ou anomalias

$$[X'] = [X] - \frac{1}{n} [1][X] \quad (3.2)$$

Onde  $[1]$  é uma matriz ( $n \times n$ ) onde os elementos são todos iguais a 1.

A ACP está fundamentada na análise da matriz de variância-covariância  $[S]$  dos dados centrados  $[X']$ .

$$[S] = \frac{1}{n-1} [X']^T [X'] \quad (3.3)$$

Esta é uma matriz simétrica ( $K \times K$ ) que contém as variâncias das  $K$  variáveis da matriz de dados  $[X]$  na diagonal principal, e as covariâncias entre estas variáveis nas posições restantes.

A ACP reduz um conjunto de dados contendo um grande número de variáveis



em um novo conjunto contendo outras variáveis, em menor quantidade, mas que representam uma grande fração da variabilidade contida no conjunto original. Ou seja, dadas múltiplas observações de um vetor de dados centrados  $\mathbf{x}'$  ( $K \times 1$ ), a ACP irá encontrar ( $M \times 1$ ) vetores  $\mathbf{u}$ , cujos elementos são combinações lineares dos elementos do vetor  $\mathbf{x}'$ , e que contenham a maior parte possível da informação contida no vetor original  $\mathbf{x}'$ . Isto pode ser conseguido no caso de haverem correlações substanciais entre as variáveis contidas no conjunto original, o que significa, a grosso modo, que o conjunto original contém informação redundante.

Matematicamente, a ACP é fruto da resolução de um problema de autovalores e autovetores da matriz de variância-covariância  $[\mathbf{S}]$ .

$$[\mathbf{S}]\mathbf{e} = \lambda\mathbf{e} \quad (3.4)$$

Onde  $\mathbf{e}$  e  $\lambda$  são o par autovetor e autovalor que satisfazem a igualdade acima.

As novas variáveis são definidas de maneira única pelos autovetores  $\mathbf{e}$  da matriz de covariância  $[\mathbf{S}]$ . A  $m$ -ésima componente principal  $\mathbf{u}_m$  é obtida a partir da projeção do vetor de dados  $\mathbf{x}'$  no  $m$ -ésimo autovetor  $\mathbf{e}_m$ ; projeção esta expressa, na forma vetorial, por

$$\mathbf{u}(t) = [\mathbf{E}]^T \mathbf{x}'(t) \quad (3.5)$$

ou na forma escalar por

$$u_m(t) = \sum_{k=1}^K e_{km} x_k'(t), \quad m = 1, \dots, M. \quad (3.6)$$

É importante considerar o fato que o conjunto de autovetores resultantes de uma ACP é mutuamente ortogonal e que as componentes principais são mutuamente não-correlacionadas. Ainda que essas sejam propriedades vantajosas para o propósito de compressão de dados, elas impõem um limite

na interpretação física dos padrões exibidos pelo autovetores (RICHMAN, 1986; HANNACHI et al., 2007).

Quando o objetivo é a interpretação física dos padrões contidos nos autovetores, o mais adequado é submeter um subconjunto dos autovetores originais a uma rotação. A rotação tem por finalidade obter uma estrutura simplificada: a representação de cada uma das variáveis com o menor número possível de componentes principais.

A técnica mais conhecida e utilizada é a rotação ortogonal que usa o critério VARIMAX (KAISER, 1958). Dada uma matriz  $\mathbf{p} \quad \mathbf{m}$ ,  $\mathbf{U}_m = (\mathbf{u}_1, \mathbf{u}_2, \dots, \mathbf{u}_m)$  dos primeiros  $\mathbf{m}$  autovetores, a rotação consiste em encontrar uma matriz de rotação  $\mathbf{m} \quad \mathbf{m}$  que irá construir uma nova matriz de autovetores “rotacionados” através da seguinte relação

$$\mathbf{B} = \mathbf{U}_m \mathfrak{R} \quad (3.7)$$

Seja  $b_{ij}, i = 1, \dots, p$ , e  $j = 1, \dots, m$  os elementos da matriz de rotação  $\mathbf{B}$  que contém os autovetores após a rotação. O critério VARIMAX procura então simplificar a estrutura ao maximizar

$$\max \left( f(\mathbf{B}) = \sum_{k=1}^m \left[ p \sum_{j=1}^p b_{jk}^4 - \left( \sum_{j=1}^p b_{jk}^2 \right)^2 \right] \right) \quad (3.8)$$

onde  $\mathbf{m}$  é o número de autovetores escolhidos para sofrer rotação. O algoritmo acima simplifica a estrutura dos autovetores ao forçá-los para 0 ou  $\pm 1$ .

Algumas variáveis meteorológicas são mais suscetíveis à rotação VARIMAX do que outras. Isto acontece porque nem todas conseguem atingir a estrutura simples desejada. No presente trabalho a rotação VARIMAX não surtiu efeito nos campos de geopotencial, após diversas iterações e combinações de  $\mathbf{m}$ , a

estrutura simples não foi alcançada. Esta limitação do método VARIMAX em relação à variável geopotencial foi apontada em KAISER (1958). Desta maneira, na seção 3.3.1, onde descreve-se a avaliação dos principais autovetores de ZHMT500, e nas seções 4.3.4 e 4.4.4, que buscam incrementar a relação sinal/ruído, não foi aplicada nenhuma rotação. Nestas duas últimas seções a rotação foi aplicada somente na variável ATMT925, em um subconjunto contendo  $m = 30$  autovetores.

A Equação 3.5 expressa a transformação do vetor de dados em um vetor de componentes principais. Esta Equação é às vezes chamada de *fórmula de análise* dos dados  $\mathbf{x}'$ , porque expressa que os dados podem ser analisados ou resumidos em termos das componentes principais. Ao reverter-se a Equação 3.5 os dados originais podem ser recompostos através de

$$\mathbf{x}'(t) = [\mathbf{E}]u(t) \quad (3.9)$$

A Equação 4.3 é chamada de *fórmula de síntese*, desde que expressa o fato que os dados originais ( $\mathbf{x}'$ ) podem ser sintetizados, ou reconstruídos, a partir das componentes principais. Se todo o conjunto de autovetores e componentes principais é utilizado, então a reconstrução é exata. Normalmente é utilizado um número  $M \ll K$  de componentes principais para este procedimento, o que permite reter a maior parte da variância

### **3.3 Avaliação da climatologia das ondas estacionárias no MCGA CPTEC**

As ondas estacionárias foram avaliadas a partir da altura geopotencial em 500 hPa (ZHMT500). A Figura 3.1 e a Figura 3.2 mostram as seções longitude-tempo de ZHMT500 da simulação climatológica do MCGA e das reanálises ERA-40. Os diagramas apresentam a média na faixa de latitudes médias (55°S e 35°S) e altas latitudes (75°S e 55°S). A escala d e cores foi adaptada para que fosse possível comparar as duas figuras, i.e., ondas em latitudes médias e altas, usando uma única escala. São valores de ZHMT500 (em metros)

multiplicados por  $5,0 \times 10^{-3}$ . A escala exhibe a diferença entre o máximo (latitudes médias) e o mínimo (altas latitudes) dividido em partes iguais.

Na faixa de latitudes médias, o ciclo anual climatológico das reanálises (Figura 3.1b) mostra uma característica predominante de onda 3, melhor definida no inverno e primavera do que no verão. A amplitude das flutuações do escoamento atmosférico é maior durante os meses de verão, diminuindo rapidamente durante o outono e atingindo o mínimo durante o inverno. Tendo como referência o mês de julho, quando o padrão de onda 3 aparece bem evidente, vemos que os eixos dos cavados se posicionam aproximadamente em  $90^{\circ}\text{E}$ ,  $140^{\circ}\text{W}$  e meridiano de Greenwich. Estas longitudes correspondem ao Oceano Índico (sudoeste da Austrália), ao Pacífico Central e ao Oceano Atlântico, respectivamente.

O modelo por sua vez (Figura 3.1a) é capaz de simular a diferença de amplitudes observada entre verão e inverno. Durante o inverno o modelo também apresenta o padrão de onda 3, embora não tão bem caracterizado quanto aquele apresentado pelas reanálises. Pode-se verificar, por exemplo, que os cavados da onda 3 apresentam amplitudes inferiores às aquelas observadas.

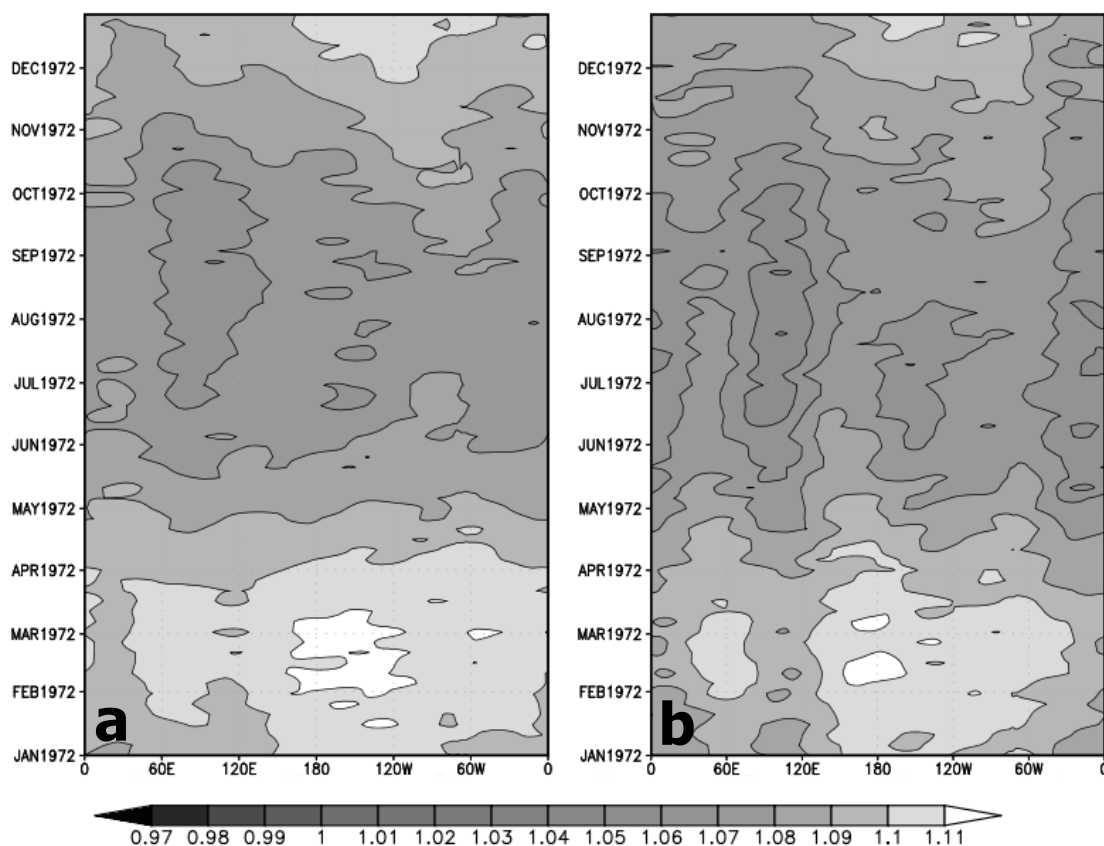


Figura 3.1 – Diagramas longitude-tempo da climatologia de ZHMT500 média em altas latitudes (35°S a 55°S), para (a) MCGA CPTEC e (b) reanálises ERA40. Os valores estão expressos em metros, multiplicados por  $5,0 \times 10^{-3}$

Na faixa de altas latitudes (Figura 3.2b) é possível distinguir à primeira vista duas regiões com ciclos anuais bastante distintos. A primeira, basicamente no Oceano Pacífico Sudeste, possui um ciclo anual mais atenuado. As maiores amplitudes ocorrem climatologicamente durante os meses de dezembro e janeiro, e as menores durante julho a setembro. A outra região corresponde basicamente aos Oceanos Atlântico e Índico (40°W a 120°E) e mostra um ciclo anual mais acentuado, mas com os máximos e mínimos ocorrendo aproximadamente na mesma época. O modelo é capaz de reproduzir a diferença entre o ciclo climatológico destes dois setores do Hemisfério Sul.

Comparando-se a Figura 3.1 e a Figura 3.2, que dispõe as amplitudes na mesma escala de cores, nota-se uma diferença evidente na amplitude das ondas que predominam na faixa de latitudes médias e nas altas latitudes. As oscilações do escoamento atmosférico são mais amplas na faixa de latitudes médias. Esta característica é bem reproduzida pelo modelo. Por outro lado verifica-se que o modelo tende a representar de maneira atenuada a amplitude média das ondas planetárias. Este viés é mais perceptível na faixa de altas latitudes. Usando as Reanálises do NCEP como referência, Cavalcanti et al. (2002) encontraram que os centros anômalos relacionados a onda 1 no Hemisfério Sul eram menos intensos na representação pelo MCGA do CPTEC/INPE, indicando que isto pode ser uma característica da circulação do modelo.

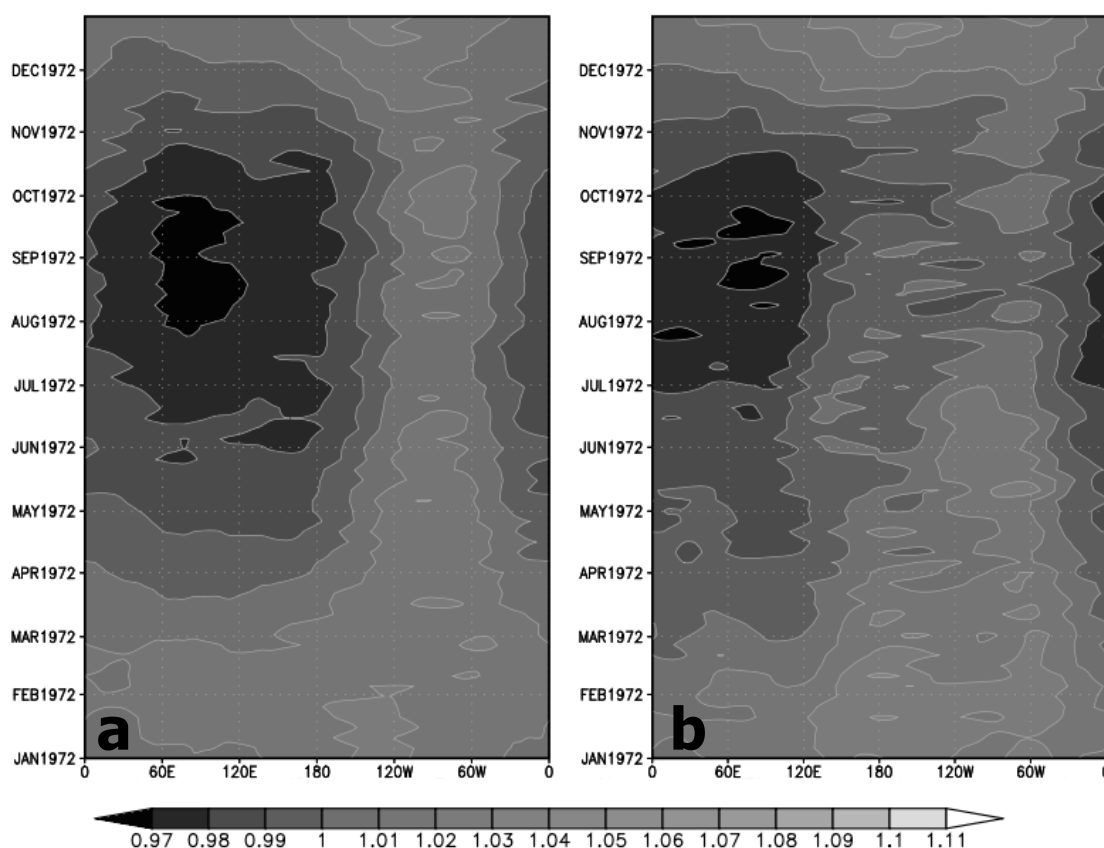


Figura 3.2 – Diagramas longitude-tempo da climatologia de ZHMT500 média em altas latitudes (55°S a 75°S) , para (a) MCGA CPTEC e (b)

reanálises ERA40. Os valores estão expressos em metros, multiplicados por  $5,0 \times 10^{-3}$

O comportamento diferenciado entre estes dois setores do Hemisfério Sul reflete a característica da onda planetária de número de onda 1. Dentre as diversas ondas planetárias que compõem a circulação assimétrica do Hemisfério Sul, a onda 1 é o padrão dominante nas escalas mensal e sazonal (TRENBERTH, 1980). Para que possam ser mais bem avaliadas as características da onda 1 simulada pelo modelo a Figura 3.3 exibe a componente assimétrica de ZHMT500 média em altas latitudes, onde as amplitudes desta onda são maiores.

As reanálises ERA40 exibem uma onda 1 onde basicamente existe uma região de crista posicionada no Pacífico e uma região de cavado no hemisfério oposto, nos Oceanos Índico e Atlântico. Esta onda aparece melhor caracterizada, e com maiores amplitudes, durante o inverno e primavera austrais e com menor destaque no verão (Figura 3.3b). O modelo é capaz de simular as características gerais da onda 1, isto é uma crista dominante no Oceano Pacífico e um cavado nos Oceanos Índico e Atlântico, além do contraste de amplitude entre inverno e verão.

A representação da onda 1 nas reanálises evidencia uma série de estruturas de menor escala. A componente assimétrica revela características de onda 2 a 3, que aparenta imersa na onda 1 predominante. O modelo apresenta dificuldades para representar estas ondas mais curtas, diferença esta que pode ser em parte devido à diferença entre a resolução das reanálises e dos resultados do MCGA. As reanálises representam 0,6 da resolução do modelo e, portanto algumas características de ondas mais curtas que aparecem nas reanálises não são bem representadas pelo modelo.

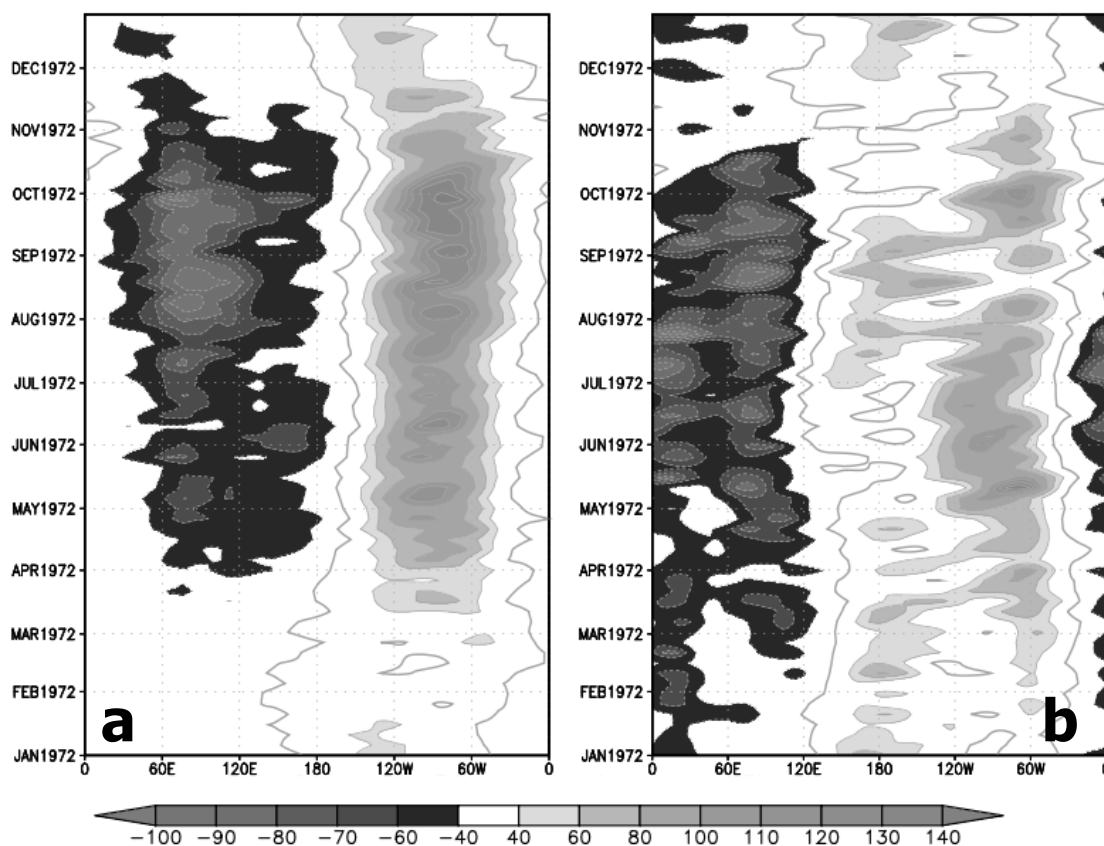


Figura 3.3 – Diagramas longitude-tempo da componente assimétrica da MLT da altura geopotencial em 500 hPa, média entre as latitudes 75°S e 55°S, para (a) MCGA CPTEC e (b) reanálises ECMWF.

A Figura 3.4 mostra a distribuição geográfica da componente assimétrica média nos meses de janeiro e julho. Estes meses foram assumidos como sendo representativo do comportamento climatológico durante o verão e inverno do Hemisfério Sul, respectivamente. Vemos que o modelo representa o predomínio da onda 1 na parte assimétrica da altura geopotencial em 500 hPa, de maneira mais consistente no verão do que no inverno.

No verão o modelo posiciona corretamente uma região de anomalias positivas, uma crista, no Oceano Pacífico e uma condição oposta, um cavado, nos Oceanos Atlântico e Índico. Corretamente, o modelo apresenta a região de cavado configurada com dois centros de anomalias negativas nos Oceanos Índico e Atlântico, sendo o mais intenso aquele posicionado ao sul da África. O



outro centro, a sudoeste da Austrália, no entanto, é representado pelo modelo com uma intensidade inferior àquela observada. No Oceano Pacífico o modelo apresenta uma grande região de sinal positivo, concordando com as reanálises. O centro desta região de crista no Pacífico, simulada pelo modelo, está, entretanto deslocada para leste em relação às reanálises. O modelo posiciona-o no Pacífico Central enquanto nas reanálises o centro da região de alta pressão aparece posicionado a sudeste na Nova Zelândia. Além disso, a magnitude do centro simulado é menor.

No inverno, o modelo mostra o padrão de onda 1 defasado aproximadamente 90 graus para leste em relação ao padrão do verão, apresentando uma crista intensa no Pacífico Sudeste. Esta configuração, no entanto difere daquela apresentada pelas reanálises. As reanálises mostram uma vasta região de crista com dois centros bem definidos e o mais intenso no Pacífico Sudoeste. Nesta região o modelo mostra um cavado ao invés de uma crista. A região de cavado da onda 1 simulada pelo modelo apresenta apenas um centro situado no Oceano Índico Central. As reanálises por sua vez mostram uma configuração com dois centros de baixa pressão, um no Oceano Índico, na mesma posição que o modelo, e outro no Atlântico Sul, onde o modelo não exibe anomalias significativas.

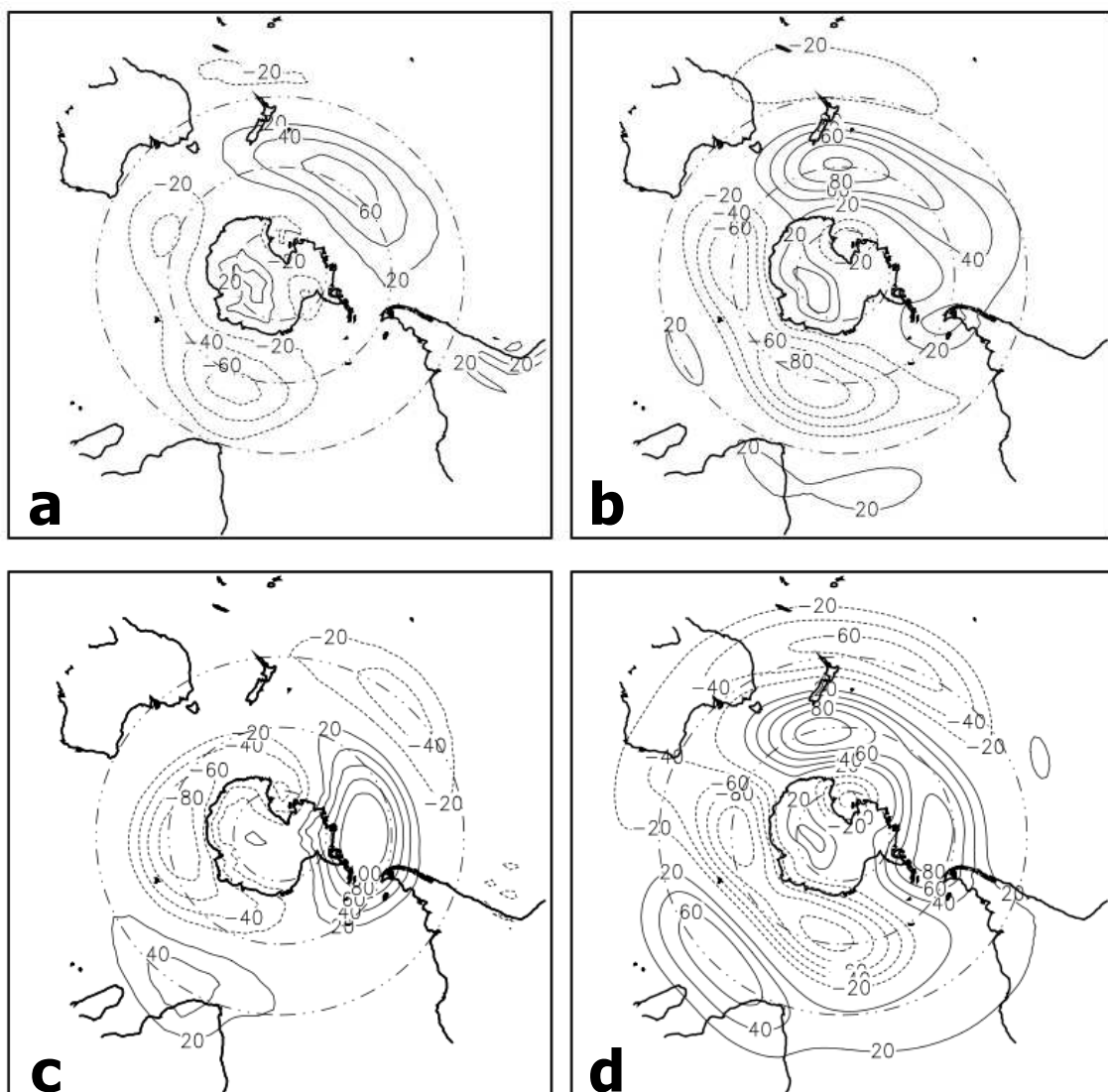


Figura 3.4 – Climatologia da componente assimétrica de ZHMT500 no Hemisfério Sul. (a) MCGA CPTEC, janeiro; (b) reanálises ECMWF, janeiro; (c) MCGA CPTEC, julho; (d) reanálises ECMWF, julho.

Uma característica da circulação assimétrica da Antártica que é bem reproduzida pelo modelo, tanto no inverno quanto no verão, é a baixa pressão sobre a região do Mar de Ross. Esta região de baixa pressão, exibida em níveis médios na Figura 3.4, possui um reflexo em superfície onde é conhecida como baixa semipermanente do Mar de Ross, sendo uma das duas regiões de baixa pressão semi-permanente do Hemisfério Sul. A outra se localiza no Mar

de Weddell (KOTSCH, 1983), porém não é aparente nas reanálises nem no modelo. Estas duas regiões são conhecidas como “cemitérios” de baixas pressões porque muitos sistemas sinóticos movem-se diretamente para elas onde são absorvidos e reforçam a baixa semi-permanente (KOTSCH, 1983). Estes sistemas sinóticos têm um papel importante na manutenção de uma célula de circulação meridional de grande escala, característica da Antártica (JAMES, 1989).

Na Antártica, o que acontece na superfície está intrinsecamente ligado à dinâmica da atmosfera livre. A camada limite planetária (CLP) neste continente é caracterizada por uma forte inversão no perfil vertical de temperatura, com o ar mais frio e denso junto à superfície, devido ao balanço de energia em superfície que é fortemente negativo durante a maior parte do ano (RADOK, 1981). Esta camada de inversão associada à inclinação das montanhas no continente Antártico produz ventos catabáticos (montanha abaixo). Esta configuração de ventos é uma característica importante e onipresente na CLP da Antártica continental, e constitui um dos regimes de ventos em superfície mais constantes de todo o planeta, comparáveis até mesmo aos ventos alíseos.

A importância deste regime de ventos reside no fato de que para mantê-los constantemente atuando torna-se necessário um aporte constante de massa, de maneira que, apesar de serem ventos em superfície, estendem sua influência para bem além da CLP e dos limites do continente. A necessidade de continuidade de massa acopla os ventos em superfície a toda a coluna atmosférica (BROMWICH e PARISH, 1998). Assim sendo, vemos que os ventos catabáticos constituem na verdade o ramo mais próximo da superfície, de uma célula de circulação meridional de grande escala, responsável pelo transporte de massa para latitudes extratropicais (RASSMUSSEN e TURNER, 2003). Três processos são fundamentais nesta célula: i) uma circulação ciclônica em toda a profundidade da troposfera livre; ii) convergência em baixos níveis e ascensão no cinturão de baixa pressão ao redor da Antártica; e iii)

convergência de momentum e remoção do ar com alta vorticidade pelos ciclones de escala sinótica. O ramo ascendente desta célula está situado entre 65° e 55°S, associado com a atividade ciclônica ao norte do continente Antártico (BROMWICH e PARISH, 1998).

### **3.3.1 Análise de Componentes Principais do CTRL**

Nesta seção emprega-se o método de decomposição em componentes principais para poder avaliar os principais padrões de onda que compõem as oscilações assimétricas de ZHMT500 no Hemisfério Sul. A ACP foi executada em um conjunto de dados contendo as componentes assimétricas de todas as pentadas de janeiro e julho (7 pentadas em janeiro e 7 em julho) e sobre um domínio que abrange todo o Hemisfério Sul. No total, foram utilizadas 420 pentadas para o modelo (7 pentadas x 60 membros) e 224 para as reanálises (7 pentadas x 32 anos). Foram avaliados os três primeiros autovetores.

A Figura 3.5 apresenta a comparação entre o primeiro autovetor da componente assimétrica de ZHMT500 do modelo e das reanálises, para janeiro e julho. Ao compararem-se os autovetores exibidos nesta figura com a média da componente assimétrica na Figura 3.4 percebe-se uma grande semelhança, tanto nas reanálises quanto no modelo, e para janeiro e julho. Esta semelhança confirma que a onda 1 é a configuração predominante no escoamento assimétrico do Hemisfério Sul e está em acordo com estudos prévios sobre as configurações assimétricas observadas (TRENBERTH, 1980; HURRELL et al., 1998).

Durante janeiro, os autovetores do modelo e das reanálises respondem por 23,5 e 26,7% da variância, respectivamente. A correlação espacial no domínio apresentado é de 0,88. Em julho, os autovetores do modelo e das reanálises explicam 27,0 e 27,4% da variância, respectivamente e os padrões apresentam um menor grau de semelhança, expresso por uma correlação espacial de apenas 0,63.

No verão (janeiro) a principal diferença apresentada está no Oceano Pacífico, onde o modelo posiciona o centro de variabilidade no Pacífico Central, próximo a Linha de Data Internacional, mas as reanálises exibem o centro a sul-sudeste da Nova Zelândia. No Oceano Índico, e no limite entre este e o Oceano Atlântico, o modelo simula bem a variabilidade observada.

No inverno as diferenças entre o modelo e as reanálises são mais evidentes. As reanálises mostram que a oscilação fora de fase entre o Pacífico e o hemisfério oposto é caracterizada por dois centros em cada hemisfério. No Oceano Pacífico os dois centros localizam-se ao sul da Nova Zelândia e no sudeste do oceano, próximo ao estreito de Drake. Os outros dois centros de polaridade oposta localizam-se nos Oceanos Índico (a sudoeste da Austrália) e Atlântico (ao sul da África). O modelo não consegue reproduzir esta característica, apresentando uma onda 1, onde a covariância ocorre basicamente entre um centro no Pacífico Sudeste e outro no setor central do Oceano Índico. No Pacífico Sudoeste, próximo a Nova Zelândia, o modelo exibe uma característica oposta àquela observada, i.e., um cavado ao invés de uma crista.

Diversos estudos têm mostrado evidências que o Pacífico Sudoeste e Sudeste são as duas regiões que, no Hemisfério Sul, apresentam a maior frequência de bloqueios (p.e., TRENBERTH; MO, 1985; SINCLAIR, 1996; MARQUES e RAO, 1999). A presença de dois centros de alta pressão nas reanálises nestas duas regiões reflete este comportamento. Uma vez que o modelo não apresenta uma região de alta pressão ao sul da Nova Zelândia, isto indica que o modelo provavelmente não simula bem os bloqueios nesta região. Por outro lado, a presença de uma crista bem configurada no Pacífico Sudeste pode significar que o modelo é capaz de representar situações de bloqueios nesta região, conforme já sugerido na avaliação de Cavalcanti et al. (2002).

Apesar do padrão de onda 1 ser diferente daquele apresentado pelas reanálises ERA40, outros estudos encontraram um padrão semelhante àquele apresentado pelo MCGA do CPTEC. Kiladis e Mo (1998) encontraram uma configuração de onda 1 bastante semelhante (ver a Figura 3.4.3b de KILADIS; MO, 1998). Eles avaliaram os padrões de onda dominantes com escala de tempo superior a 50 dias, utilizando as reanálises do NCEP/NCAR (KALNAY et al., 1996). Segundo a definição dos próprios autores, o segundo autovetor exibe um forte padrão de onda 1 com as maiores perturbações ocorrendo no Oceano Pacífico.

Interessante notar que no trabalho de Kiladis e Mo (1998) o centro de variabilidade ao sul da Nova Zelândia não existe no padrão de onda 1. Isto sugere que a assinatura dos bloqueios nesta região desaparece quando se excluem os ciclos com períodos inferiores a 50 dias. Neste caso os dois extremos do Pacífico Sul (sudoeste e sudeste) passam a oscilar em fase oposta e não mais em mesma fase, como sugerido pelas reanálises ERA40 (Figura 3.5d).

Vemos então que durante julho o MCGA exibe um padrão de onda 1 em maior acordo com os resultados de Kiladis e Mo (1998) do que com as reanálises ERA40. Tendo em vista que os dados que originaram a Figura 3.5c possuem frequência pentadal, i.e., período inferior a 50 dias, e ainda assim o modelo representa uma estrutura de onda 1 característica de frequências mais baixas (inferiores a 1/50 dias), podemos inferir que o modelo possui uma tendência para criar uma estrutura de onda 1 representativa de frequências mais baixas durante o inverno.

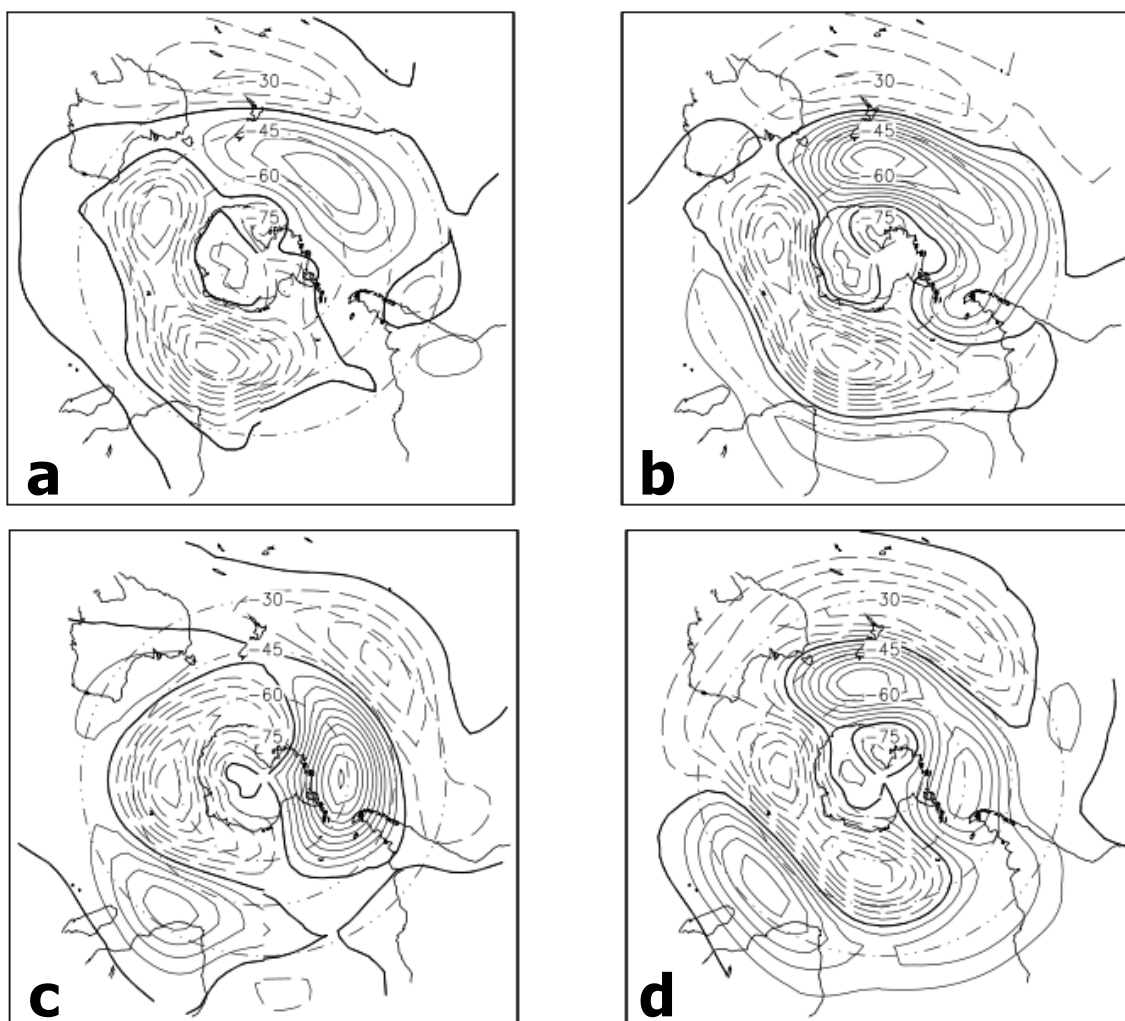


Figura 3.5 – Primeiro autovetor da componente assimétrica de ZHMT500. (a) modelo, janeiro; (b) reanálises, janeiro; (c) modelo, julho; (d) reanálises, julho.

A Figura 3.6 apresenta a comparação entre o segundo autovetor do modelo e das reanálises, para janeiro e julho. Durante janeiro, os autovetores do modelo e das reanálises respondem por 10,0 e 9,8% da variância, respectivamente. Nas reanálises vemos uma configuração de onda 4 que circunda o pólo em latitudes médias e altas. Os centros de maior amplitude localizam-se nos Oceanos Pacífico e Atlântico. O modelo também mostra uma onda 4 no segundo autovetor, melhor configurada no Oceano Pacífico do que nos Oceanos Atlântico e Índico. Enquanto o padrão de onda 4 obtido das reanálises aparece circumpolar e restrito às latitudes médias e altas, o padrão do modelo

apresenta um deslocamento rumo a latitudes tropicais no Oceano Atlântico. A correlação espacial entre os dois padrões é -0.62.

Durante julho, o segundo autovetor do modelo e das reanálises responde respectivamente por 10,2 e 11,6% da variância. O padrão ondulatório obtido das reanálises (Figura 3.6d) exhibe claramente uma onda 3, com centros bem definidos e de maior amplitude nos Oceanos Atlântico e Pacífico. A onda 3 é um padrão característico do Hemisfério Sul e predominante durante o inverno (p.e., HANSEN et al., 1989). O modelo concorda com as reanálises ao apresentar também um padrão de onda 3 com centros de variabilidade bem definidos no Atlântico Sul, e no Pacífico Sudeste. No Oceano Índico e Pacífico Sudoeste, entretanto os centros de variabilidade são representados de maneira atenuada pelo MCGA. O padrão de onda 3 exibido pelo modelo neste autovetor apresenta uma ligeira curvatura em direção a latitudes equatoriais no Oceano Atlântico.



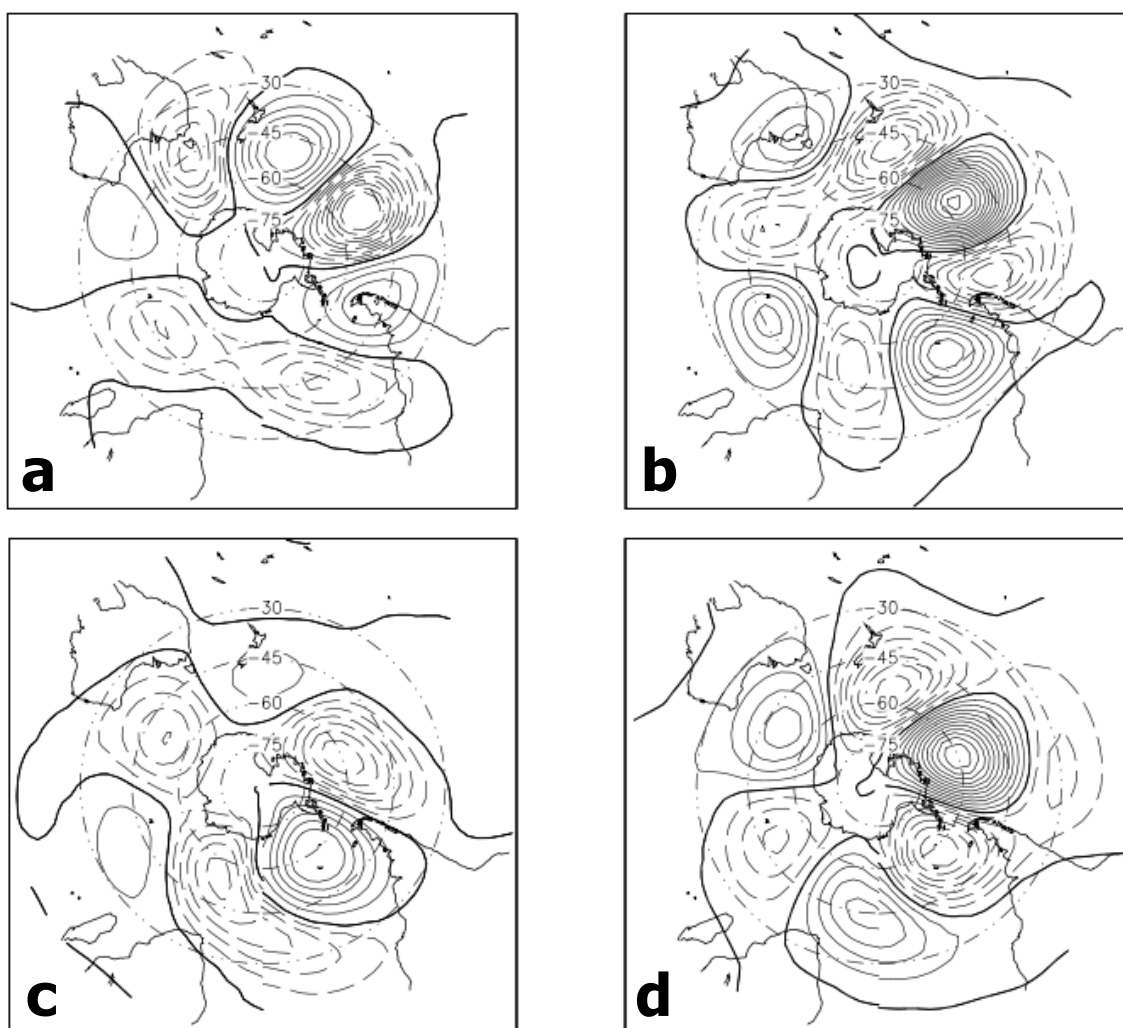


Figura 3.6 – Segundo autovetor de ZHMT500. (a) modelo, janeiro; (b) reanálises, janeiro; (c) modelo, julho; (d) reanálises, julho.

A Figura 3.7a apresenta a comparação entre o terceiro autovetor da componente assimétrica de ZHMT500 do modelo e das reanálises para janeiro. A correlação espacial entre os autovetores é 0.61 e ambos exibem um padrão de onda 4, assim como no segundo autovetor durante o verão. Eles representam 8,75 e 7,53% da variância, respectivamente. No modelo os centros de variabilidade estão deslocados para leste em relação ao que pode ser visto nas reanálises. Para exemplificar esta afirmação observemos o centro negativo que se posiciona entre o sudeste da Austrália e sudoeste da Nova

Zelândia na reanálises e no modelo aparece posicionado sobre a Nova Zelândia. Este deslocamento é aparente em todas as cristas e cavados da onda.

Em julho (Figura 3.7b) tanto o modelo quanto as reanálises exibem um padrão de onda 3, contribuindo com 8,5 e 8,9% da variância respectivamente. O padrão do modelo se apresenta como uma onda circumpolar restrita ao cinturão de latitudes médias e altas, basicamente entre 60°S e 45°S. A onda 3 que emerge das reanálises, entretanto apresenta uma forte componente de deslocamento meridional no Oceano Atlântico, não presente no modelo.

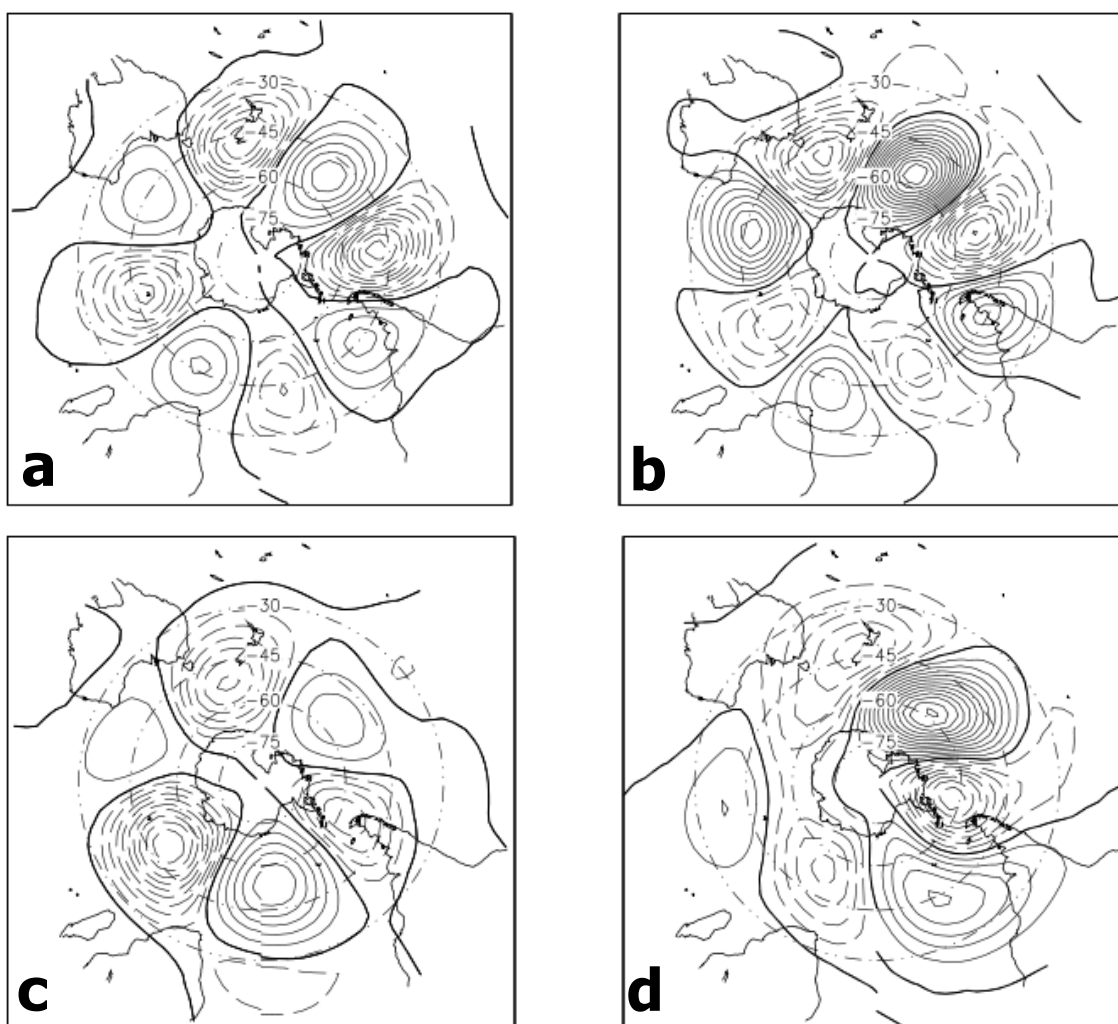


Figura 3.7 – Terceiro autovetor de ZHMT500. (a) modelo, janeiro; (b) reanálises, janeiro; (c) modelo, julho; (d) reanálises, julho.

Aparentemente, o segundo e terceiro autovetores das reanálises ERA40 estão representando o padrão de oscilação de baixa frequência conhecido como PSA. O padrão PSA aparece frequentemente como resultado de estudos que analisam os padrões principais da circulação no Hemisfério Sul (p.e., MO e GHIL, 1987; KIDSON, 1988; KILADIS; MO, 1998). As filtragens normalmente utilizadas nestes estudos, além dos diferentes conjuntos de dados, influenciam ligeiramente a localização e a magnitude dos centros de anomalias. No entanto, em sua grande maioria, as diferentes representações do PSA exibem as seguintes características em comum: i) dois autovetores com variâncias

associadas muito próximas; ii) os autovetores são muito semelhantes, separados por uma diferença de fase próxima de  $\frac{1}{4}$  de comprimento de onda; iii) apresentam uma configuração de número de onda três em altas e médias latitudes e iv) os centros de variância apresentam maiores amplitudes no Pacífico e Atlântico Sul.

Ainda que no modelo o segundo e terceiro autovetores não correspondam exatamente aos padrões apresentados pelas reanálises, nota-se que todas as propriedades acima citadas e que caracterizam o PSA estão presentes nos resultados do modelo. Primeiro, o modelo apresenta estes dois autovetores com características de onda 3, bem definidas em médias e altas latitudes. Segundo, as porcentagens de variâncias explicadas por estes dois autovetores são bastante próximas: 10,2 e 8,5%, para o segundo e terceiro autovetor respectivamente. Terceiro, os padrões são separados por uma diferença de fase de aproximadamente  $\frac{1}{4}$  de comprimento de onda, aparentando um deslocamento para leste dos centros de variabilidade, do segundo para o terceiro autovetor. Por último, os centros de variância apresentam maior amplitude no Pacífico e Atlântico Sul, sendo que esta característica é mais evidente no segundo autovetor do modelo.

### **3.4 Avaliação da climatologia do jato em altos níveis no MCGA CPTEC**

As correntes de jato, também chamadas somente de jatos, são características importantes do escoamento atmosférico em altos níveis da troposfera. Os jatos existem porque a atmosfera terrestre possui uma estrutura vertical de estratificação baroclínica, i.e., as superfícies de temperatura e pressão constantes não coincidem. Sob uma estratificação baroclínica a velocidade geostrófica

$$V_g = \frac{1}{f} k \times \nabla_p \Phi \quad (3.10)$$

a qual reflete o balanço entre a força de Coriolis e a força do gradiente horizontal de pressão, varia de uma superfície isobárica para a outra. Diferenciando (3.7) em relação à  $p$  obtém-se

$$\frac{\partial V_g}{\partial p} = \frac{1}{f} k \times \nabla_p \frac{\partial \Phi}{\partial p} \quad (3.11)$$

Incorporando a equação hidrostática

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\alpha \quad (3.12)$$

Tem-se uma expressão para o gradiente vertical da velocidade geostrófica em função do gradiente horizontal de temperatura:

$$\frac{\partial V_g}{\partial \ln p} = \frac{R}{f} k \times \nabla_p T \quad (3.13)$$

Esta Equação é conhecida como equação do vento térmico e expressa que uma diferença – na vertical – na velocidade geostrófica é proporcional ao gradiente horizontal da temperatura média na camada.

A Equação (3.10) indica que um gradiente de temperatura positivo (vetor apontando para o equador) implica um cisalhamento positivo do escoamento zonal, isto é, vento tornando-se mais intenso com a altura. É exatamente este o caso da atmosfera terrestre, onde o aquecimento radiativo no equador e o resfriamento radiativo das altas latitudes garantem o gradiente de temperatura pólo-equador e conseqüentemente o escoamento de oeste intensifica-se com a altura formando as correntes de jato em altos níveis da troposfera.

O escoamento médio zonal de inverno, em uma média de longo termo, quando avaliado em 40° (norte ou sul), é similar, tanto no Hemisfério Sul quanto no Hemisfério Norte. Os ventos são predominantemente de oeste e atingem valores de cerca de 40 m.s<sup>-1</sup>, no nível de 200 hPa. No Hemisfério Sul, no entanto, as diferenças entre o escoamento médio zonal de inverno e verão não são tão marcantes quanto no Hemisfério Norte (HURREL et al., 1998).

Avaliando a distribuição geográfica dos ventos de oeste em 200 hPa no Hemisfério Sul durante o inverno, nota-se que uma característica marcante é o máximo que ocorre em 30°S, sobre a Austrália e Ocea no Pacífico, com valores de mais de 45 m.s<sup>-1</sup>, chamado de jato subtropical (HURREL et al., 1998). A região desta corrente de jato subtropical atravessa o Oceano Pacífico aproximando-se das regiões polares, de maneira a se fundir com o máximo do jato polar posicionado sobre o sul da América do Sul.

A Figura 3.8 mostra o escoamento zonal em 200 hPa (UVMT200) observado e simulado pelo modelo. As reanálises mostram que o escoamento zonal torna-se mais intenso e expande-se rumo as baixas latitudes durante o inverno. Durante o verão (janeiro) o jato se apresenta menos extenso, com o núcleo, caracterizado por velocidades acima de 35 m.s<sup>-1</sup>, posicionando-se basicamente sobre o Oceano Índico. A entrada do jato se situa no Oceano Atlântico e a saída a sudoeste da Austrália. Durante o inverno (julho) este aparece mais extenso e o núcleo muda de posição estendendo-se desde o sudeste de Madagascar até o Pacífico Sudeste. Nota-se uma das características marcantes do jato no Hemisfério Sul: a curvatura rumo às latitudes polares a leste da América do Sul.

O modelo é capaz de reproduzir a expansão do jato rumo às latitudes subtropicais durante o inverno, embora o posicionamento das regiões mais aceleradas fique ligeiramente ao sul do observado (3°S aproximadamente). As magnitudes da corrente zonal simulada pelo modelo são sistematicamente

maiores que as reanálises ERA40, tanto no inverno quanto no verão. No modelo, no verão, a região de escoamento mais intenso situa-se corretamente no Oceano Índico, bem como a de ventos menos intensos no Oceano Pacífico. Qualitativamente, esta representação está de acordo com as observações, embora, como já citado, as magnitudes não correspondam. No inverno, a região de ventos máximos no modelo circunscreve o círculo polar ártico, enquanto nas reanálises ela aparece interrompida no extremo Pacífico Leste e sobre a América do Sul.

O escoamento da troposfera superior no Hemisfério Sul exibe uma importante característica diferenciada. A corrente de jato bifurca-se em dois ramos principais no Oceano Índico, nas proximidades da Austrália. Esta bifurcação está associada com a configuração em espiral que é observada no inverno e primavera austrais (BERBERY et al., 1992; RAO et al., 2002). O modelo exibe uma região de bifurcação do jato nas proximidades da Nova Zelândia embora deslocada para oeste em relação às reanálises e com a região de mínimo não tão bem configurada. Esta bifurcação está associada à formação do jato polar, característica do escoamento em altos níveis do inverno do Hemisfério Sul. É provável que este erro sistemático tenha algum impacto na representação dos bloqueios nesta região (sul-sudeste da Nova Zelândia) pelo modelo, uma vez que a bifurcação do escoamento zonal tem sido associada à alta frequência de bloqueios nesta região (TRENBERTH, 1986).

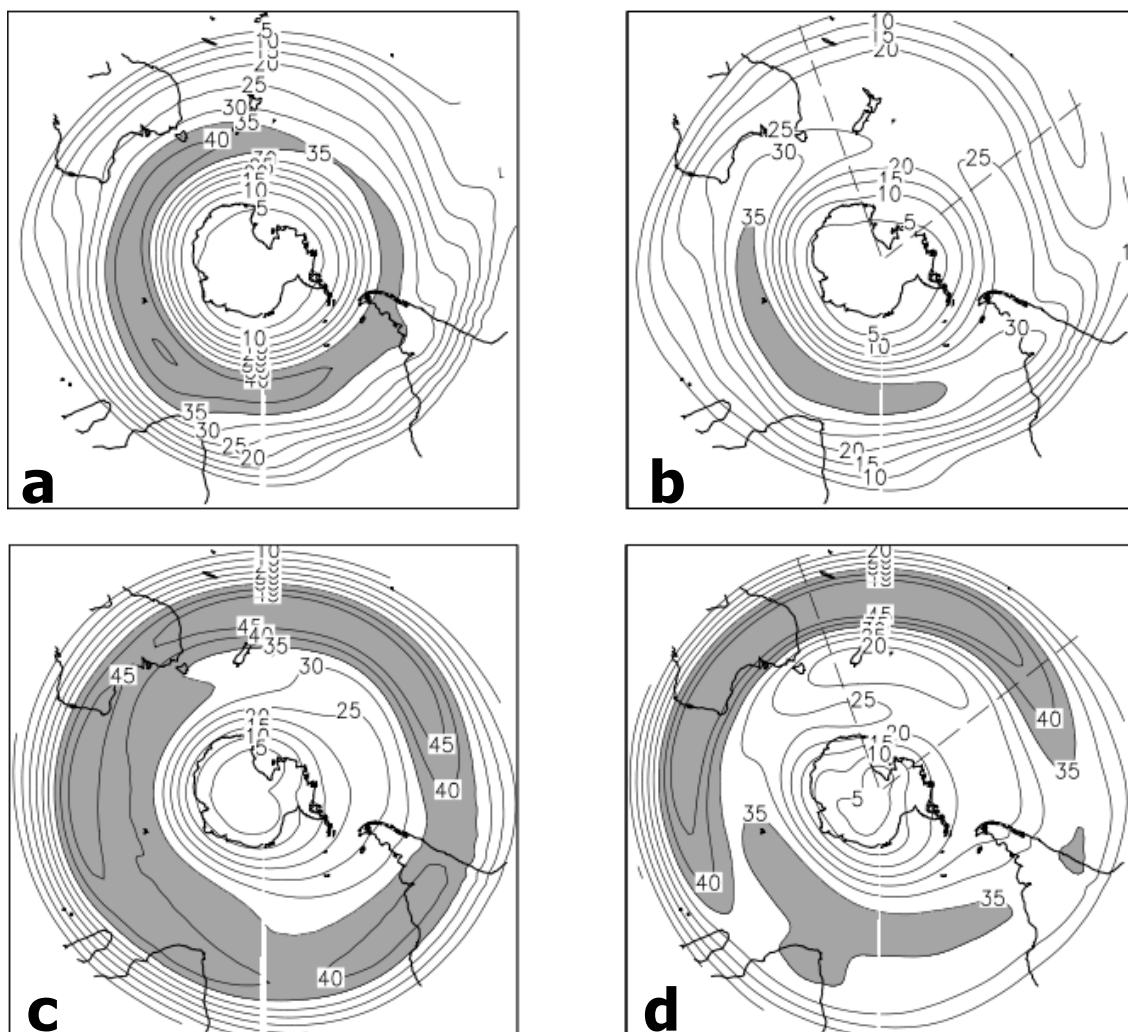


Figura 3.8 – Comparação entre UVMT200 representado pelo modelo (esq.) e pelas reanálises do ECMWF (dir.). (a) e (b): escoamento de verão (janeiro); (c) e (d): escoamento de inverno (julho). As isolinhas indicam intervalos de  $5 \text{ m.s}^{-1}$ . Regiões com velocidades superiores a  $35 \text{ m.s}^{-1}$  estão indicadas em sombreado.

O campo das diferenças (Figura 3.9) torna explícito que o modelo possui, de maneira geral, um viés positivo na representação das velocidades zonais no Hemisfério Sul. No verão são exibidas duas regiões de máximo: a sudeste da Austrália e a sudeste da América do Sul. No inverno o viés positivo tende a se concentrar na região da Nova Zelândia, atingindo valores de até  $15 \text{ m.s}^{-1}$  acima



das reanálises. Apesar de, no inverno, o viés ser maior, o posicionamento da região de máximo pouco se altera, permanecendo nas proximidades da Nova Zelândia.

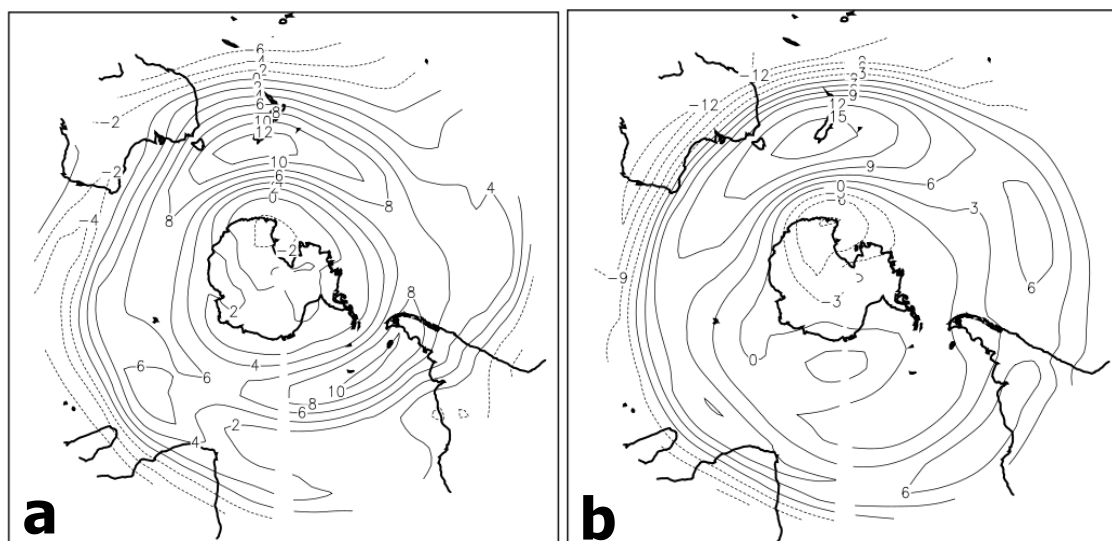


Figura 3.9 – Diferença entre UVMT200 representado pelo modelo e pelas reanálises do ECMWF, durante (a) janeiro e (b) julho.

### 3.5 Avaliação da climatologia das trilhas de tempestades no MCGA CPTEC

Uma maneira frequente de avaliar as trilhas de tempestades (p.e., TRENBERTH, 1991; BERBERY; VERA, 1996) é através do desvio padrão de variáveis atmosféricas com frequência diária, como por exemplo, a componente meridional do vento. Esta abordagem é bastante adequada se adotarmos o ponto de vista dos trabalhos originais de Blackmon (1976) e Blackmon et al. (1977). Nestes estudos foi demonstrado que, ao estudar o escoamento através da média temporal e seus respectivos desvios, ao invés da média zonal, as perturbações sinóticas apareciam organizadas em determinadas regiões situadas próximas aos jatos de latitudes médias. Estas regiões foram denominadas trilhas de tempestades. A Figura 3.10 mostra a comparação entre a representação das trilhas de tempestades pelo modelo, representado pela

EXTCTRL (ver seção 3.2), e pelas reanálises ERA40, quando vista através do desvio padrão dos dados diários da componente meridional do vento em 200 hPa (VVMT200) (ver seção 3.2).

No inverno, no modelo, a região de maior atividade na trilha de tempestades (máximo do desvio padrão) aparece posicionada no Pacífico Leste. Nas reanálises ERA40 a máxima atividade ocorre sobre a Austrália, Nova Zelândia e a leste desta, concordando com outras evidências observacionais (p.e., TRENBERTH, 1991). Berbery e Vera (1996), no entanto, mostraram que o máximo nas trilhas de tempestades ocorre no Oceano Índico, centrado em aproximadamente 60°E e ao longo do paralelo 45°S. O modelo apresenta atividade transiente no Oceano Índico, em uma região alonga que se estende desde o sudeste de Madagascar até o centro-sul da Austrália. Uma característica observada que é bem representada pelo modelo é o mínimo de desvio padrão sobre a Nova Zelândia, mínimo este que está associado à existência do jato duplo no Pacífico Sudoeste, característica da climatologia dinâmica do Hemisfério Sul (BERBERY; VERA, 1996). Digno de nota é o fato de que, no modelo, máximo espúrio no Pacífico Leste, corresponde aparentemente à região do jato na qual as velocidades decrescem rapidamente, ou seja, à saída do jato (ver Figura 3.8c).

O modelo representa melhor as características da trilha de tempestades durante o verão. A trilha de tempestades, no modelo, apresenta-se contraída em altas latitudes e com máximo a sul-sudoeste da Austrália, assim como nas reanálises. A região de mínima atividade registrada pelas reanálises, e também pelo modelo, ocorre no Oceano Atlântico, a sudeste da América do Sul.

De maneira geral, o modelo apresenta uma representação satisfatória da trilha de tempestades que circunavega o Círculo Polar Antártico (Figura 3.10a e Figura 3.10c). A expansão sazonal climatológica que transcorre do verão para o inverno (RAO et al., 2002), por exemplo, é representada pelo modelo. Outra

característica marcante das trilhas de tormentas no inverno do Hemisfério Sul é a configuração em espiral rumo às altas latitudes (BERBERY; VERA, 1996; RAO et al., 2002). Embora não tão evidente quanto nas reanálises, pode-se verificar que esta característica existe no modelo, com um desvio mais ocorrendo a leste da América do Sul, sobre o Oceano Atlântico.

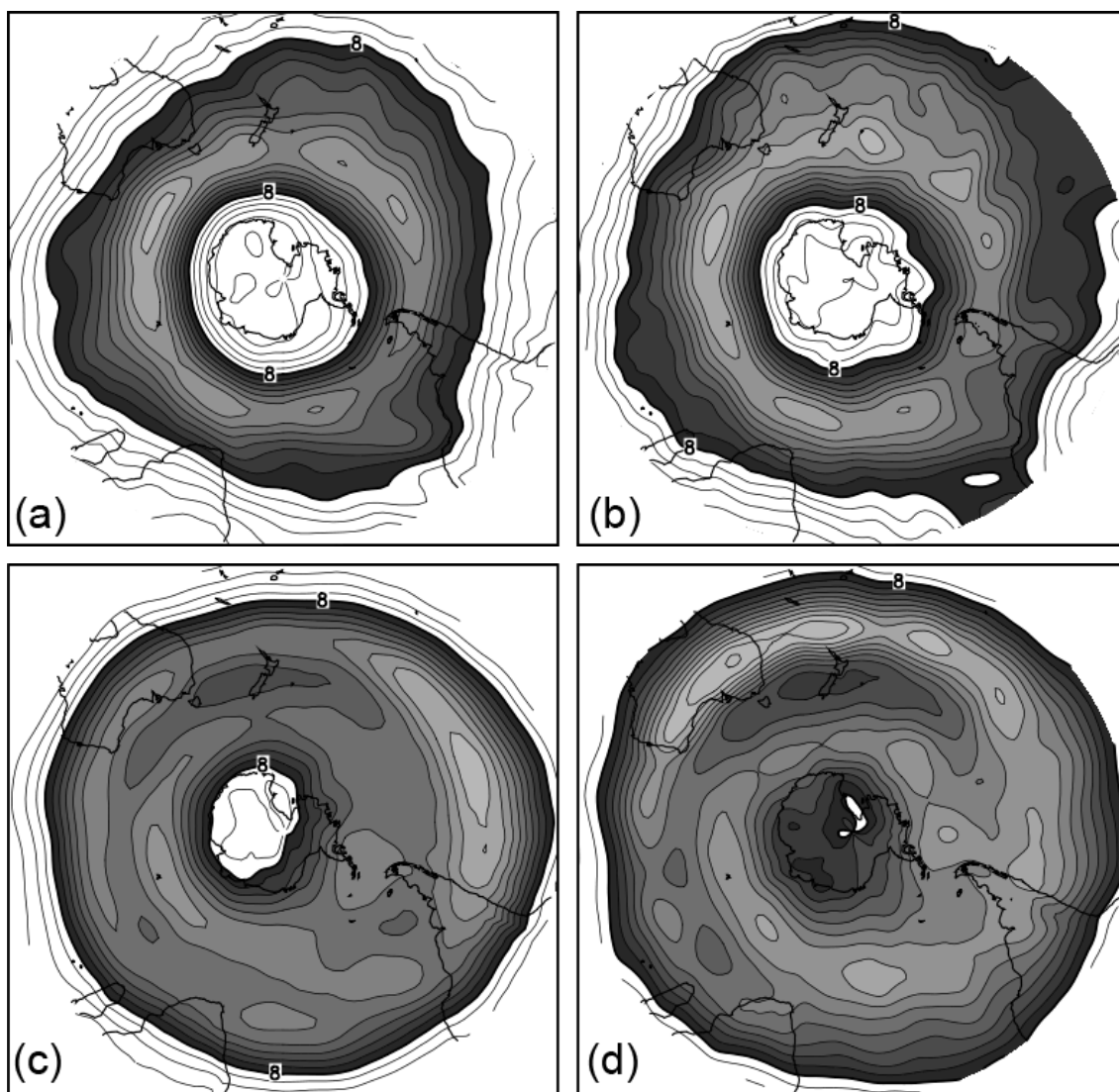


Figura 3.10 – Trilhas de tormentas conforme representadas pelo desvio padrão dos dados diários de VVMT200. Desvio padrão calculado a partir dos resultados do MCGA para o mês de janeiro (a) e julho (c). Desvio padrão dos dados das reanálises do ECMWF para o mês de janeiro (b) e julho (d). Os níveis dos contornos iniciam em  $4 \text{ m.s}^{-1}$  em intervalos de  $1 \text{ m.s}^{-1}$ . Valores superiores ou iguais a  $8 \text{ m.s}^{-1}$  estão sombreados. Tons mais escuros (claros) indicam valores menores (maiores).

As trilhas de tormentas são um reflexo da atividade baroclínica existente no escoamento médio (BLACKMON et al., 1977; HOSKINS; VALDES, 1990). Os distúrbios baroclínicos podem existir durante ciclos de vida que variam de 2 a 10 dias basicamente. Simmons e Hoskins (1978), por exemplo, encontraram o valor de aproximadamente 10 dias para que uma perturbação baroclínica percorra por um ciclo de vida completo. Além disso, de acordo com Trenberth (1991), cerca de um terço, e em alguns casos até mesmo metade, da variância observada de variáveis como o geopotencial, temperatura e vento está contida na banda de variabilidade entre 2 e 8 dias. Assim sendo, o fato de estar-se trabalhando com dados pentadais, i.e., médias não justapostas a cada cinco dias, não elimina completamente a variabilidade associada às trilhas de tormentas.

Será visto a seguir que as principais características das trilhas de tormentas são preservadas, mesmo utilizando dados com frequência pentadal ao invés de diária (Figura 3.11). As trilhas de tormentas calculadas a partir dos dados diários serão referidas como *trilhas diárias*, e no caso dos dados pentadais, de maneira análoga, como *trilhas pentadais*.

A diferença mais evidente entre as trilhas pentadais e diárias está na magnitude dos máximos de desvio padrão. Por haverem sido calculadas a partir de médias a cada cinco dias, as magnitudes aparecem atenuadas para ambos os conjuntos de dados, modelo e reanálises. Este tipo de atenuação é análoga aquela que ocorre quando se usam filtros para ressaltar uma determinada banda de frequências (ver Figs. 2a e 2b de BERBERY; VERA, 1996)

Ao avaliar as diferenças, entre as trilhas pentadais e diárias, somente para as reanálises, nota-se que algumas das principais características se mantêm, como por exemplo, o máximo de intensidade que existe sobre a Austrália e Pacífico Sudoeste, e o mínimo de variância sobre a região da Nova Zelândia e

sul da Austrália. A diferença mais marcante talvez seja na trajetória em espiral da trilha de tormentas rumo às latitudes polares nos Oceanos Atlântico e Índico, que no caso dos dados pentadais não aparece de maneira tão evidente.

O modelo também não mostra grandes diferenças entre a representação pentadal e diária das trilhas de tempestade. No caso do modelo, ambas as representações (diária e pentadal) posicionam uma região com altos valores de desvio padrão no Pacífico Leste, ao invés de sobre a Austrália, como registrado nas reanálises ERA40. Nota-se, entretanto que na representação pentadal o centro desta região está deslocado para oeste, em relação às trilhas diárias, mais próximo, portanto, da região de máximo observado. Além disso, as trilhas pentadais apresentam uma região de máximo no sudeste da Austrália, portanto em maior concordância com as reanálises ERA40. Outra diferença significativa é a existência de um máximo secundário que aparece no Oceano Índico no caso das trilhas diárias e é ausente nas trilhas pentadais.

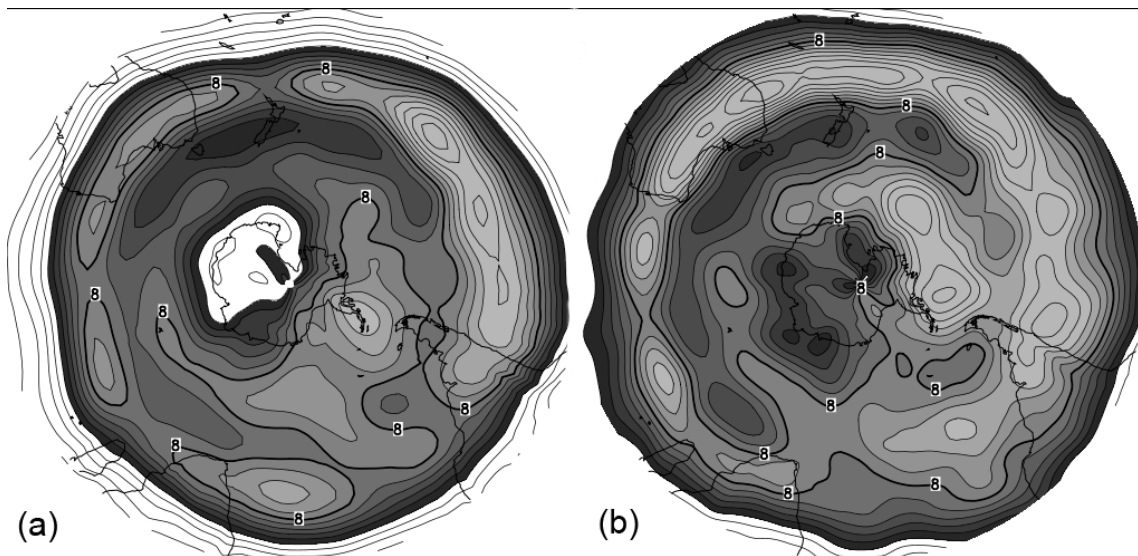


Figura 3.11 – Trilhas de tormentas conforme vistas através do desvio padrão dos dados pentadais de VVMT200 durante o mês de julho. (a) MCGA CPTEC; (b) reanálises ERA40. Contornos a cada 0,5 udp. Tons mais escuros (claros) indicam valores menores (maiores).

Dois abordagens principais podem ser adotadas para compor uma climatologia de um MCGA: i) integrar por um longo período com TSM observada ou ii) integrar com TSM climatológica. No primeiro caso assume-se que para um período suficientemente longo (30 anos ou mais) a média representa um estado estacionário do sistema climático representado pelo modelo. No segundo caso, a hipótese é que, passado o período de *spin-up*, a repetição do ciclo climatológico de TSM (e de incidência solar) induz a circulação a um estado médio representativo da climatologia do modelo. Neste caso, o período de integração do modelo não precisa ser longo, pois na circulação atmosférica não há variações de um ano para outro induzidas pela TSM observada e, portanto as variações de um ano para outro são devidas somente à variabilidade interna do modelo.

Com o objetivo de determinar se estas duas abordagens podem ser consideradas equivalentes a Figura 3.12 apresenta uma comparação entre

elas, para o mês de julho. Como representante da primeira abordagem (TSM observada) foi utilizada uma parte dos resultados de uma integração de 50 anos utilizada nos estudos de Rodriguez e Cavalcanti (2006) e Meira e Cavalcanti (2010). Este subconjunto abrange 19 anos (1982 a 2000) de simulações diárias de VVMT200, dos quais foi calculado o desvio padrão. Maiores detalhes sobre as integrações podem ser encontrados nos respectivos trabalhos. Esta integração será chamada de EXTCTRL50. A segunda abordagem (TSM climatológica) é representada pela EXTCTRL. Vemos que as principais características, semelhantes ou não às reanálises, estão presentes nas duas abordagens: um máximo espúrio no Pacífico subtropical Leste; a configuração em espiral em direção às altas latitudes e a ausência do máximo hemisférico posicionado na região da Austrália. Pode-se concluir, portanto que as duas representações são equivalentes. Deve ser mencionado, no entanto, que a primeira abordagem representa melhor a atividade sinótica na região da Austrália, sugerindo que as variações interanuais de TSM podem estar contribuindo para a variância da trilha de tempestades nesta região.

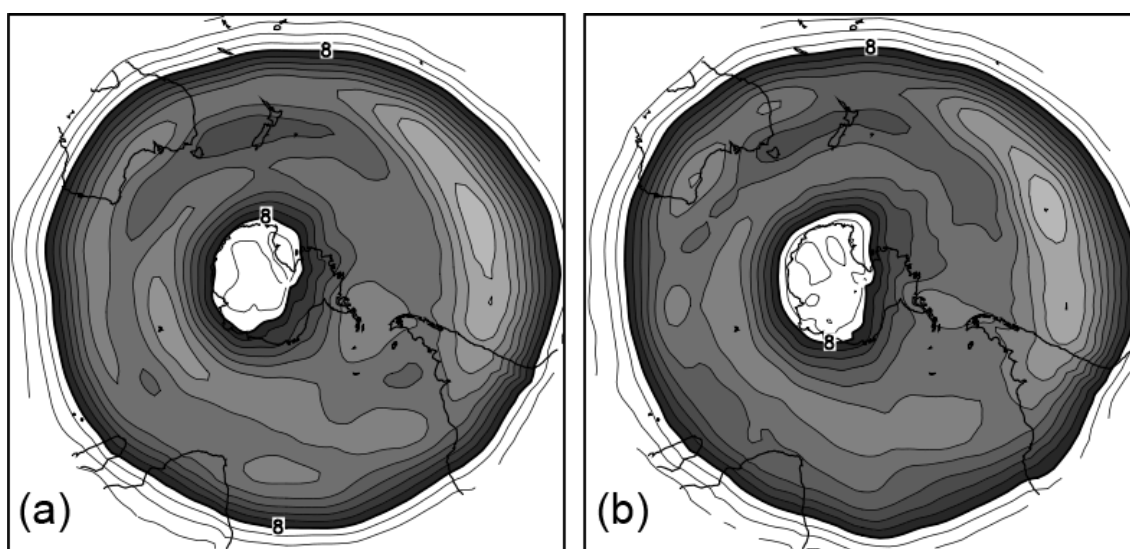


Figura 3.12 – Climatologia do MCGA-CPTEC das trilhas de tempestade no Hemisfério Sul no período de 01 a 31 de julho. (a) EXTCTRL. (b) Integração com TSM observada (1982 a 2000). Níveis dos



contornos a cada 1 udp, com mínimo de 3 e máximo de 16.  
Tons mais escuros (claros) indicam valores menores (maiores).

A partir do exposto nesta seção, considera-se que a representação das trilhas de tormentas a partir dos resultados pentadais é representativa também, assim como a partir dos dados diários, dos processos baroclínicos subjacentes. Portanto é plausível utilizar os dados pentadais para avaliar o impacto nas trilhas de tormentas das condições do gelo marinho no Mar de Ross.

## **4 RESPOSTA ATMOSFÉRICA A CONDIÇÕES ANÔMALAS NA CAMADA DE GELO NO MAR DE ROSS**

### **4.1 Introdução**

O papel que as variações da cobertura de gelo marinho exercem na circulação atmosférica ainda não é totalmente conhecido. Sabe-se que variações de concentração e extensão do gelo marinho interferem nos fluxos de calor e umidade emitidos pela superfície dos oceanos e afetam, portanto, a temperatura e pressão localmente (p.e., MITCHELL e HILLS, 1986; SIMMONDS e BUDD, 1991).

A atmosfera exhibe também sinais de influências remotas. Estudos recentes focados principalmente no Hemisfério Norte têm sugerido que alterações na extensão da camada de gelo marinho podem induzir anomalias na circulação atmosférica de grande escala que poderiam então ter consequências remotas (p.e., HONDA et al., 1999; ALEXANDER et al., 2004; MAGNUSDOTTIR et al., 2004). Estas anomalias se configuram dentro de uma escala de tempo de meses e, portanto são de interesse para estudos e previsão nas escalas sazonal e intrasazonal.

Por outro lado, avaliações de tendência em estimativas de satélite indicam que a concentração de gelo no Pacífico Central (Mar de Ross), setor onde foi imposta a anomalia no LGM, está aumentando a uma taxa de 4 a 10% por década (LIU et al., 2004). Caso se mantenha esta tendência positiva nas próximas décadas, é de interesse científico esclarecer as potenciais relações entre o excesso do gelo marinho e a circulação atmosférica. Esta seção, que apresenta e comenta o impacto na atmosfera de uma anomalia positiva na cobertura de gelo marinho, busca contribuir para este objetivo.

Este Capítulo apresenta e discute os resultados dos experimentos forçados por uma condição de contorno inferior que contém anomalias positivas e negativas

na extensão da camada de gelo no Mar de Ross. Estes experimentos serão citados respectivamente como RO+ e RO- daqui em diante. Neste Capítulo, na seção 4.4, discute-se também sobre as diferenças e semelhanças entre estes dois experimentos.

## 4.2 Dados e métodos

Para o experimento proposto neste trabalho, a informação sobre a extensão da camada de mar congelado ao redor da Antártica constitui a informação mais importante para compor a condição de contorno inferior. Atualmente, o mais extenso (desde 1978), mais consistente e contínuo registro de gelo marinho provém dos sensores passivos multicanais de microondas a bordo de satélites. As estimativas através de microondas são vantajosas sobre aquelas obtidas através do canal visível ou infravermelho, pois não são afetadas pela presença de nuvens ou pela falta de irradiância solar. Além disso, a assinatura deixada pelo gelo marinho na banda das microondas permite estimar a concentração espacial deste.

O primeiro de uma série de sensores de microondas foi o *Electrically Scanning Microwave Radiometer* (ESMR) a bordo do satélite Nimbus-5. Este satélite produziu uma série curta de dados: 1973 a 1976 (ZWALLY et al., 1983). A seguir veio o *Scanning Multichannel Microwave Radiometer* (SMMR) a bordo do Nimbus-7 que forneceu dados de 1978 a 1987 (CAVALIERI et al., 1984). A partir de junho de 1987 os dados de gelo marinho passaram a ser coletados pelos *Special Sensors Microwave/Imagers* (SSM/I) a bordo dos satélites do *Defense Meteorological Satellites Program* (DMSP) da força aérea dos EUA.

Estas estimativas de concentração de gelo marinho via-satélite dão origem a diversos conjuntos de dados. Um destes conjuntos, do grupo de sensoriamento remoto do gelo marinho, do *Goddard Space Flight Center* (GSFC), da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) foi utilizado para selecionar os

períodos extremos de extensão da camada de gelo marinho. Detalhes sobre este processo de seleção são apresentados na seção 4.2.2.

Este grupo processa as estimativas de concentração de gelo marinho por sensores de microondas e fornece informações médias mensais sobre área e extensão de gelo marinho, em uma média em setores ao redor da Antártica. A extensão de gelo marinho é a área contida por concentrações superiores a 15% e inclui áreas de água líquida. A área de gelo marinho é a área de fato coberta por gelo com concentrações iguais ou superiores a 15%. Os setores são o Mar de Weddell (60°W a 20°E), o Oceano Índico (20°E a 90°E), o Oceano Pacífico Oeste (90°E a 160°E), o Mar de Ross (160°E a 130°W) e o setor que abrange os mares de Bellingshausen e Amundsen (130°E a 60°W). Destes, foi utilizado somente o setor referente ao Mar de Ross.

Além dos dados do grupo de sensoriamento remoto do GSFC, foram utilizados também os dados observados de TSM e gelo marinho que servem como condição de contorno para os experimentos do Projeto de Intercomparação de Modelos Atmosféricos (AMIP, sigla em inglês). Estes dados estão disponíveis em resolução de 1° x 1° e são descritos detalhadamente em (HURREL et al., 2008). Neste estudo estes dados foram utilizados para sintetizar a condição de contorno inferior nos experimentos perturbados e na Figura 4.1.

#### **4.2.1 A representação do gelo marinho no MCGA CPTEC**

Detalhes sobre a origem e evolução do MCGA CPTEC, além da validação de certas características da circulação climatológica do modelo no Hemisfério Sul foram vistos no Capítulo 3. Nesta seção são discutidas as características das parametrizações do modelo referentes à representação do gelo marinho e sua interação com a atmosfera.

De maneira a representar corretamente os processos atmosféricos na escala de meses ou mais longas, certas condições da superfície da Terra, que afetam a atmosfera significativamente, não podem permanecer estáticas, pelo

contrário, devem variar em função do tempo. Estas condições incluem a temperatura da superfície, sobre os continentes e sobre o mar, incluindo aqui a água líquida e o *gelo marinho*, umidade do solo sobre os continentes, albedo da superfície e profundidade da neve. Destes campos, no entanto, a temperatura da superfície terrestre, o gelo marinho e a altura da neve variam tão rapidamente com o tempo que são tratadas como variáveis prognósticas no modelo e são acopladas as equações atmosféricas.

O MCGA CPTEC não distingue concentrações de gelo marinho. Cada célula da grade ou é totalmente coberta por gelo ou totalmente livre deste. A informação relativa ao estado do gelo marinho é inserida no modelo junto com a TSM. A temperatura da superfície do mar, congelado ou não, é determinada diariamente dentro do modelo através de interpolação linear das médias mensais. O valor médio mensal é considerado como correspondendo ao valor instantâneo do meio do mês. A estimativa de um valor na primeira metade do mês é obtida por interpolação linear entre o valor médio mensal do mês anterior e o valor médio mensal do mês corrente. Similarmente, um valor na segunda metade do mês é obtido por interpolação entre o valor médio mensal do mês corrente e o valor médio mensal do mês subsequente.

Para um determinado ponto de grade do campo de TSM o modelo considera como sendo gelo marinho sempre que a temperatura for menor ou igual a  $-1,8^{\circ}\text{C}$ , que é a temperatura de congelamento da água do mar. Neste caso a temperatura de superfície do ponto de grade com gelo é tratada como uma variável prognóstica e a evolução da temperatura em função do tempo é resolvida através de uma equação de balanço de energia em superfície:

$$\rho_i C_i \Delta z_i \frac{\partial T_s}{\partial t} = R \downarrow - \rho c_p C_h (T_s - T_1 \sigma_1^{-\kappa}) - \rho L C_h (q_s - q_1) - C_c (T_s - T_i) - \sigma T_s^4 \quad (4.1)$$

O termo do lado esquerdo da equação representa a variação da temperatura da superfície do mar congelado. Onde,  $\rho_i$  é a densidade do gelo ( $920,0 \text{ Kg/m}^3$ ),  $C_i$  é a capacidade térmica do gelo ( $2093,0 \text{ J/kg}$ ),  $\Delta z_i$  é a espessura da camada de gelo marinho ( $3,0 \text{ m}$ ) e  $T_s$  é a temperatura de equilíbrio radiativo da superfície congelada. Este termo representa o armazenamento de calor na camada de mar congelado, ou seja, ele leva em consideração a inércia térmica do gelo devido a sua capacidade de armazenamento de calor.

Do lado direito temos as fontes e sumidouros de energia, responsáveis pela variação de temperatura apresentada pela superfície do gelo. O primeiro termo representa o ganho ou perda de energia na superfície devido ao saldo de radiação solar, isto é a radiação solar que atinge a superfície, descontado o albedo.

No segundo termo  $\rho$  é a densidade do ar,  $C_p$  é o calor específico do ar a pressão constante ( $1004,6 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ),  $C_h$  é o coeficiente de transferência para calor e umidade.  $T_s$  é a temperatura de equilíbrio radiativo da superfície congelada e  $T_1$  a temperatura do primeiro nível sigma do modelo. O terceiro termo é análogo ao segundo, para o fluxo de umidade. Neste,  $\rho$  é a densidade do ar,  $L$  é o calor latente de vaporização/condensação ( $2,52 \times 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$ ),  $C_h$  é o coeficiente de transferência para calor (sensível e latente),  $q_s$  é a umidade específica da superfície e  $q_1$  a umidade específica do primeiro nível sigma.

O segundo e terceiro termos são os fluxos de calor sensível e latente, respectivamente, parametrizados segundo o esquema *bulk*. Segundo este esquema o fluxo é proporcional à diferença entre os valores de temperatura e/ou umidade na superfície e no ar próximo à superfície, chamado de potencial, e também a velocidade do vento na superfície. Os coeficientes de transferência são funções da estabilidade atmosférica e da rugosidade da superfície.

O quarto termo representa a diferença entre a temperatura de congelamento ( $T_i$ ) e a temperatura de equilíbrio radiativo da superfície congelada ( $T_s$ ). O

quinto termo é a perda de energia por emissão radiativa, onde  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ ) e  $T_s$  é a temperatura de equilíbrio radiativo da superfície congelada.

A Figura 4.1 mostra a extensão climatológica do gelo durante a época de extensão máxima (setembro/outubro) e mínima (fevereiro/março) obtida a partir dos dados observados AMIP (ver seção 4.2). Para efeito de comparação também é exibido o resultado de uma simulação do ciclo climatológico de gelo marinho pelo MCGA do CPTEC. A integração utilizada é a EXTCTRL50, descrita na seção 3.5. Como se pode ver, o modelo consegue simular bem o ciclo sazonal do gelo marinho, obtendo uma melhor representação durante a época de extensão máxima.

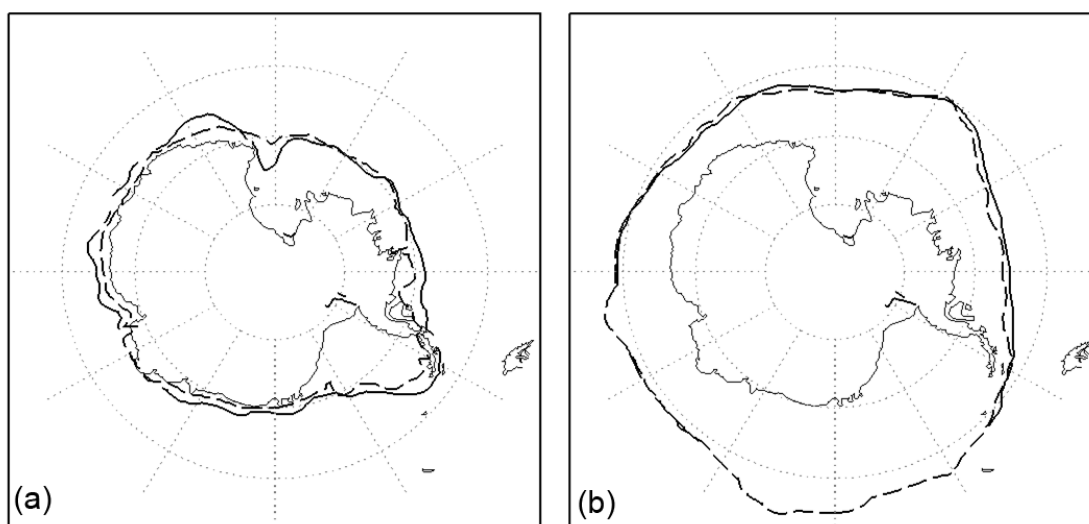


Figura 4.1 – **a)** Extensão climatológica (1982-2000) da camada de mar congelado durante fevereiro/março; **b)** mesmo que (a), mas referente a setembro/outubro. A linha contínua representa a climatologia observada (15% de concentração) e a linha tracejada representa a climatologia simulada pelo MCGA do CPTEC (1982-2000).

#### 4.2.2 Configuração dos experimentos

O experimento como um todo consiste de 3 conjuntos: um de controle e dois outros onde a condição da camada de mar congelado na Antártica foi perturbada. O conjunto de controle foi apresentado e validado no Capítulo 3. Nesta seção são apresentados os detalhes da configuração dos experimentos RO+ e RO-.

A área anômala usada para forçar o modelo foi derivada de estimativas de dados observados de gelo marinho. Assim, o primeiro passo foi identificar os períodos nos quais a área de gelo marinho atingiu valores extremos (Figura 4.2). Para isso foram utilizados os dados do grupo de sensoriamento remoto do GFSC descritos na seção 4.2.

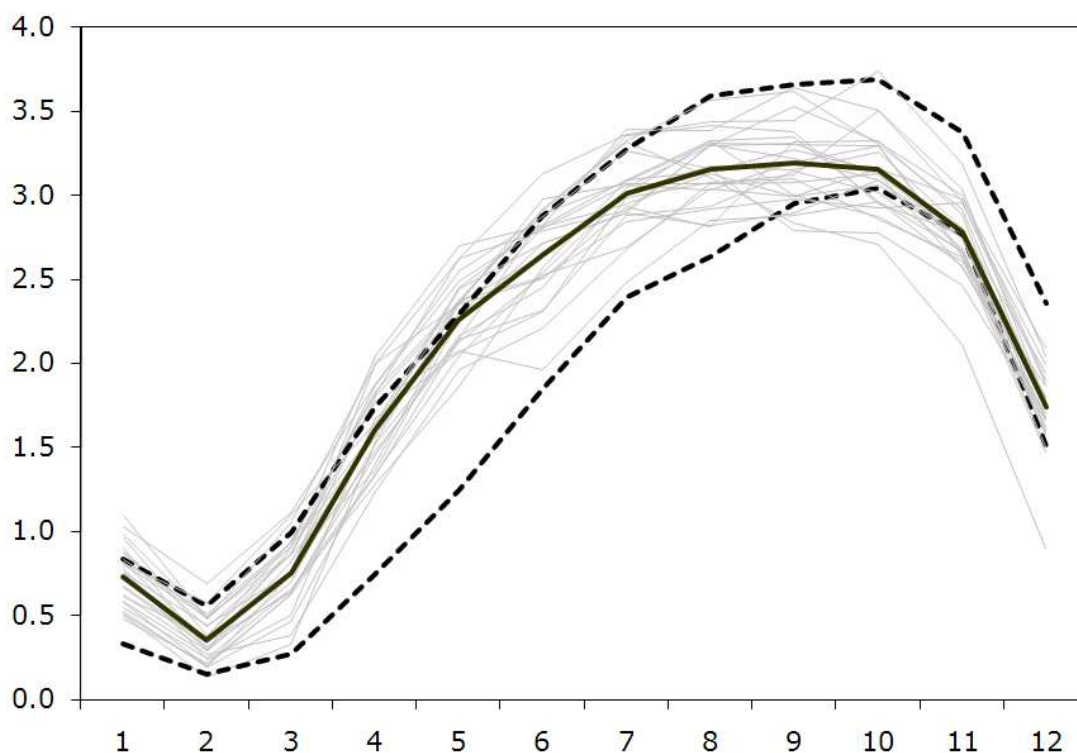


Figura 4.2 – Ciclos anuais de extensão de gelo marinho, média no Mar de Ross, no período de 1979 a 2005. O eixo das abscissas mostra os 12 meses do ano e o eixo das ordenadas a extensão do mar



congelado, em milhões de quilômetros quadrados. A linha contínua em destaque indica a média de longo período (1979-2005). As linhas pontilhadas indicam o ano de 1998 (linha superior) e 1980 (linha inferior).

Os dados (médias mensais) foram normalizados e ordenados crescentemente, indicando desta maneira os anos de maior e menor área durante toda a série investigada (1979-2005). Em 1980, durante o mês de maio, a área de gelo marinho atingiu o menor valor da série:  $1,24 \times 10^6$  quilômetros quadrados, o que corresponde a um desvio negativo de -3,6 unidades de desvio padrão. No outro extremo, a área máxima registrada ocorreu durante o mês de novembro de 1998, durante o qual a anomalia normalizada média foi de +2,5, correspondendo a  $2,66 \times 10^6$  quilômetros quadrados.

A Figura 4.2 mostra todos os ciclos anuais dentro do período investigado, ressaltando os ciclos de 1998 e 1980 (linhas tracejadas em negrito), anos estes que registraram a maior e menor área de gelo marinho no Mar de Ross respectivamente. Pode ser visto que estes dois anos foram excepcionais, dentro da série de 27 anos (1979-2005), razão pela qual foram escolhidos para compor a condição de contorno sintética que forçou os experimentos.

A evolução anual, no entanto, foi bastante distinta. No ano de 1998 a área de gelo marinho mostrou valores aproximadamente climatológicos durante o primeiro semestre e então rapidamente, durante os meses de junho, julho e agosto, a área de gelo aumentou, configurando-se então nas maiores anomalias em 27 anos. Por outro lado, 1980 apresentou, durante o primeiro semestre, valores de área de gelo muito aquém da climatologia, registrando então o recorde de anomalias negativas. No final do ano, porém, durante o trimestre outubro a dezembro, a área de gelo marinho rapidamente se aproximou dos valores climatológicos. Então, o período onde a magnitude das anomalias é aproximadamente simétrica (mesma distância, sinais opostos) em

relação à climatologia é julho a setembro (JAS). Este período será o alvo das investigações neste trabalho.

Para levar a cabo os experimentos perturbados foi necessário sintetizar uma condição de contorno que permitisse isolar os efeitos potenciais na atmosfera das anomalias de gelo marinho somente no Mar de Ross. Esta condição de contorno foi preparada segundo os seguintes critérios:

- A área de gelo foi mantida anômala somente na região do Mar de Ross. Nos demais oceanos ao redor da Antártica as condições de gelo são climatológicas, para poder isolar o efeito devido somente à *região-alvo*.
- As integrações foram executadas com duração de 2 anos, para permitir tempo suficiente de estabilização (spin-up) do modelo.
- O primeiro ano segue o ciclo climatológico de TSM global e cobertura de gelo marinho nos Hemisférios Norte e Sul.
- O segundo ano segue então o ciclo observado de cobertura de gelo marinho durante 1998, no caso do experimento RO+ e 1980 no caso do experimento RO-. O ciclo observado ocorre somente no Mar de Ross, nos demais oceanos ao redor da Antártica a camada de mar congelado segue o ciclo anual climatológico.
- No Círculo Polar Ártico o gelo marinho também foi especificado de acordo com o ciclo climatológico, para evitar possíveis influências inter-hemisféricas.
- A TSM especificada como sendo climatológica em todos os oceanos tanto no primeiro ano quanto no segundo tem o objetivo de eliminar influências devidas à variabilidade da convecção tropical associada às fases quente ou fria do ENOS.

Assim como no experimento de controle, nos experimentos perturbados foram integrados 60 membros do MCGA do CPTEC com resolução horizontal T62 e 28 camadas na vertical. A configuração dos principais processos físicos utilizados nos experimentos perturbados é a mesma do experimento CTRL (ver seção 3.2.2). As 60 condições iniciais foram geradas a partir dos dados das

reanálises ERA40, assim como no experimento CTRL, separadas por 6 horas, abrangendo desde o dia 01 até o dia 15 de fevereiro. Porém, uma vez que cada membro foi integrado por dois anos consecutivos com forçante anômala de gelo marinho apenas no segundo ano, o ano de início é 1997 (imediatamente anterior a 1998), no caso do experimento RO+ e analogamente, 1979, no caso do experimento RO-. Os resultados das integrações foram armazenados em frequência pentadal (médias de 5 dias consecutivos não sobrepostos).

Para evidenciar o impacto que o posicionamento anômalo do LGM no Mar de Ross tem na atmosfera, os resultados dos experimentos perturbados são comparados com a integração de controle do MCGA. A diferença entre o experimento perturbado e o controle configura a *resposta* ou *anomalia* a ser avaliada.

A definição da época do ano que foi avaliada neste trabalho é resultado de dois critérios. O primeiro já foi comentado e é uma seleção com base na simetria, em relação à climatologia, entre as magnitudes das anomalias médias no domínio do Mar de Ross. O período quando isto é verossímil é julho a setembro, que corresponde também ao período climatológico de extensão máxima do gelo marinho no Mar de Ross. O segundo critério proveio da investigação visual cuidadosa, pentada a pentada, do acoplamento dos campos anômalos de calor sensível e pressão em superfície nos experimentos perturbados. Acoplamento neste caso significa que fluxo anômalos positivos (negativos) de calor sensível estavam associados com anomalias negativas (positivas) de pressão em superfície, um efeito conhecido e associado a anomalias no LGM (MITCHELL e HILLS, 1986; SIMMONDS e BUDD, 1991) com Os períodos nos quais estes dois campos se mostraram fortemente acoplados foram: 25 de julho a 08 de outubro (19 pentadas), no caso do experimento RO+, e 10 de julho a 08 de outubro (16 pentadas), no caso do experimento RO-.

A Figura 4.3 ilustra o campo sintético de extensão de gelo marinho resultante da combinação das anomalias observadas e da climatologia. Esta figura exhibe os campos para os meses de julho, agosto e setembro para os experimentos RO+ e RO-.

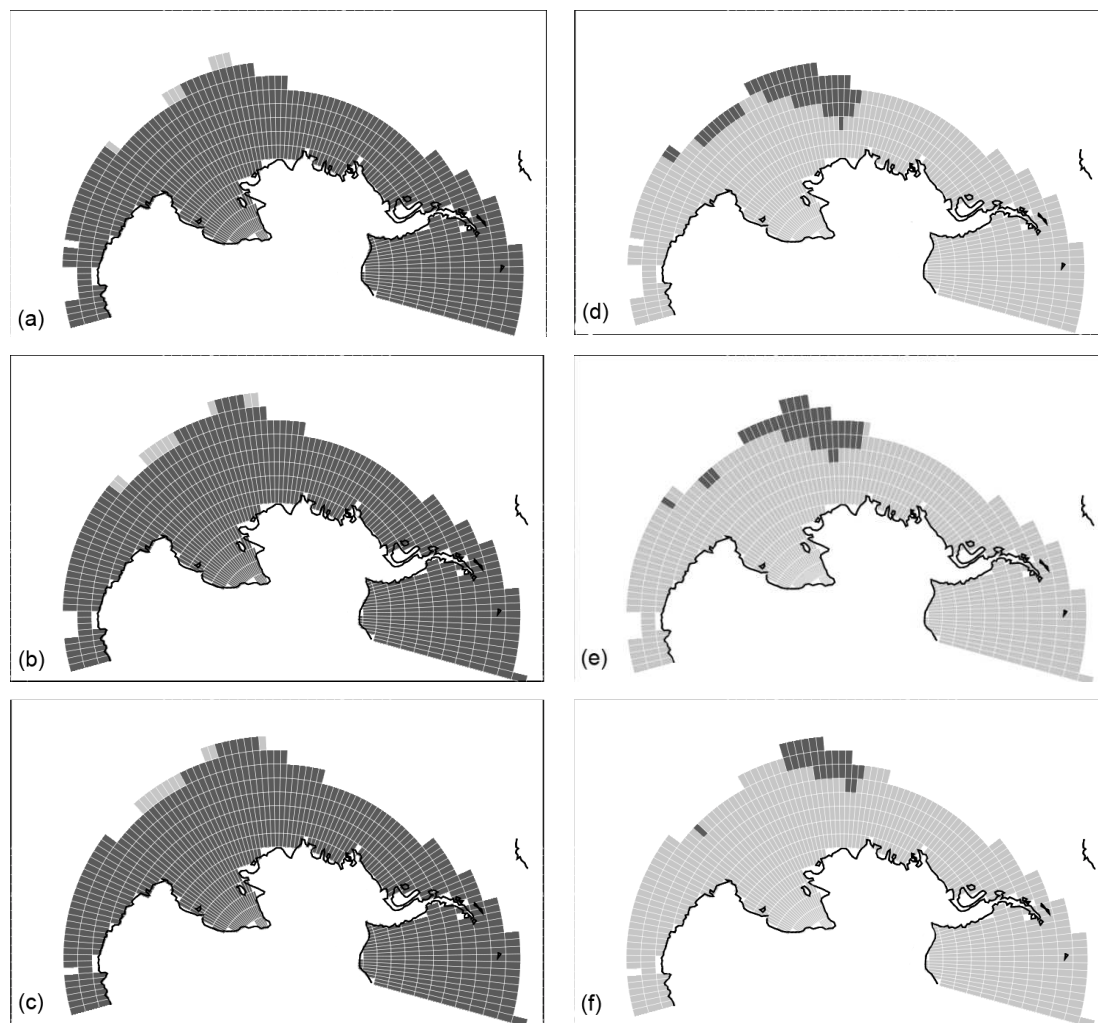


Figura 4.3 – Condição de contorno do gelo marinho utilizada como forçante para os experimentos RO+ e RO-. As células cinza escuro (claro) indicam a camada de gelo marinho climatológico (observada). (a) julho, RO+; (b) agosto, RO+; (c) setembro, RO+; (d) julho, RO-; (e) agosto, RO-; (f) setembro, RO-.

A Tabela 4.1 sumariza as integrações utilizadas neste estudo. Nesta tabela também são descritas as duas integrações auxiliares utilizadas para validação das características climatológicas do MCGA (seções 3.2.2 e 3.5).

Tabela 4.1 – Configurações das integrações utilizadas neste estudo. Todas as integrações possuem resolução horizontal T062 e vertical com 28 camadas.

NOME	EXTENSÃO DA INTEGRAÇÃO	PERÍODO UTILIZADO	NÚMERO DE MEMBROS	FORÇANTE
EXTCTRL	35 anos	JAN/1950 a DEZ/1984	1	TSM climatológica
CTRL	2 anos	FEV/1971 a FEV/1973	60	TSM climatológica
EXTCTRL50	19 anos	JAN/1982 a DEZ/2000	1	TSM observada
RO+	2 anos	FEV/1997 a FEV/1999	60	Anomalia positiva na extensão de gelo marinho.
RO-	2 anos	FEV/1979 a FEV/1981	60	Anomalia negativa na extensão de gelo marinho.

#### 4.2.3 Método para estimar a atividade das ondas

Foi utilizada a abordagem de Plumb (1985) dos fluxos de Eliassen-Palm (EDMON et al., 1980), para avaliar a atividade das ondas associadas aos experimentos perturbados. Este autor derivou uma relação de conservação para ondas quase-estacionárias em um escoamento zonal que pode ser aplicada localmente, ou seja, sem a restrição de avaliar somente a média

zonal. Esta abordagem tem sido utilizada extensivamente tanto em estudos observacionais quanto de modelagem (KAROLY et al., 1989; RAO et al., 2004) mostrando a sua utilidade como uma ferramenta diagnóstica. A componente horizontal da derivação de Plumb (1985) esta definida conforme a relação abaixo:

$$F_s = \sigma \cos \left[ \begin{array}{l} \overline{v}^{*2} - \frac{1}{2\Omega \sin 2\varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (\overline{v}^* \overline{\Phi}^*), \\ -\overline{u}^* \overline{v}^* + \frac{1}{2\Omega \sin 2\varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (\overline{u}^* \overline{\Phi}^*) \end{array} \right] \quad (4.2)$$

Onde  $F_s$  é o fluxo (somente a componente horizontal) da atividade das ondas.  $\sigma$  é a razão entre a pressão e a pressão em superfície,  $u$  e  $v$  são as componentes zonal e meridional do escoamento,  $\Phi$  representa a altura geopotencial e  $T$  a temperatura.  $\Omega$  e  $a$  são a velocidade angular e o raio da Terra, respectivamente.  $S$  é a estabilidade estática média no tempo e em área. Neste estudo usamos a aproximação feita por Quintanar e Mechoso (1995) e assumimos  $S = 6.5 \text{ K.km}^{-1}$ . Nesta Equação, o traço sobre as variáveis indica que estas são uma média no tempo e o asterisco indica desvios da média zonal.

Os fluxos de Eliassen-Palm, representados desta forma, podem ser interpretados como uma estimativa da taxa de transferência da atividade da onda de um local para outro. Considerando-se ondas quase-planas conservativas que variam lentamente,  $F_s$  é paralelo a velocidade de grupo e indica, portanto, a direção preferencial de propagação destas (PLUMB, 1985). A convergência (divergência) horizontal deste vetor indica a existência de fontes (sumidouros) de atividade ondulatória.

#### 4.2.4 A ACP como uma ferramenta de análise de sinal

Nas seções 4.3.4 e 4.4.4 é avaliado o papel que a variabilidade intrínseca do modelo possui na modulação das respostas atmosféricas. Esta avaliação foi feita para as anomalias normalizadas de temperatura em 925 hPa (ATMT925) e altura geopotencial em 925 hPa (ZHMT925). As anomalias foram normalizadas de modo a equalizar a métrica entre regiões do globo que apresentam variabilidades marcadamente distintas, como por exemplo, as latitudes médias e as subtropicais.

Para isto foram utilizadas as técnicas de rotação dos autovetores e reconstrução dos dados originais (ver seção 3.2.3). Depois de identificados os autovetores das anomalias normalizadas de ATMT925, estes sofreram rotação para evidenciar o(s) padrão(ões) local(is) de variabilidade. No caso do geopotencial foi utilizada outra abordagem baseada em ACP devido à ineficácia do método VARIMAX de rotação para esta variável (ver explicação em 3.2.3). A fórmula de síntese (Equação 3.9) foi utilizada para reconstruir os dados somente a partir da primeira componente principal. Este campo sintético foi então subtraído dos dados originais, resultando em um novo conjunto de dados onde a variabilidade devida a primeira componente principal está ausente, portanto filtrados.

#### 4.2.5 Significância estatística dos resultados

Foram utilizados testes de hipóteses para avaliar a significância estatística das diferenças entre a média (anomalias) e a dispersão (variância) dos conjuntos, e também para os valores de correlação.

O teste para igualdade das médias entre duas amostras foi conduzido de acordo com a estatística  $t$  abaixo

$$t = \frac{\bar{x} - \bar{y}}{s \sqrt{1/n_x - 1/n_y}}, \quad (4.3)$$

onde  $s$  é a variância (supostamente a mesma para as duas amostras),  $x$  é a média da primeira amostra e  $y$  a média da segunda amostra. Quando as médias são iguais a estatística  $t$  segue a distribuição T-Student.

Para avaliar a significância estatística das diferenças na dispersão dos membros foi utilizado o teste F. A estatística F para testar a igualdade das variâncias é dada por

$$F = \frac{s_1^2}{s_2^2}, \quad (4.4)$$

onde  $s_1^2$  é a maior das variâncias entre as duas amostras e  $s_2^2$  é a menor. Quando as variâncias são iguais o quociente segue uma distribuição F com  $n_1-1$  e  $n_2-1$  graus de liberdade.

A significância dos valores de correlação pode ser conseguida através da estatística abaixo

$$t_0 = r \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}}, \quad (4.5)$$

Onde  $r$  é o valor da correlação e  $n$  é o número de elementos na amostra. No presente trabalho  $n = 60$  membros. Quando a correlação é nula a estatística  $t_0$  segue a distribuição T-Student.

### **4.3 Influências na atmosfera de uma expansão anômala da camada de gelo no Mar de Ross**



### 4.3.1 Respostas locais e regionais

Os fluxos de calor provenientes do oceano em médias e altas latitudes são importantes fontes de energia para a atmosfera. A Figura 4.4 exibe o padrão das anomalias associadas a uma expansão anômala da camada de gelo no Mar de Ross. O modelo responde com atenuação dos fluxos de calor latente e sensível quando a camada de gelo marinho está anormalmente extensa (experimento RO+). O padrão-resposta para os fluxos de superfície mostra anomalias negativas dos fluxos de calor para a atmosfera, confinadas em uma banda estreita e orientada zonalmente, basicamente entre 63° e 60°S, e 170° e 220°E, com uma porção de anomalias mais intensas posicionada entre 180° e 200°E (Figura 4.4). Em uma média sazonal os mínimos anômalos simulados pelo modelo são  $-116,6 \text{ W.m}^{-2}$ , no caso dos fluxos de calor sensível e  $-80,1 \text{ W.m}^{-2}$ , nos fluxos de calor latente.

É interessante comparar os valores aqui obtidos com o trabalho de (BUDILLON et al., 2000). Estes autores estimaram os fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera no Mar de Ross, utilizando as análises operacionais do ECMWF, no período de 1994 a 1997. Apesar do curto período considerado no estudo, este foi o único trabalho encontrado, dentro da pesquisa bibliográfica efetuada, sobre estimativas de fluxos de calor superficiais no Mar de Ross. Em uma média na área correspondente ao Mar de Ross eles encontraram os valores de  $-53$ ,  $-68$  e  $-58 \text{ W.m}^{-2}$  para os fluxos de calor sensível nos meses de Julho, Agosto e Setembro, respectivamente. Os valores médios dos fluxos de calor latente, para estes mesmos meses, foram estimados em  $-57$ ,  $-56$  e  $-64 \text{ W.m}^{-2}$ , respectivamente. Assim, concluí-se que as anomalias simuladas pelo modelo são substanciais, quando comparados aos valores estimados no trabalho de Budillon et al. (2000).

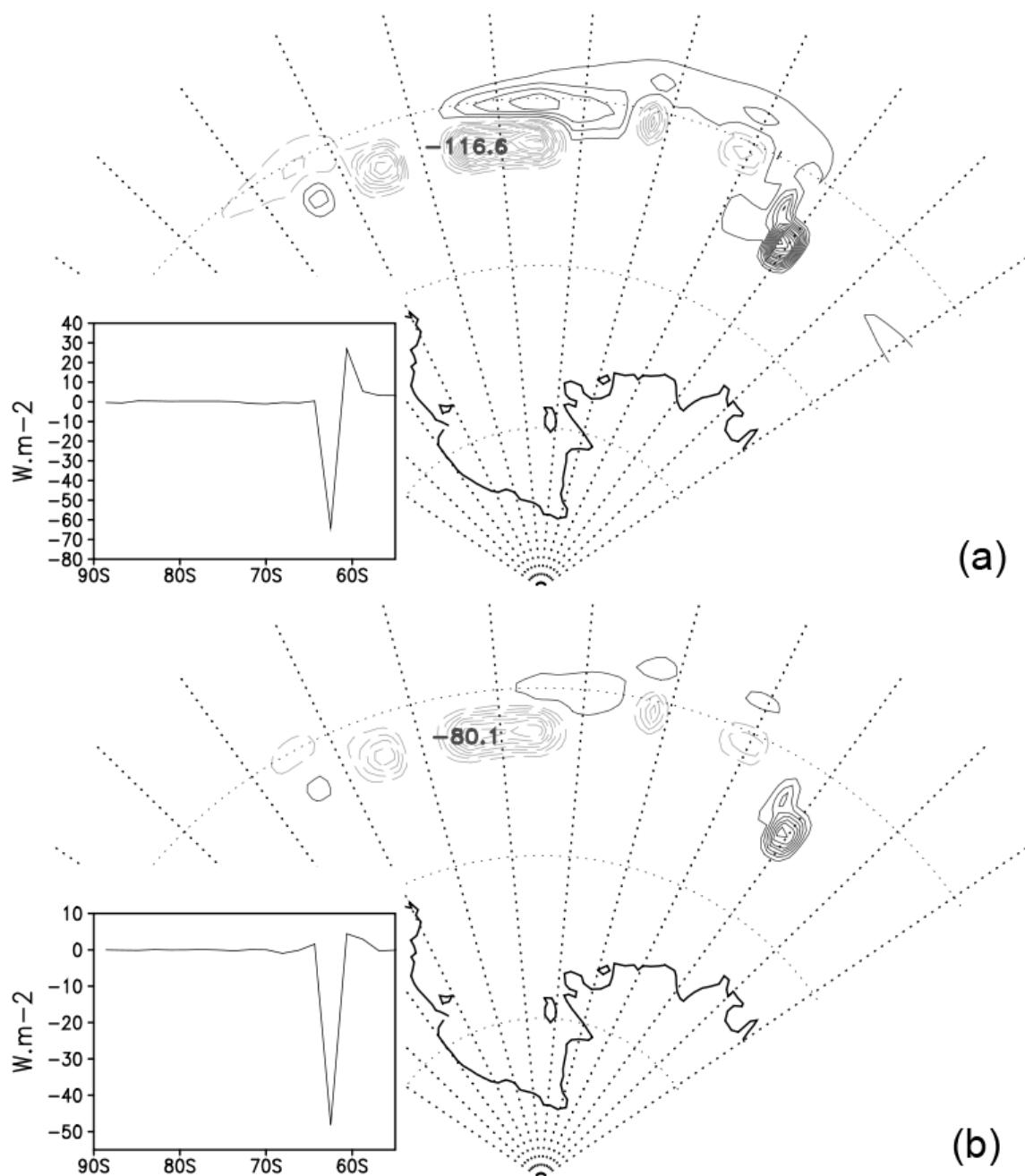


Figura 4.4 - Fluxos anômalos de (a) calor sensível e (b) latente. Os contornos estão dispostos a cada  $10 \text{ W.m}^{-2}$ . Os números sobre as isolinhas indicam a posição e o valor dos mínimos. O painel menor mostra o perfil médio zonal entre os limites do Mar de Ross.

Uma característica notável do padrão-resposta apresentado é a presença de anomalias de sinal oposto ao norte do LGM, principalmente no caso dos fluxos

de calor sensível. Os perfis em uma média zonal demonstram bem esta característica. Os valores simulados pelo modelo são um mínimo de quase  $-70 \text{ W.m}^{-2}$  e um máximo de aproximadamente  $30 \text{ W.m}^{-2}$  no caso dos fluxos de calor sensível. Para o caso dos fluxos de calor latente, o mínimo equivale a aproximadamente  $-50 \text{ W.m}^{-2}$  e o máximo não atinge  $5 \text{ W.m}^{-2}$ . Esta característica não é exclusiva deste experimento e já foi identificada em diversos outros estudos que avaliaram o efeito de anomalias de gelo marinho na atmosfera (p.e., MITCHELL; HILLS, 1986; SIMMONDS; BUDD, 1991; MAGNUSDOTTIR et al., 2004).

A explicação para o aparecimento de anomalias de sinal contrário ao norte do LGM está associada ao transporte em sentido norte. Suponha-se a existência de uma área oceânica coberta com gelo em excesso. Devido à propriedade isolante exercida pelo gelo, a atmosfera logo acima se torna então mais fria. A advecção deste ar mais frio e seco para oceano aberto causa então uma liberação súbita de calor por parte do oceano, resultando então em anomalias de sinal oposto aquele sobre a anomalia de gelo. O raciocínio é análogo para uma situação de cobertura de gelo oposta, ou seja, ausência da camada de gelo marinho. A extensão de gelo marinho ao redor da Antártica é uma região particularmente favorável para advecção para o oceano mais ao norte, pois a Antártica é caracterizada por ventos catabáticos, que sopram constantemente montanha abaixo, criando um fluxo constante de massa para o norte, além do continente (BROMWICH; PARISH, 1998).

As anomalias nos fluxos de calor sensível excedem em magnitude as anomalias dos fluxos de calor latente. Isto ocorre porque nas parametrizações, normalmente utilizados nos modelos, os fluxos de calor sensível são proporcionais à diferença entre a temperatura da superfície e o ar logo acima (normalmente 10m), enquanto que nos fluxos de calor latente esta proporcionalidade é dada pela diferença entre a umidade específica de saturação na superfície e a umidade específica do ar. Nas latitudes polares além do ar ser bastante seco as temperaturas são muito baixas, um estado

atmosférico que permite somente pressões de saturação de vapor muito pequenas e, portanto taxas de evaporação igualmente pequenas. Sobre o gelo marinho, assim como em qualquer superfície coberta com gelo ou neve, as temperaturas são mais baixas devido a pouca energia solar disponível para aquecimento da superfície, pois grande parte foi refletida pela superfície branca. O oceano por outro lado permite que a energia solar penetre a camada superficial aquecendo-a. Quando o gelo marinho é removido o aumento da temperatura não é o suficiente para produzir um aumento significativo da pressão de saturação de vapor, de modo que as taxas de evaporação permanecem baixas.

Esta característica está em acordo com resultados de estudos anteriores que também investigaram o efeito que variações na camada de gelo marinho têm na atmosfera (p.e., SIMMONDS; BUDD, 1991; ALEXANDER et al., 2004). A proporção entre estes dois fluxos de calor, no entanto difere entre os diversos estudos. Simmonds e Budd (1991) encontraram que os fluxos de calor latente são tipicamente da ordem de 1/3 da magnitude dos fluxos de calor sensível. Alexander et al. (2004), por sua vez, obtiveram resultados mostrando que a magnitude dos fluxos de calor sensível é aproximadamente o dobro daquela associada aos fluxos de calor latente. Em relação ao presente experimento (RO+), a razão entre as magnitudes das anomalias de calor sensível e latente é de aproximadamente 1.5.

O padrão espacial da resposta da temperatura próxima à superfície é exibido na Figura 4.5. Os contornos indicam as anomalias da temperatura absoluta em 925 hPa (ATMT925) e os sombreados da temperatura absoluta a 2 metros (TP2M). De forma consistente com as anomalias negativas nos fluxos em superfície, vemos que a atmosfera responde com uma queda da temperatura próxima à superfície. Isto demonstra que o modelo está de fato simulando o efeito tampão exercido pelo gelo marinho, i.e., uma maior cobertura de gelo atenua a liberação do calor armazenado pelo oceano, abaixando a temperatura da atmosfera no local onde o gelo marinho se encontra em excesso.

De modo geral, as anomalias mais intensas na temperatura são posicionadas exatamente sobre as anomalias negativas nos fluxos de superfície devido ao excesso de gelo (Figura 4.4). No caso da ATMT925, podem ser identificadas, entretanto anomalias em outras regiões da camada de gelo marinho, onde não há alterações nos fluxos de superfície. Aparentemente, esta característica se deve à advecção do ar frio pelos ventos predominantes na região, conforme sugerido pelos ventos climatológicos em baixos níveis (925 hPa) exibidos na Figura 4.5.

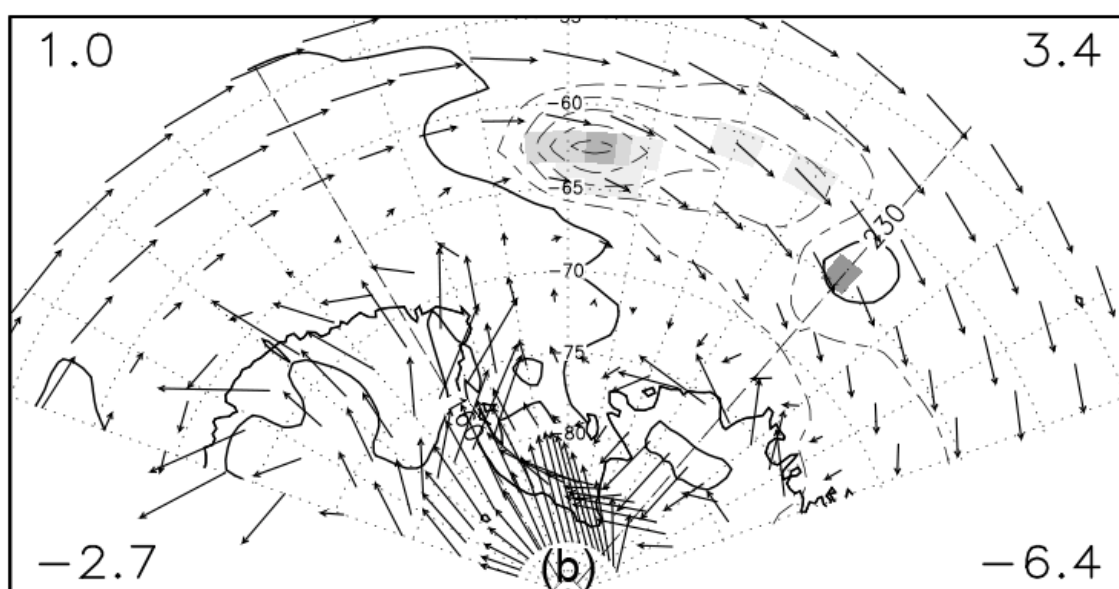


Figura 4.5 – Resposta média da temperatura. Os pontos de grade sombreados mostram TP2M, sendo que sombreados claros (escuros) indicam valores negativos (positivos). Os contornos indicam a ATMT925, com intervalos de 0,5°C. O número superior (inferior) direito (esquerdo) indica o valor máximo (mínimo) das anomalias de TP2M (ATMT925) no domínio da figura. Os vetores representam o escoamento climatológico em 925 hPa do modelo (CTRL) em  $m.s^{-1}$ .

Ao avaliar o perfil vertical das anomalias de temperatura, nota-se que as anomalias são mais intensas quanto mais próximas da superfície (Figura 4.6). A penetração vertical é rasa, sendo que as anomalias ficam basicamente

restritas a camada entre 1000 a 850 hPa, denominada daqui em diante como camada limite planetária (CLP). A 2 metros a resposta mostra anomalias negativas onde o mínimo atinge -6,4 graus, e -2,7 graus em 925 hPa, ou seja um decréscimo de aproximadamente 50% na magnitude da anomalia. Em 750 hPa já não há mais vestígios das anomalias e acima deste nível as anomalias são positivas.

O continente Antártico é caracterizado por uma forte inversão continental devido ao forte déficit de energia na superfície (BROMWICH; PARISH, 1998). Na camada de mar congelado que cerca o continente esta camada de inversão está presente, porém enfraquecida. Sobre o gelo marinho o balanço de energia não é dominado pelos termos radiativos, pois o oceano contribui com fluxos de calor sensível e latente. O efeito evidente do frio excessivo acumulado na CLP seria acentuar e aprofundar esta camada de inversão, principalmente na região onde o LGM foi perturbado.

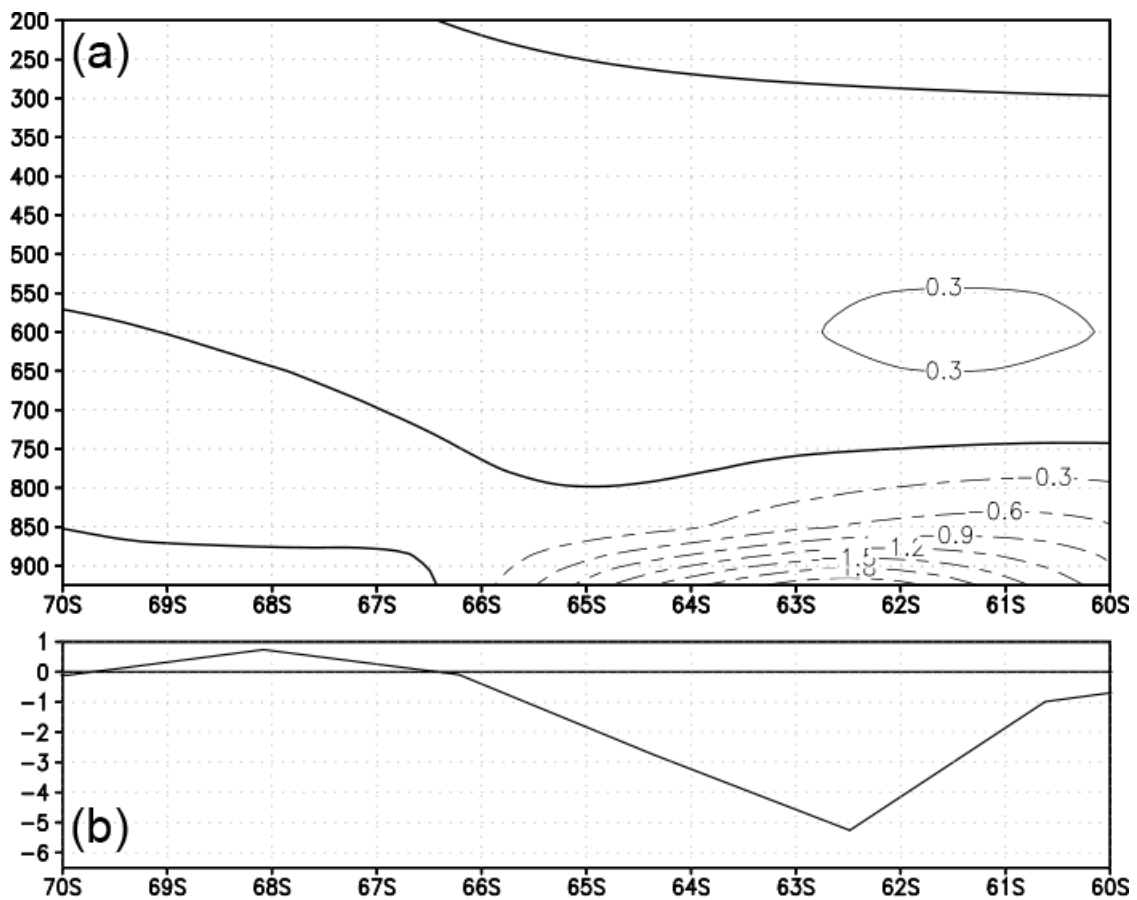


Figura 4.6 – (a) Estrutura vertical da resposta de ATMT no experimento RO+. (b) Perfil da resposta de TP2M. As duas variáveis são uma média zonal entre as longitudes de 188°E e 192°E.

O padrão-resposta associado ao campo de pressão em superfície (PSMT) mostra uma anomalia positiva de pressão abrangendo basicamente desde 170°E a 160°W. O centro desta região de alta pressão atinge anomalias da ordem de 3 hPa. Este setor foi aquele que apresentou as anomalias negativas mais expressivas nos fluxos de calor em superfície (Figura 4.4), portanto o aumento de pressão apresentado pelo modelo está diretamente relacionado com o excesso da camada de gelo marinho. Os vetores mostram ainda uma circulação anticiclônica associada à anomalia de PSMT.

As anomalias no campo de pressão, além de fisicamente consistentes, são também estatisticamente significativas em um nível de significância de 1%, de

acordo com um teste T-Student para diferença entre médias. O mecanismo físico é bastante conhecido: a camada de gelo marinho em excesso resfria a atmosfera localmente, implicando em um ar mais denso. Outros autores têm encontrado resultados análogos (HONDA et al., 1999; ALEXANDER et al., 2004).

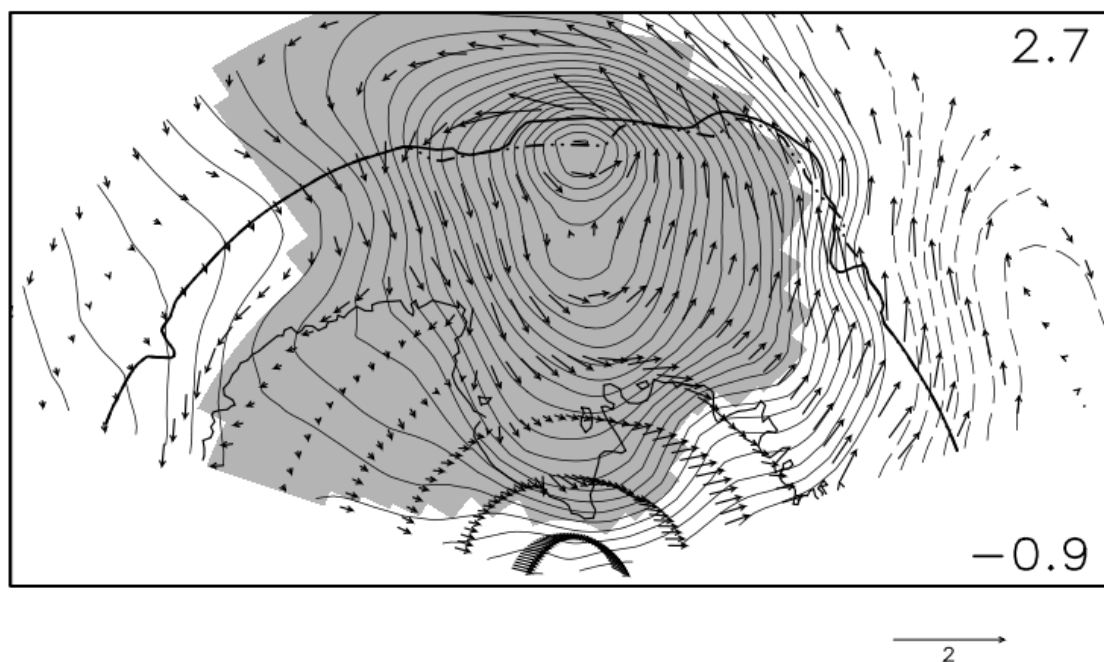


Figura 4.7 – Resposta média de PSMT (contornos) e circulação em 925 hPa (vetores). A região cinza indica os valores das anomalias de PSMT com significância estatística superior a 99%. Os contornos estão dispostos em intervalos de 0,1 hPa. O número superior (inferior) direito indica o valor máximo (mínimo) das anomalias de pressão em superfície no domínio da figura.



A Figura 4.8 mostra a estrutura vertical anômala de ZHMT simulada pelo modelo no experimento RO+. As variáveis exibidas são uma média entre 188°E e 192°E, faixa de longitudes que cerca o máximo nas anomalias de temperatura. Verifica-se que de maneira geral as anomalias são positivas, indicando um aumento da pressão na coluna atmosférica. O perfil de PSMT (Figura 4.8b) exhibe anomalias que atingem magnitudes um pouco superiores a 2,0 hPa sobre a região onde o LGM foi perturbado. O geopotencial mostra anomalias próximas à superfície da ordem de 16 hPa, aproximadamente da mesma ordem das anomalias em médios e altos níveis. Entre estes dois setores do perfil vertical configura-se uma camada intermediária com anomalias de ZHMT de menor magnitude, indicando uma camada de baixa pressão relativa. Comparando-se a Figura 4.8 e a Figura 4.6 percebe-se que esta camada está relacionada ao aumento anômalo da temperatura com a altura, provocado por sua vez, pela extensão anômala de gelo marinho.

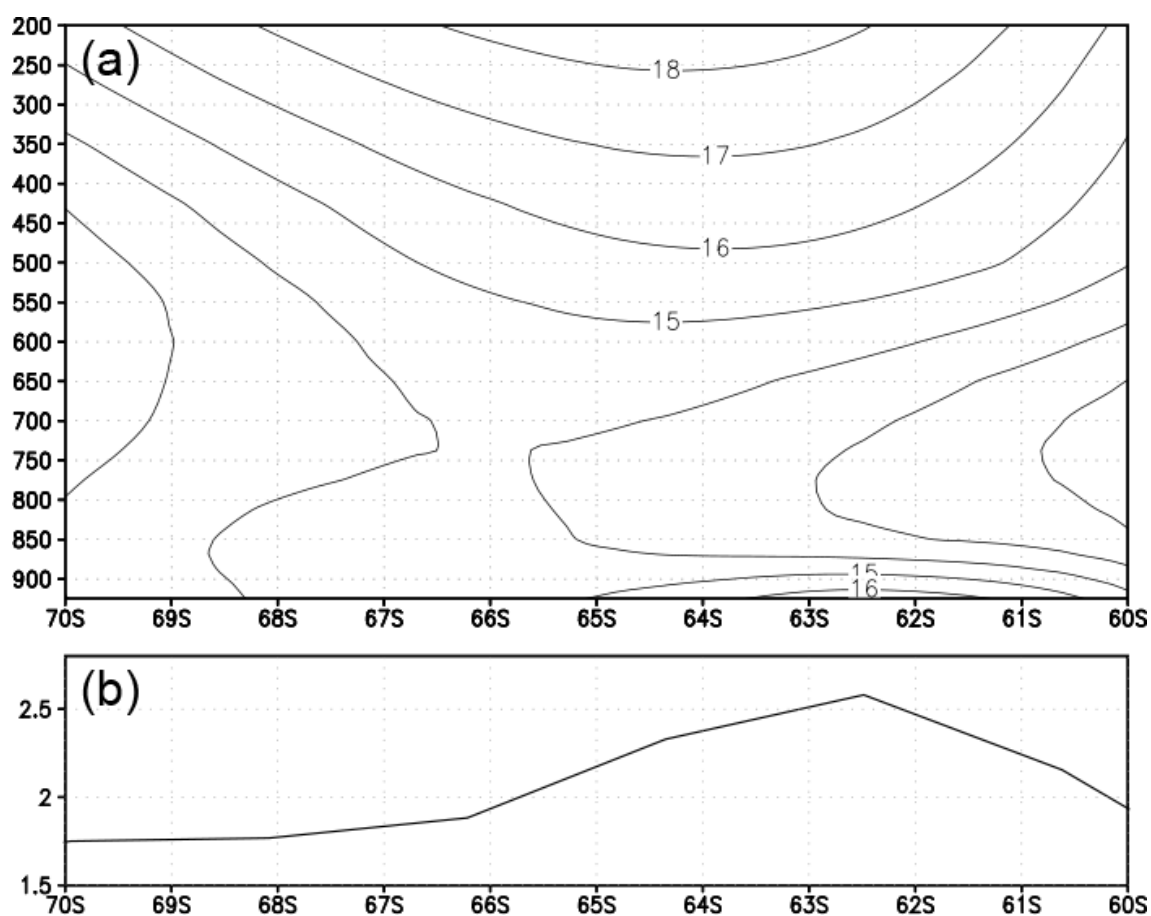


Figura 4.8 – (a) Estrutura vertical da resposta de ZHMT no experimento RO+. (b) Perfil da resposta de PSMT. As duas variáveis são uma média zonal entre as longitudes de 188 $^{\circ}$ E e 192 $^{\circ}$ E.

O padrão anômalo da precipitação é exibido na Figura 4.9. Anomalias negativas da ordem de  $-1,0 \text{ mm.dia}^{-1}$  posicionam-se exatamente sobre a cobertura excessiva de gelo indicando precipitação reduzida nesta região. Esta é uma resposta fisicamente consistente uma vez que os resultados mostram que a camada de gelo em excesso inibe os fluxos de calor do oceano, resfriando ainda mais a camada em contato com a superfície e estabilizando, portanto a parte inferior da coluna atmosférica. Imediatamente ao norte da região perturbada o modelo simula anomalias positivas de precipitação, consistente com os fluxos anormalmente intensos.

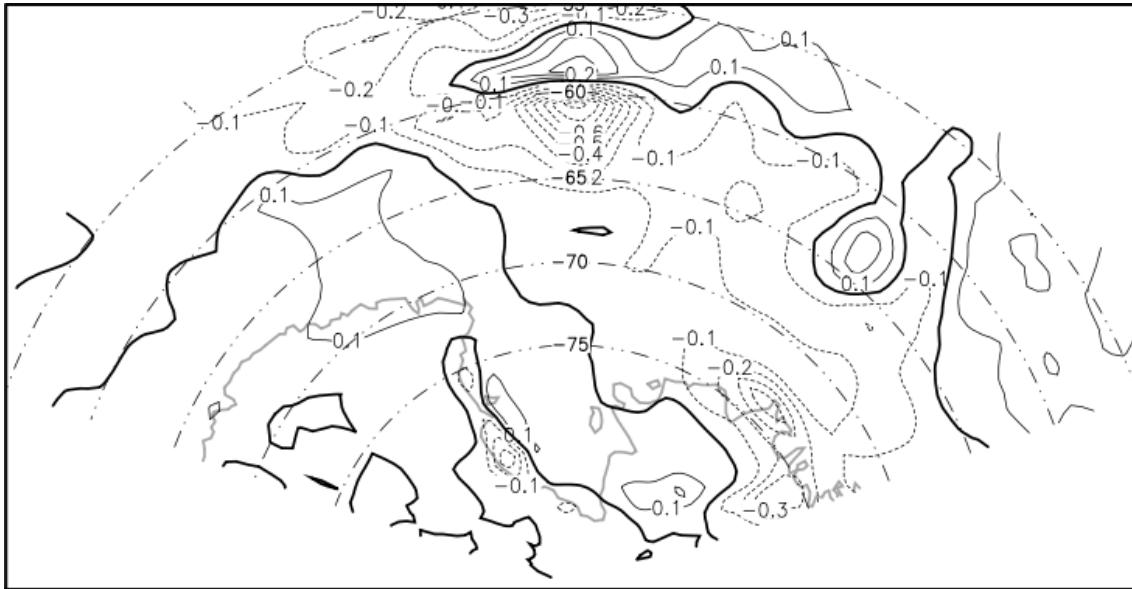


Figura 4.9 – Resposta média da precipitação em mm.dia<sup>-1</sup>.

#### 4.3.2 Respostas em escala hemisférica

Ao avaliar a resposta atmosférica na PSMT em um domínio hemisférico observa-se que, além de as anomalias posicionadas diretamente sobre a região perturbada do LGM, também existem anomalias, da mesma ordem de grandeza, em regiões distantes do Mar de Ross (Figura 4.10). As anomalias foram testadas quanto a sua significância estatística de maneira que podemos avaliar quais destas respostas remotas são significativas do ponto de vista estatístico. A Figura 4.10 também exhibe a resposta atmosférica associada à altura geopotencial em 925 hPa (ZHMT925). Verifica-se que as duas variáveis apresentam padrões de respostas bastante semelhantes, inclusive em relação às áreas de significância. Assim sendo assume-se que a variável ZHMT925 pode ser utilizada como sendo representativa da pressão em superfície.

As regiões remotas que se destacam são o Mar de Weddell, o oeste do Oceano Índico, e a região das Altas Subtropicais do Pacífico e Atlântico Sul. Há também indícios, apesar do baixo nível de confiança do teste (apenas 30%), de

que o Pacífico Central Subtropical possa estar relacionado também a um posicionamento avançado do LGM no Mar de Ross.

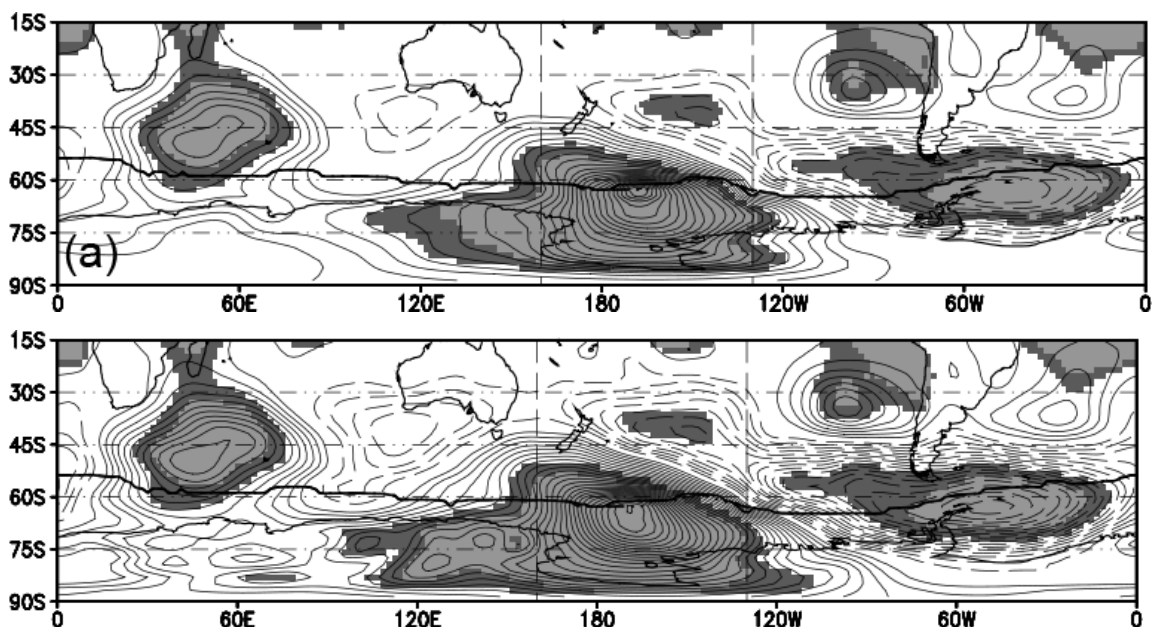


Figura 4.10 – (a) Resposta média de PSMT para o experimento RO+ em um domínio hemisférico. Os contornos estão dispostos a cada 0,1 metro. (b) Resposta média de ZHMT925 para o experimento RO+ em um domínio hemisférico. Os contornos estão dispostos a cada 1 metro. O sombreado escuro (claro) indica um nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross.

Nos níveis médios e altos da atmosfera, 500 e 200 hPa respectivamente, pode-se notar que a o padrão das anomalias é bastante semelhante aquele observado em superfície (Figura 4.11). A magnitude das anomalias, porém aumenta com a altura, configurando uma estrutura vertical barotrópica equivalente. Este resultado mostra que as anomalias da circulação de grande escala tendem a se configurar em uma estrutura barotrópica equivalente. (ALEXANDER et al., 2004) encontraram resultados análogos ao investigarem também o efeito na atmosfera de uma camada mais extensa de gelo marinho no Hemisfério Norte. Este resultado não é surpreendente uma vez que no

Hemisfério Sul os principais modos de variabilidade da circulação são estruturas barotrópicas equivalente, como, por exemplo, o PSA (MO; GHIL, 1987) ou o ADP (YUAN; MARTINSON, 2000).

No cinturão de latitudes médias e altas (entre 40°S e 75°S) a configuração predominante é de uma onda 2, tanto em 500 quanto em 200 hPa. Um dos pares crista-cavado anômalo localiza-se no Oceano Índico, com a crista posicionada ao sul-sudeste da África e o cavado a sudoeste da Austrália. O segundo par crista-cavado da configuração de onda 2 possui maior dimensão e amplitude, e alastra-se pelos Oceanos Pacífico e Atlântico. A crista posiciona-se centrada sobre a região de perturbação do LGM e o cavado posiciona-se a leste, estendendo-se na direção zonal desde o Pacífico Sudeste até o Atlântico Sul. Em latitudes subtropicais e tropicais embora não haja um padrão de onda bem definido, chamam a atenção centros anômalos no Pacífico Central, a sudoeste da Austrália e na região da Alta Subtropical do Pacífico Sul.

A anomalia positiva em 500 hPa no Mar de Ross aparece mais intensa e ligeiramente deslocada para sudoeste que sua contrapartida em superfície. Em seu centro esta anomalia atinge mais de 15 metros. Em 200 hPa a magnitude da anomalia nesta região aumenta para mais de 20 metros, embora o posicionamento em relação a 500 hPa não mude. Isto sugere que a oscilação na atmosfera livre é mais intensa que próximo à superfície. Duas outras extensas regiões apresentam anomalias que se estendem desde a superfície até 200 hPa. Uma delas abrange os Mares de Bellingshausen e Weddell, e a outra se localiza no oeste do Oceano Índico.

Interessante notar que a anomalia negativa no Pacífico Central, que próximo à superfície não tinha alta significância estatística, em médios e altos níveis passa a ser altamente significativa. Por outro lado, a anomalia posicionada na região da Alta Subtropical do Pacífico Sul apresenta característica oposta, perdendo significância em médios e altos níveis da troposfera.

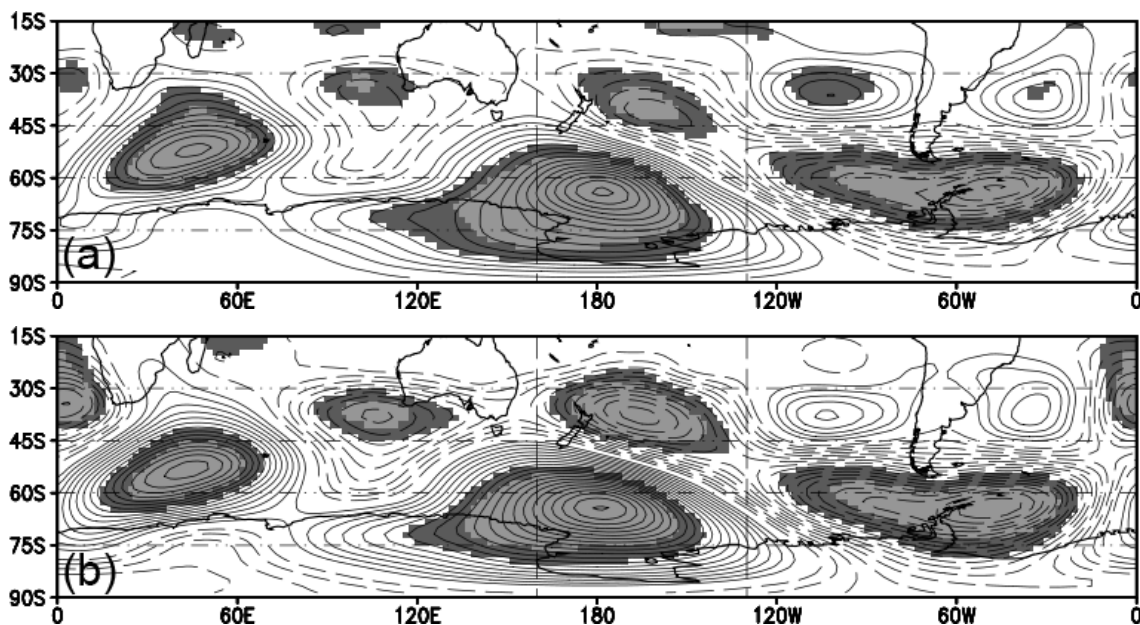


Figura 4.11 – Resposta média em um domínio hemisférico de (a) ZHMT500 e (b) ZHMT200 para o experimento RO-. Os contornos estão dispostos a cada 1 m. O sombreado escuro (claro) indica um nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross.

A Figura 4.12 mostra a componente horizontal do fluxo da atividade das ondas planetárias ( $F_s$ ) e o campo anômalo de geopotencial em 925 hPa. O objetivo é avaliar o panorama hemisférico da atividade das ondas planetárias e verificar se há alguma atividade associada à perturbação no LGM. Esta variável foi computada a partir do campo-resposta média no tempo e média entre os membros. Abordagem similar foi empregada por Plumb (1985) e Karoly et al. (1989), onde o fluxo foi calculado simplesmente a partir do campo quase-estacionário climatológico, i.e., o campo climatológico após a média zonal haver sido subtraída. Os contornos na Figura 4.12 indicam o campo resposta do geopotencial em 925 hPa, que conforme já visto se mostra bastante similar, em termos da configuração espacial das anomalias, ao campo de pressão em superfície Figura 4.10.

A atividade mais intensa, conforme indicada pelo comprimento dos vetores, se localiza no Pacífico Central, orientada em uma banda noroeste-sudeste. Toda esta atividade está relacionada ao intenso gradiente de geopotencial devido à alta pressão no Mar de Ross e a uma banda de baixas pressões a nordeste desta. Uma vez que os resultados indicam que a região de alta pressão em superfície foi formada a partir da perturbação no LGM, concluímos que a atividade citada se deve ao excesso de cobertura de gelo marinho no Mar de Ross. A direção e o sentido dos vetores indicam que a atividade das ondas tende a se propagar para nordeste rumo às latitudes extratropicais e subtropicais. A segunda região de atividade mais intensa é o setor centro-oeste do Oceano Índico.

A região das altas subtropicais também apresenta atividade de ondas, que deve, no entanto ser interpretada cautelosamente. Primeiro porque  $F_s$  é derivado sob a hipótese geostrófica e, portanto a sua validade é questionável em baixas latitudes. Também porque as anomalias na região das altas subtropicais não são significativas.

Karoly et al. (1989) e Quintanar e Mechoso (1995) calcularam o fluxo de atividade das ondas estacionárias para os escoamentos climatológicos de inverno no Hemisfério Sul. Os resultados deles mostram em geral que a maior fonte de atividade de onda estacionária está no Oceano Índico, com uma propagação zonal em direção ao sul da Austrália e uma propagação para o equador entre 150° e 180°E. Esta fonte se localiza próxima ao jato e também à região de máxima atividade das trilhas de tempestades do Hemisfério Sul (ver figura 2, painel direito, do trabalho de Karoly et al., 1989).

Os presentes resultados mostram uma região de origem de atividade de ondas no Oceano Índico e propagação zonal para leste, no cinturão de médias e altas latitudes, assim como na climatologia. No setor do Oceano Índico, a sudoeste

da Austrália, no entanto, a atividade é bastante atenuada tornando a aparecer no Pacífico Sudoeste, mas desta vez indicando atividade propagação para a região polar, a oeste do Mar de Ross. A propagação equatorial ocorre a leste da linha de data, portanto deslocada para leste em comparação à climatologia, e está associada à perturbação imposta no LGM.

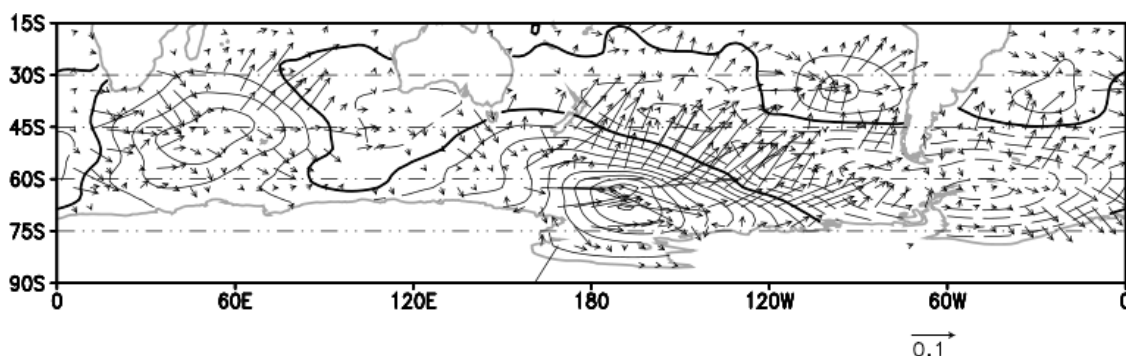


Figura 4.12 – Componente horizontal da atividade das ondas quasi-estacionárias e resposta média de ZHMT925 para o experimento RO+. As duas variáveis estão mascaradas sobre os continentes. A seta no canto inferior direito representa a escala associada aos vetores.

O fluxo da atividade das ondas planetárias ( $F_s$ ) associado ao campo anômalo de geopotencial em 500 e 200 hPa é exibido na Figura 4.13. O padrão da atividade das ondas em níveis médios e altos confirma as avaliações feitas a partir do campo anômalo de ZHMT925. A maior fonte de atividade está aparentemente associada à perturbação no LGM, devido à formação de um anticiclone anômalo. O Oceano Índico aparece novamente como uma fonte secundária de atividade de ondas. Parte desta atividade propaga-se para nordeste e parte para sudeste.



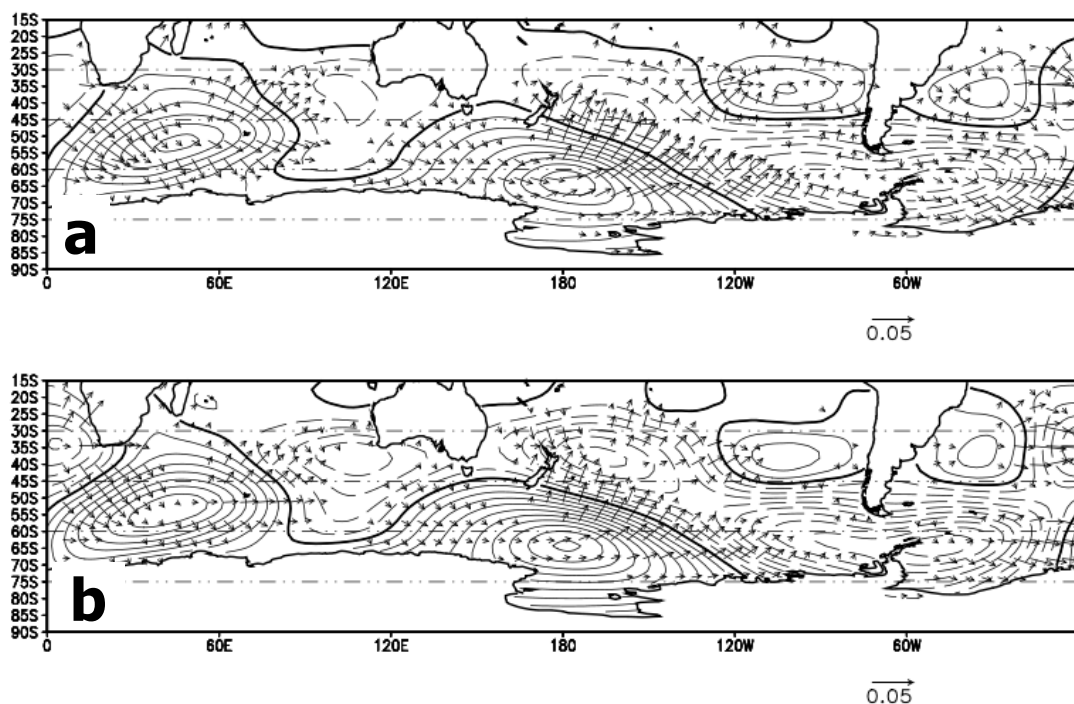


Figura 4.13 – Resposta de ZHMT em (a) 500 e (b) 200 hPa para o experimento RO+ em um domínio hemisférico. A resposta é a média entre os membros e média dentro do período de estudo. Os contornos estão dispostos a cada 2 metros.

A Figura 4.14a mostra o escoamento médio zonal em 200 hPa (UVMT200) da rodada de controle entre 25 de julho e 08 de outubro. Os contornos e sombreados são os mesmos da Figura 3.8 para facilitar a comparação. Neste período, as principais características do escoamento climatológico de julho (Figura 3.8c) estão presentes, como por exemplo, um máximo de  $45 \text{ m.s}^{-1}$ , imediatamente ao sul de  $30^\circ\text{S}$ , sobre o Pacífico Subtropical Central e Oeste, a leste da Austrália. Outras características notáveis do escoamento zonal médio entre 25 de julho e 08 de outubro são: i) um máximo em torno de  $45 \text{ m.s}^{-1}$  a oeste-sudoeste da Austrália, ao sul de  $30^\circ\text{S}$ ; ii) uma região com velocidades de  $40 \text{ m.s}^{-1}$  sobre o setor sul da América do Sul.

A resposta média de UVMT200 (Figura 4.14b) mostra uma grande região de anomalias negativas posicionada em latitudes médias, imediatamente ao norte

da região onde o LGM foi perturbado. Esta grande região de anomalias negativas indica que o escoamento atmosférico de oeste se enfraquece em resposta a um avanço na camada de mar congelado no Mar de Ross. Esta resposta é consistente com a presença de uma circulação anticiclônica em altos níveis (Figura 4.11) no Mar de Ross. Ao norte da Nova Zelândia, em latitudes subtropicais, o escoamento zonal apresenta uma resposta oposta, i.e., mostra uma anomalia positiva nos ventos de oeste na região do máximo climatológico do modelo e ao norte desta, indicando portanto um fortalecimento do jato subtropical no Hemisfério Sul. A região próxima à América do Sul apresenta um padrão geral oposto àquele observado no Pacífico Central: um fortalecimento do escoamento de oeste em latitudes extratropicais e um enfraquecimento em latitudes subtropicais.

É importante recordar que os jatos atuam como guias de onda para as perturbações atmosféricas, condicionando-as a se propagarem por regiões preferenciais, especialmente durante o inverno (AMBRIZZI et al., 1995). Desta maneira, uma cobertura excessiva de gelo no Mar de Ross parece estar associada a modificações do escoamento de oeste, alterando desta forma a característica destes guias de onda.

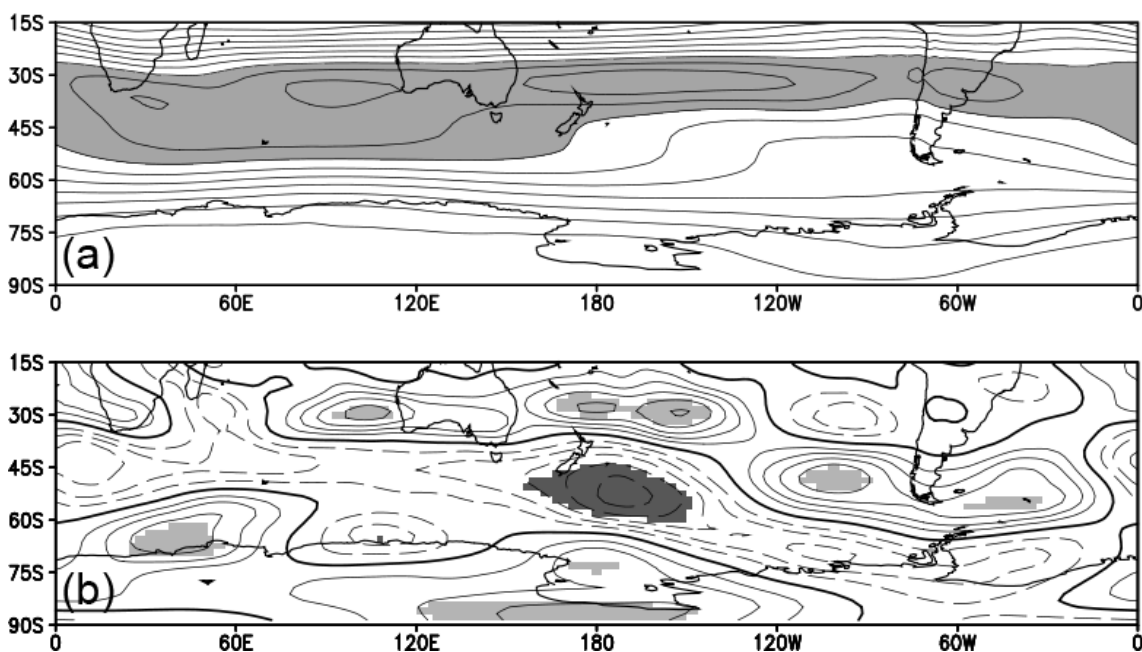


Figura 4.14 – (a) Climatologia do escoamento zonal em 200 hPa conforme representado pelo MCGA. Média entre o período de 25 de julho a 08 de outubro. Contornos a cada  $1.0 \text{ m.s}^{-1}$ . (b) Diferença entre os escoamentos zonais dos experimentos RO+ e CTRL. Os contornos estão a cada  $0.2 \text{ m.s}^{-1}$ . As regiões sombreadas indicam as anomalias estatisticamente significativas em um nível de 10%.

A Figura 4.15 mostra a resposta média da componente meridional do vento em 200 hPa (VVMT200). Comparando-se, por exemplo, a Figura 4.11b com a Figura 4.15a nota-se que as anomalias na componente meridional estão diretamente relacionadas ao padrão anômalo de ZHMT200. Uma vez que este último apresentou uma estrutura barotrópica, é razoável assumir que o padrão-resposta de VVMT200 também é barotrópico. Assim, as respostas em níveis médios e em superfície não serão exibidas ficando, portanto, a análise restrita ao nível de 200 hPa.

O Mar de Ross exhibe anomalias positivas no limite leste e negativas no limite oeste. Esta configuração indica que, em média, a leste do Mar de Ross ocorre

um transporte meridional anômalo de ar mais frio dos pólos para latitudes mais baixas. Este transporte é oposto ao comportamento climatológico simulado pelo modelo (Figura 4.15b). À oeste do Mar de Ross a anomalia negativa reforça o transporte climatológico exibido pelo modelo, portanto acentuando a transferência de calor para o pólo sul. Outras anomalias significativas podem ser identificadas no Oceano Índico e no Mar de Weddell, também consistentes com o padrão-resposta apresentado pela circulação de grande escala. No Mar de Weddell, onde a circulação meridional climatológica aponta para um transporte preferencial no sentido do equador, a anomalia é negativa indicando, portanto um enfraquecimento da circulação climatológica. A característica geral do cinturão circumpolar entre 75°S e 45°S é de onda 2, consistentemente com os resultados das anomalias de ZHMT200.

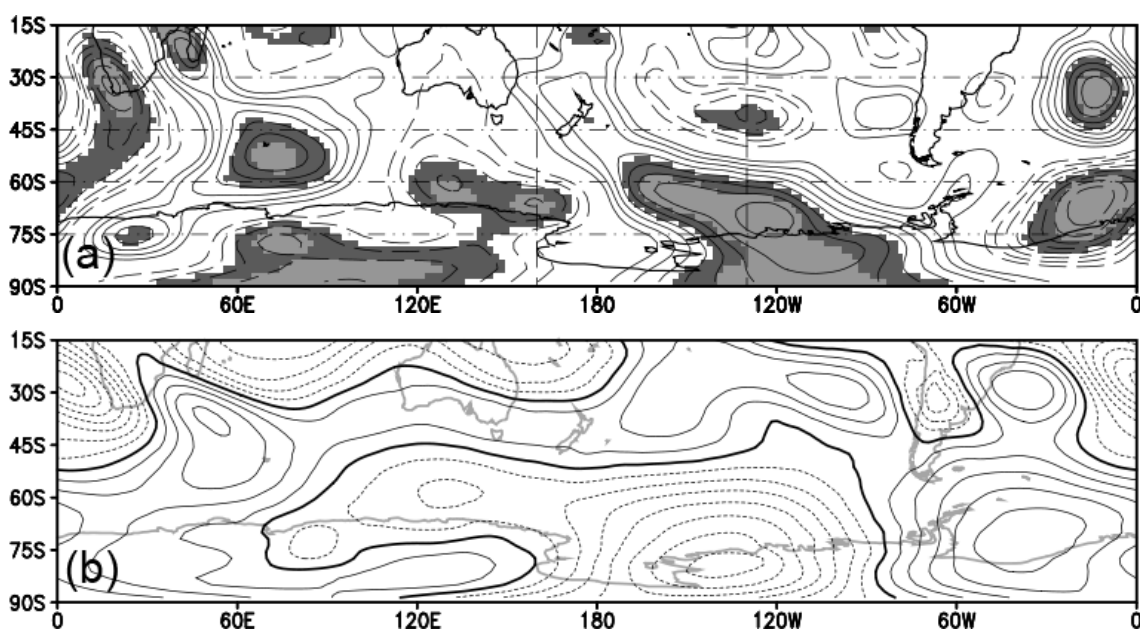


Figura 4.15 – (a) Resposta média de VVMT200 para o experimento RO+. Contornos a cada 0,1 m. O sombreado escuro (claro) indica um nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross. (b) VVMT200 médio para a integração CTRL. Contornos a cada 1 m.

### 4.3.3 Avaliação das diferenças entre a dispersão dos conjuntos

Esta seção avalia e discute as diferenças entre a dispersão do conjunto RO+ e a dispersão do CTRL, para as variáveis VVMT200 e ZHMT925. Diferenças no desvio padrão estão associadas a diferenças na dispersão entre os membros, sugerindo mudanças na distribuição das probabilidades de ocorrência dos valores de geopotencial. Porém, devido à metodologia empregada, as anomalias apresentadas podem também estar associadas a diferenças na sequência temporal das pentadas dentro do período de estudo. Para obter as diferenças (e suas respectivas significâncias), entre o experimento e o CTRL, foram utilizadas todas as pentadas dentro do período considerado, totalizando 960 (16 pentadas X 60 membros) pentadas. Esta abordagem metodológica implica que as diferenças podem estar exibindo também características pertencentes a uma escala de variabilidade de mais alta frequência (períodos superiores a cinco dias), diferentemente do panorama exposto na seção anterior (4.3.2), onde as diferenças na média dos conjuntos representam um comportamento médio de baixa frequência.

Além disso, conforme visto na seção 3.5 as trilhas de tempestades, quando interpretadas através do desvio padrão da componente meridional do vento, são um reflexo da atividade baroclínica subjacente. Assim, conclui-se que ao avaliar as anomalias da dispersão se está avaliando primariamente as alterações potenciais nos padrões de atividade sinótica associadas com anomalias na cobertura de gelo.

A Figura 4.16 apresenta o padrão hemisférico das diferenças entre o desvio padrão de VVMT200 do CTRL e do experimento RO+. O painel superior mostra a climatologia do desvio padrão do modelo durante o período considerado. As maiores áreas exibindo comportamento anômalo estão posicionadas no setor centro-oeste do Mar de Ross e a leste deste, no Mar de Amundsen, onde há duas grandes regiões com anomalias significativas e com sinal positivo

exibindo máximos da ordem de 7 e 11  $\text{m.s}^{-1}$ , respectivamente. Este resultado indica uma maior atividade dos transientes de escala sinótica nestas duas regiões. Diferenças oeste-leste no desvio padrão climatológico indicam que a anomalia positiva a leste tem um peso relativo maior, uma vez que ocorre em uma região com menor atividade transiente climatológica.

Uma segunda região importante é o Pacífico Central, em 45°S. Podem ser vistas duas regiões de anomalias negativas, posicionadas em uma região onde a variabilidade interna do CTRL exibe um setor de mínimo, indicando, portanto, que esta característica climatológica do modelo é acentuada quando a cobertura de gelo marinho é excessiva no Mar de Ross.

Na América do Sul, pode ser identificada uma sequência de quatro centros anômalos, orientada noroeste-sudeste, cruzando o sul do continente. Estes centros apresentam sinais alternados, sugerindo uma estrutura semelhante a um trem de onda. Os resultados de Ambrizzi et al. (1995) relatam uma rota de propagação com estas características como sendo uma rota preferencial durante o inverno para trens de onda que se libertam do guia de onda subtropical. Assim, os presentes resultados sugerem que anomalias negativas de gelo podem estar relacionadas à variabilidade da atividade sinótica na América do Sul.

Se forem considerados todos os centros anômalos e não somente aqueles significativos, é possível identificar uma sequência circumpolar que liga as altas latitudes aos trópicos. Esta cadeia aparece orientada zonalmente no Pacífico Central, em aproximadamente 30°S, depois inclinada na direção noroeste-sudeste, ao cruzar a América do Sul, e novamente inclinada sudoeste-nordeste, no sentido da Austrália, fechando o circuito. No Pacífico Central esta sequência parece estar conectada à Antártica.

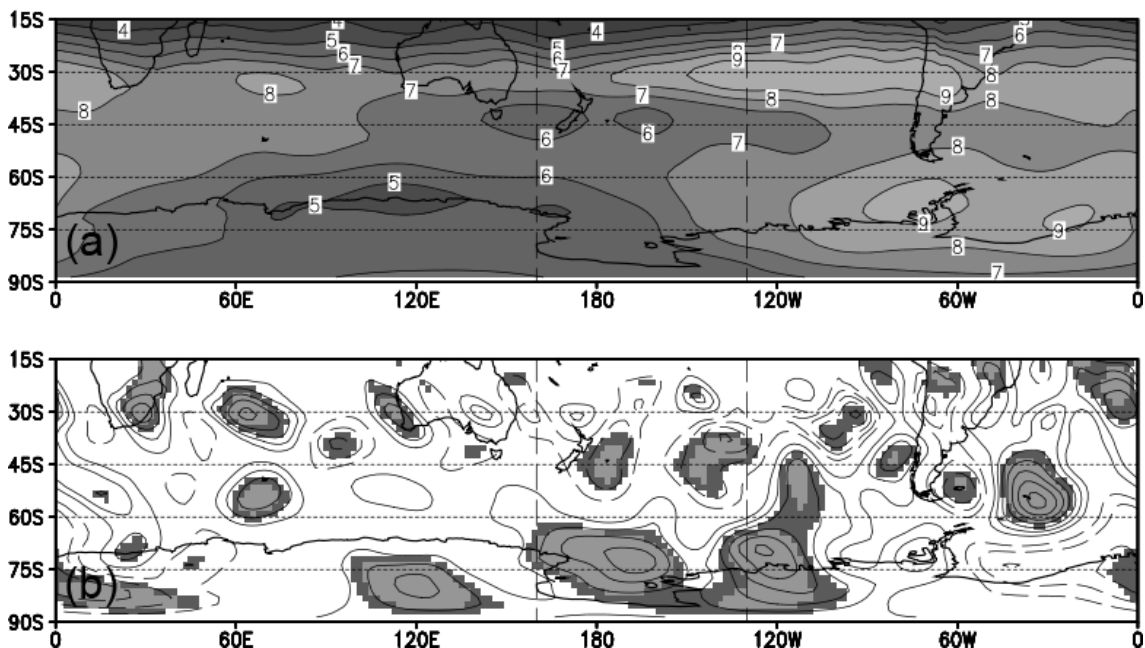


Figura 4.16 – (a) Desvio padrão entre os membros do CTRL, para a variável VVMT200. (b) Diferença entre o desvio padrão de VVMT200 do experimento RO+ e o CTRL. O sombreado escuro (claro) indica um nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross.

A maior variabilidade da altura geopotencial no modelo ocorre na faixa de altas latitudes. A Figura 4.17 mostra o desvio padrão do CTRL e a diferença entre o desvio padrão do experimento RO+ e do CTRL, para a variável ZHMT925. A integração de controle do modelo apresenta um núcleo de alta variabilidade no Oceano Pacífico Sudeste. Este núcleo não é um artifício somente do modelo, sendo consistente com resultados de estudos observacionais. A variabilidade da circulação atmosférica exibe uma assimetria zonal com um centro proeminente de variabilidade de baixa frequência (escala mensal a sazonal) no Pacífico Sudeste (RENEWICK e REVELL, 1999).

A região de maior destaque está dentro dos limites do Mar de Ross, a leste do local onde se posiciona a anomalia no LGM. A magnitude destas diferenças atinge valores de até 9 hPa. Este resultado sugere que anomalia positiva no LGM está associada com um aumento da variância ZHMT925 (ou da pressão em superfície uma vez que foi demonstrado que são equivalentes) no setor leste do Mar de Ross. Levanta-se aqui a suposição de que este aumento na variância pode ser devido à atividade de transientes de alta frequência.

As demais regiões que apresentam diferenças significativas na variância estão dispostas ao longo da trilha de tempestades simulada pelo modelo (Figura 3.11). As suas localizações são no sudoeste da Austrália, no nordeste da Nova Zelândia, a sudoeste da África e no extremo sul da América do Sul.

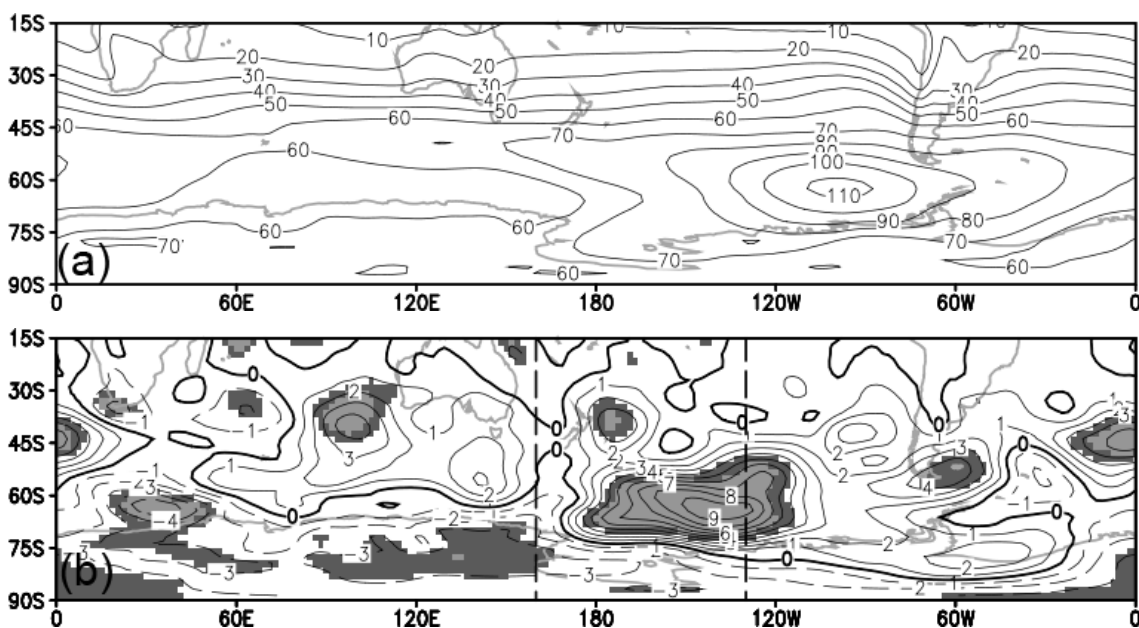


Figura 4.17 – (a) Desvio padrão entre os membros do CTRL, para a variável ZHMT925. (b) Diferença entre o desvio padrão do experimento RO+ e o CTRL, para a variável ZHMT925. O sombreado escuro (claro) indica um nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross.



#### 4.3.4 Avaliação do papel da variabilidade interna

Experimentos que têm como objetivo estudar a variabilidade da circulação atmosférica em médias e altas latitudes devem considerar a existência de uma variabilidade intrínseca. Os movimentos do fluido atmosférico apresentam diversas interações de escala, resultando em certas estruturas organizadas mesmo quando não há qualquer forçante externa. Um dos primeiros autores a expor este fato foi Lau (1981). Ele obteve padrões de teleconexão bastante realistas a partir de uma integração de um modelo atmosférico onde a única forçante era o ciclo anual de TSM. Mais recentemente, alguns estudos, em sua grande maioria focada no Hemisfério Norte, sugerem que a resposta a anomalias de gelo marinho ou TSM em latitudes médias e altas tende a assumir uma configuração semelhante ao primeiro modo de variabilidade interna do modelo (p.e., PENG e ROBINSON 2001; DESER et al. 2004). Portanto é crucial poder identificar a variabilidade interna do modelo de maneira a poder diferenciar esta do sinal devido à forçante.

A Figura 4.18 oferece uma visão simultânea das anomalias nos diversos membros do experimento e do controle. Nela nota-se o efeito persistente que a anomalia no LGM tem na temperatura próxima a superfície, tornando esta resposta distinta daquela da variabilidade interna do modelo. Considerando-se o espaço dentro dos limites do Mar de Ross, verifica-se que em RO+ há uma predominância de anomalias negativas de ATMT925 e a ausência de anomalias positivas (superiores a 1). Contrariamente, no CTRL não há um padrão tão definido de anomalias positivas e negativas resultantes da variabilidade interna do modelo. Uma vez que esta diferença é marcante, uma ACP de ATMT925 deve indicar o reflexo da variabilidade logo nos primeiros modos.

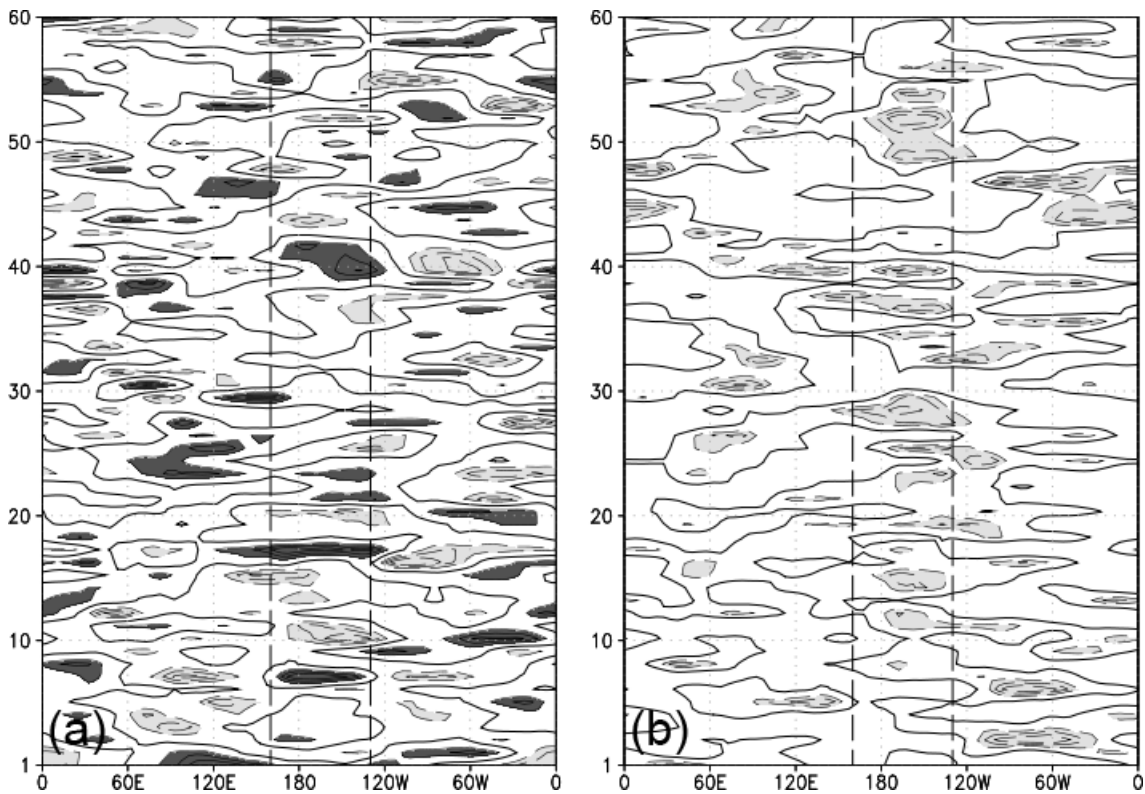


Figura 4.18 – Diagrama que mostra as 60 respostas (devidas aos 60 membros) da anomalia normalizada de ATMT925 devidas ao (a) CTRL e (b) experimento RO+. O eixo y exibe os valores médios entre 67° e 57°S para cada um dos membros. Sombreados escuros (claros) indicam valores positivos (negativos) superiores (inferiores) a 1,0 (-1,0) desvio padrão. Os níveis dos contornos são -2,0, -1,5, -1,0, 1,0, 1,5 e 2,0. As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross.

A Figura 4.19 mostra o resultado de uma ACP onde os autovetores sofreram rotação (ver detalhes na seção 4.2.4). No caso do experimento RO+, aparentemente dois autovetores apresentam uma configuração que pode estar representando os efeitos na temperatura da perturbação imposta no LGM. O segundo autovetor contribui com 17% da variância e mostra um centro de variabilidade posicionado na região onde a camada de gelo foi configurada em excesso. Este padrão é bem diferente daquele do CTRL, significando que é

pouco provável que seja devido à variabilidade interna. Um centro de sinal oposto pode ser visto sobre a Península Antártica, Mar de Bellingshausen e Weddell, indicando que esta região e o Mar de Ross tendem a oscilar em fase oposta.

O sexto autovetor, representando 4% da variância apenas, mostra um centro negativo diretamente sobre a região onde o LGM está anormalmente avançado. O autovetor correspondente do CTRL não exhibe tal centro, mostrando que este padrão não é devido à variabilidade interna. Dois centros com sinais opostos podem ser vistos a oeste e a leste indicando um efeito de compensação nas temperaturas nestas duas regiões. Uma vez que o efeito de uma camada excessiva de gelo é baixar as temperaturas próximas à superfície, estes dois centros estão indicando que as temperaturas tendem a ser anormalmente altas a leste e a oeste da região onde o gelo avança.

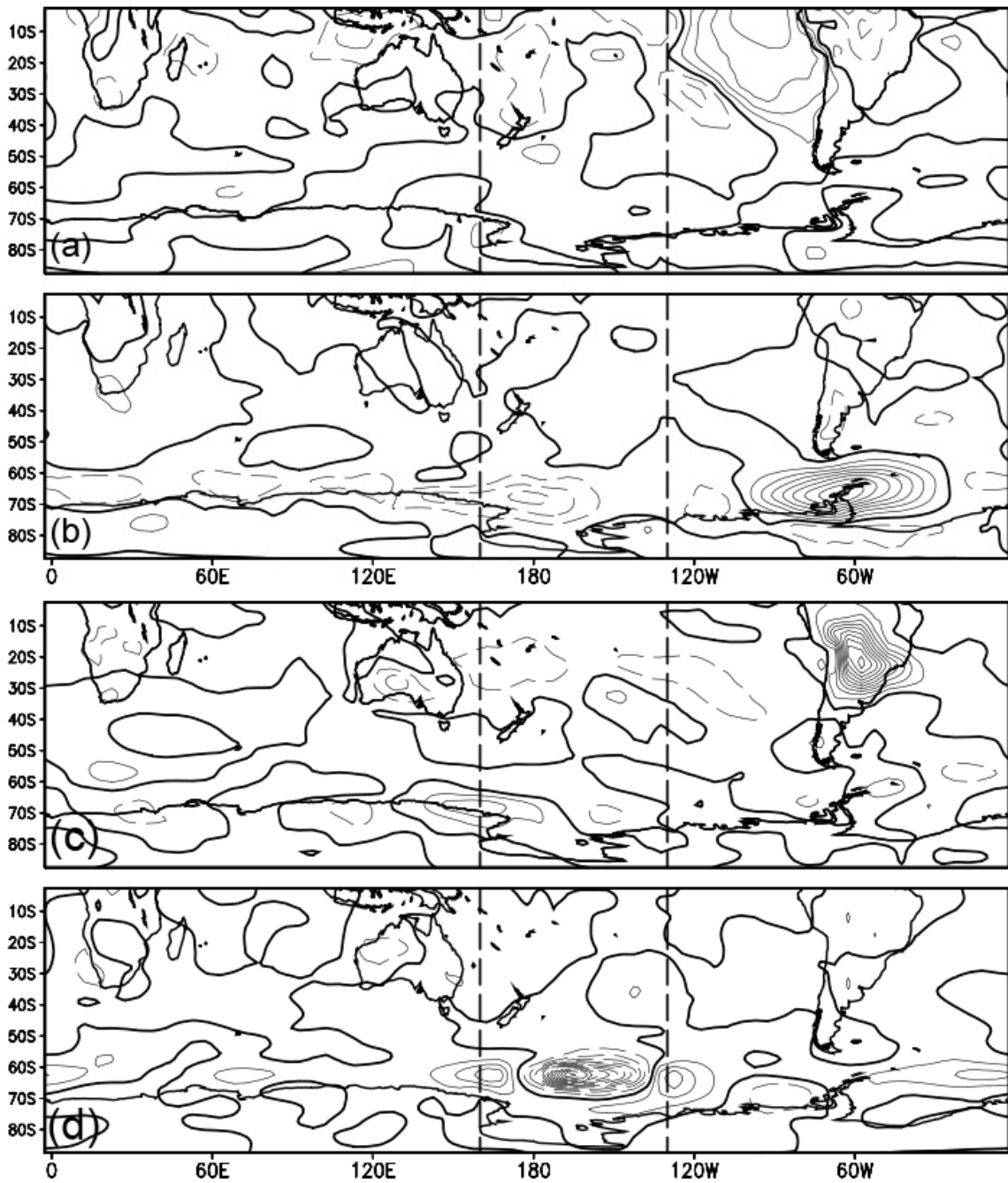


Figura 4.19 – Anomalias normalizadas de ATMT925. (a) Segundo autovetor do CTRL; (b) Segundo autovetor de RO+; (c) Sexto autovetor do CTRL; (d) Sexto autovetor de RO+. Os contornos são adimensionais, a cada 0.03. As duas linhas tracejadas verticais indicam os limites do Mar de Ross.

O mapa de correlações referente ao segundo autovetor sugere um dipolo entre o Mar de Ross e a Península Antártica (Figura 4.20a). Este dipolo é parte de uma sequência de centros com configuração similar a um trem de onda, que “emana” do Mar de Ross curvando-se para o nordeste no Oceano Atlântico e Índico, até o sul de Madagascar. Uma pequena área no sudeste da América do Sul, basicamente sobre o Uruguai, apresenta também valores significativos, embora baixos, de mesmo sinal que no Mar de Ross. Isto sugere uma oscilação em fase, ou seja, tendências frias no Mar de Ross são acompanhadas de tendências frias no Sudeste da América do Sul.

As correlações referentes ao sexto autovetor mostram como característica mais evidente uma relação fora de fase entre o Mar de Ross e o centro-leste do Mar de Weddell. Uma região mostrando correlações significativas pode ser vista no Pacífico Tropical Leste, ao norte de 30°S, indicando, portanto, outra potencial rota de conexão entre as altas latitudes (Mar de Ross) e este setor tropical.

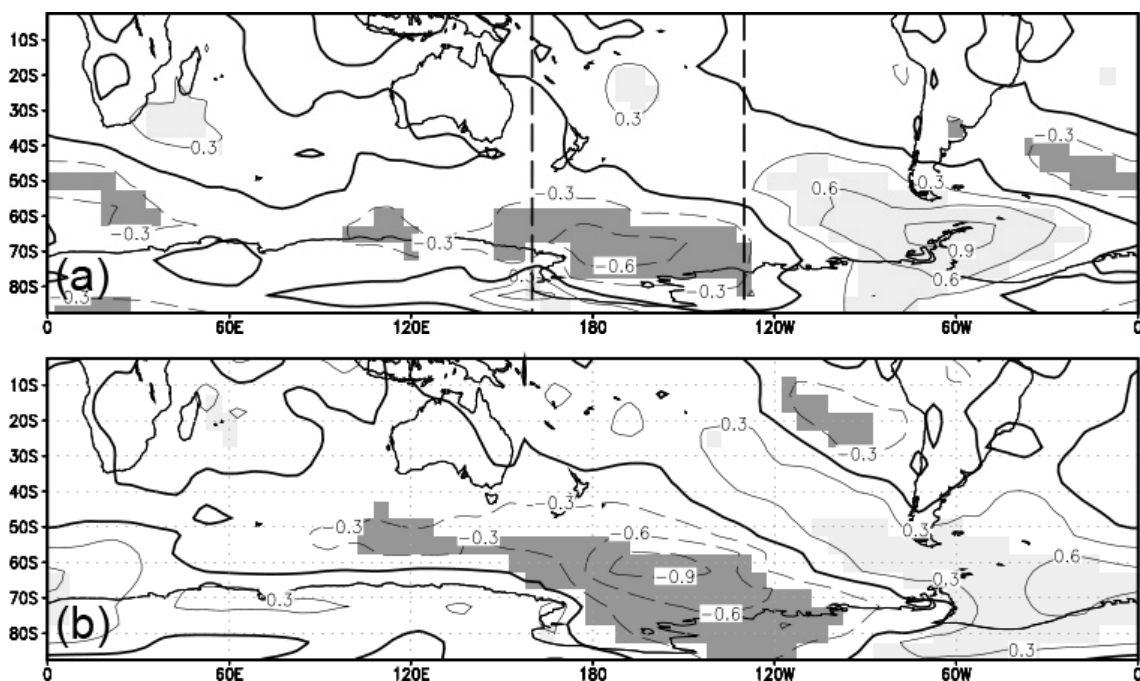


Figura 4.20 – Correlações entre a (a) segunda e (b) sexta série de coeficientes e as anomalias normalizadas de ATMT925. Contornos a cada 0.3. As duas linhas tracejadas verticais indicam os limites do Mar de Ross. Sombreado claro (escuro) indica valores positivos (negativos) com significância estatística de 5%.

A Figura 4.21 exibe a comparação entre as 60 anomalias de ZHMT925 devidas ao experimento RO+ e as anomalias obtidas a partir do CTRL, e que representam a variabilidade interna do modelo. No caso da variável geopotencial a distinção entre o sinal, representado pelas anomalias normalizadas de ZHMT925, e a variabilidade interna não é tão claro, como foi no caso de ATMT925. Ainda assim, é perceptível uma contagem maior de anomalias positivas de geopotencial dentro dos limites do Mar de Ross no caso das anomalias de RO+.

No caso de ZHMT925 a variabilidade interna tende a mascarar o sinal devido à anomalia no LGM. Assim, apesar da forçante permanente em superfície (anomalia positiva na camada de gelo marinho), o padrão-resposta de ZHMT

não é claramente distinguível das anomalias decorrentes da variabilidade interna, como o foi para ATMT925. Portanto, estes resultados mostram que o padrão-resposta contém também uma parcela de variabilidade interna que de alguma forma influencia a configuração que se está assumindo como resposta à forçante de gelo marinho.

Outros autores têm trabalhado com esta questão da variabilidade interna de diferentes maneiras. Alexander et al. (2004), por exemplo, consideraram que um grande número de membros (50) e um teste de significância estatística seria o suficiente para separar o sinal do ruído. No caso deles o sinal foi definido como a diferença entre as médias do conjunto perturbado e do controle, e o ruído foi definido como sendo o desvio padrão da variabilidade interna da atmosfera do modelo. Outra abordagem considera a utilização de ACP. Alguns estudos recentes sugerem que a resposta a anomalias de gelo marinho ou TSM em latitudes médias e altas tende a assumir uma configuração semelhante ao primeiro modo de variabilidade interna do modelo (PENG e ROBINSON 2001; DESER et al. 2004). No presente estudo, faz-se uso de ambas abordagens de modo a assegurar um correto reconhecimento do sinal.

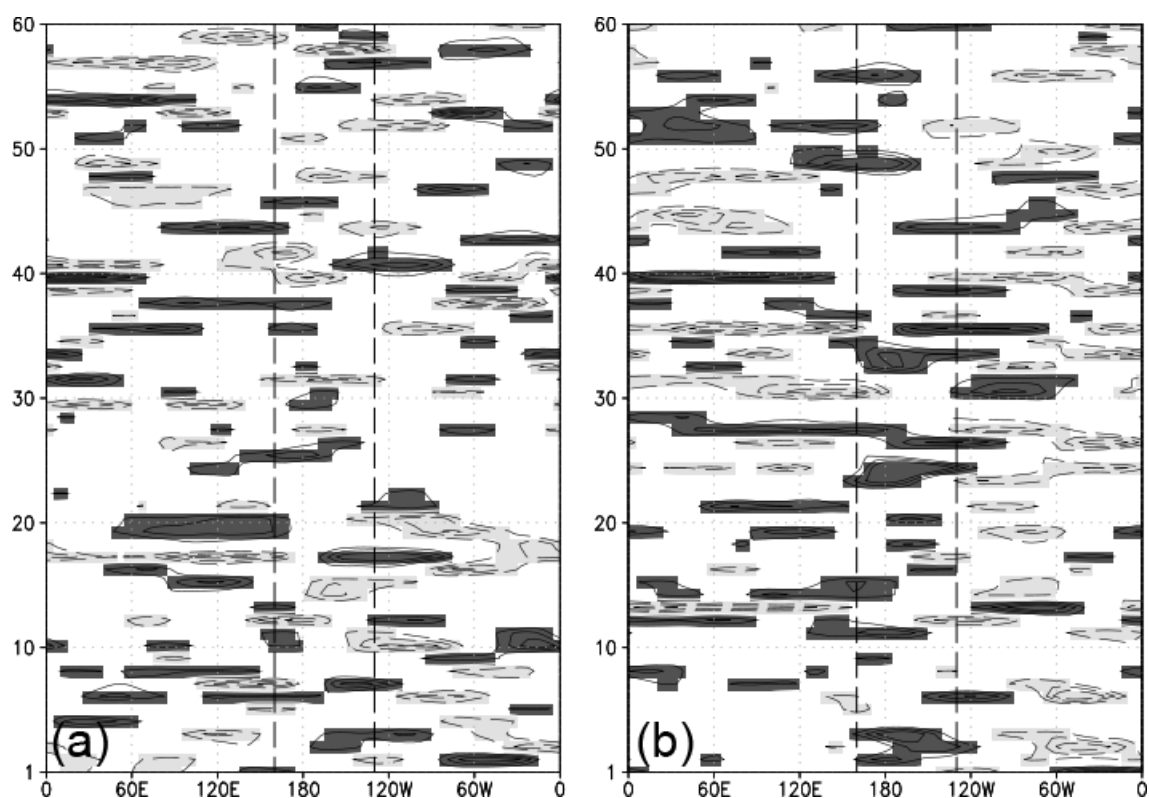


Figura 4.21 – Diagrama que mostra as 60 respostas da anomalia normalizada de ZHMT925 devidas ao (a) CTRL e (b) experimento RO+. O eixo y exibe os valores médios entre 67°S e 57°S para cada um dos membros. Sombreados escuros (claros) indicam valores positivos (negativos) superiores (inferiores) a 1,0 (-1,0) desvio padrão. Os níveis dos contornos são -3.0, -2.0, -1.0, 1.0, 2.0 e 3.0. As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross.

A Figura 4.22 oferece uma comparação entre o primeiro autovetor das anomalias normalizadas de ZHMT925 do CTRL e do experimento RO+. Estes autovetores representam 18,2% e 18,9%, respectivamente e exibem uma estrutura de número de onda 1 com um centro positivo no Pacífico Sudeste e uma extensa região negativa que inclui os Oceanos Atlântico e Índico.

Sem dúvida os dois autovetores são bastante semelhantes, o que leva a crer que a anomalia de gelo marinho tem pouco efeito em forçar este padrão de



variabilidade. Com o propósito de obter uma medida quantitativa do grau de semelhança, foi calculado o coeficiente de correlação espacial entre as duas figuras. Abordagem semelhante pode ser vista, por exemplo, em Alexander et al. (2004). A correlação entre a configuração espacial dos dois autovetores é 0,79. O segundo par de autovetores apresenta um valor de correlação negativa igual a -0.72. Estes resultados corroboram estudos anteriores, focados no Hemisfério Norte, que indicam que a resposta atmosférica a perturbações na condição de contorno em altas latitudes tende a assumir uma configuração semelhante ao primeiro autovetor da variabilidade interna do modelo (p.e., PENG e ROBINSON, 2001; DESER et al., 2004). Assim sendo, considera-se que o primeiro autovetor exibido Figura 4.22 representa em grande parte a variabilidade interna do modelo.

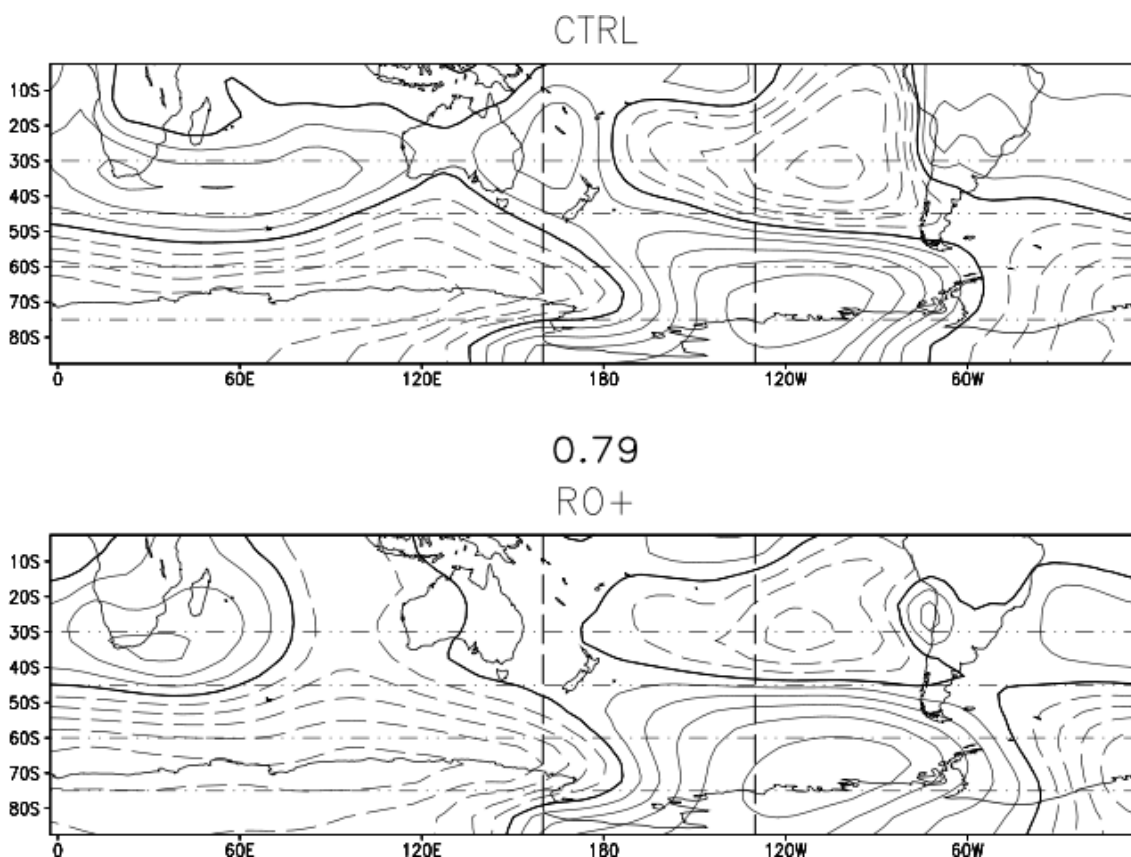


Figura 4.22 – Primeiro autovetor das anomalias normalizadas de ZHMT925 para o CTRL (acima) e o experimento RO+ (abaixo). Os contornos são adimensionais, a cada 0.01. As duas linhas tracejadas verticais indicam os limites do Mar de Ross. O número central é o valor da correlação espacial entre os dois autovetores.

Conforme descrito na seção 4.2.4 foi produzido um conjunto de dados no qual se excluiu a variabilidade relativa ao primeiro autovetor (Figura 4.22). Este foi então investigado em busca de desvios de grande amplitude, calculados como médias espaciais sobre a região onde o LGM foi perturbado. Os limites utilizados foram 170°E, 220°E, 60°S e 63°S . Os eventos eram selecionados para o composto sempre que o valor médio na área fosse maior que 80% de uma unidade de desvio padrão (udp). A Figura 4.23 mostra a composição de 20 eventos e a componente horizontal da atividade de onda (PLUMB, 1985). O composto é exibido em projeção estereográfica polar porque esta facilita a visualização das características a serem ressaltadas.

O padrão-resposta associado aos eventos selecionados exibe uma sequência de 3 (três) centros anômalos que conectam o Mar de Ross ao Atlântico Sul. Os dois centros localizados nos Oceanos Atlântico e Pacífico apresentam as maiores amplitudes, uma característica normalmente associada ao PSA. A convergência dos vetores no Mar de Ross indica que esta região atua como fonte de atividade de ondas, dispersando energia em um canal principal para leste (Passagem de Drake e Mar de Weddell) e um secundário para norte (Pacífico Subtropical central). A partir do Mar de Weddell a atividade de ondas é transferida para os Oceanos Atlântico e Índico.

Os resultados mostram também indícios de que a energia pode se propagar ao redor da Antártica. Em 1995 Quintanar e Mechoso já haviam encontrado evidências de que a propagação de energia poderia circunavegar a Antártica. Naquele estudo, feito a partir de análises diárias do ECMWF, a origem da energia foi atribuída à região tropical, próximo a Austrália, e não ao Mar de Ross.

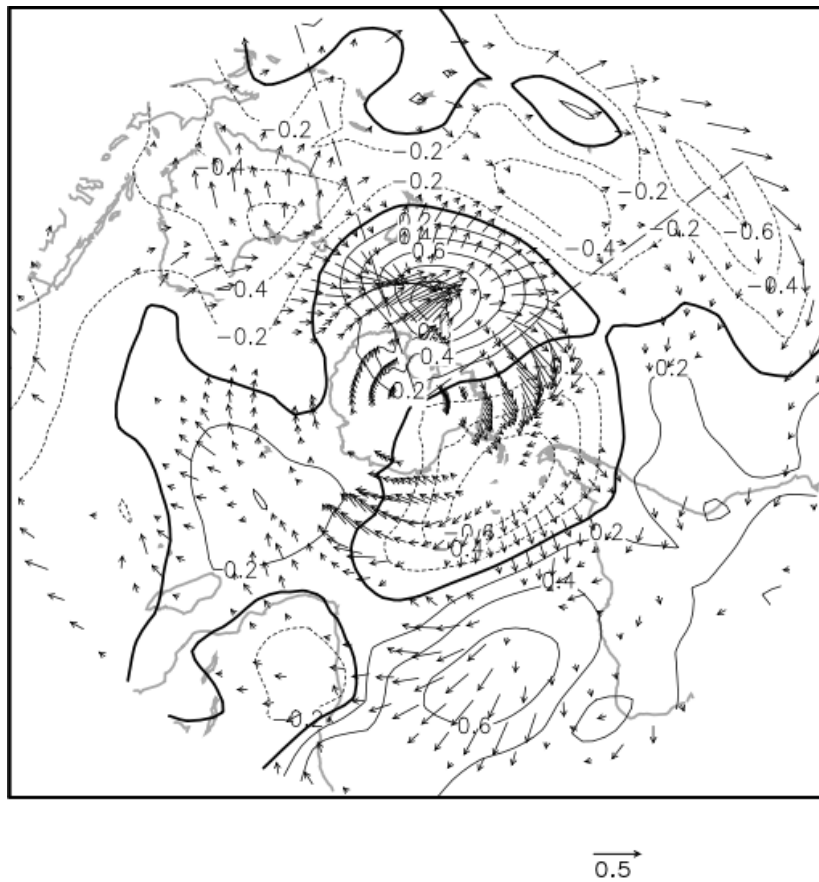


Figura 4.23 – Composto de eventos extremos das anomalias normalizadas de ZHMT925 a partir do campo filtrado. Os vetores correspondem a componente horizontal de  $F_s$ . A seta no lado inferior direito indica a escala dos vetores.

#### 4.4 Influências na atmosfera de uma retração anômala da camada de gelo no Mar de Ross

##### 4.4.1 Respostas locais e regionais

A Figura 4.24 mostra a resposta nos fluxos superficiais de calor sensível e latente a uma anomalia negativa na extensão da camada de gelo marinho. Como esperado, a resposta é dominada por anomalias positivas de calor

sensível e latente. Devido ao efeito tampão exercido pela camada de gelo, na ausência deste (como é o caso do experimento RO-), o oceano libera calor resultando então em fluxos anormalmente intensos. A distribuição espacial das anomalias está diretamente relacionada à anomalia prescrita no campo de cobertura de gelo marinho. O padrão-resposta apresenta basicamente duas regiões principais: uma menor, limitada entre 180°E e 190°E, e 65° e 63°S; e outra maior posicionada no setor oriental do Mar de Ross, entre 200°E e 230°E, e abrangendo um amplo intervalo de latitudes: entre 69°S e 60°S.

Interessante notar que os máximos anômalos não estão associados à maior área de oceano exposto e sim a menor. Os valores para estas áreas são respectivamente 151,9 W.m<sup>-2</sup> e 92,8 W.m<sup>-2</sup>, no caso dos fluxos de calor sensível e 84,5 e 67,1 W.m<sup>-2</sup>, no caso dos fluxos de calor latente. O posicionamento destes números na Figura 4.24 indica a localização dos máximos. Assim como no experimento RO+ as anomalias nos fluxos de calor sensível são maiores que aquelas apresentadas pelos fluxos de calor latente. A proporção neste caso é de 2,5. Também, de maneira análoga ao experimento RO+, neste, a resposta dos fluxos de calor sensível também exhibe anomalias de sinal oposto ao norte do LGM. A retração anômala do gelo marinho expõe o oceano e aquece o ar imediatamente acima. Ao ser transportado para o norte este ar mais aquecido induz fluxos negativos de calor (da atmosfera para o oceano), ao encontrar um oceano relativamente mais frio. A média zonal dos fluxos de calor sensível sobre o Mar de Ross exhibe um máximo de aproximadamente 50 W.m<sup>-2</sup> e um mínimo ao norte de -30 W.m<sup>-2</sup>. No caso dos fluxos de calor latente estes valores equivalem a 30 W.m<sup>-2</sup> e aproximadamente -5 W.m<sup>-2</sup>.

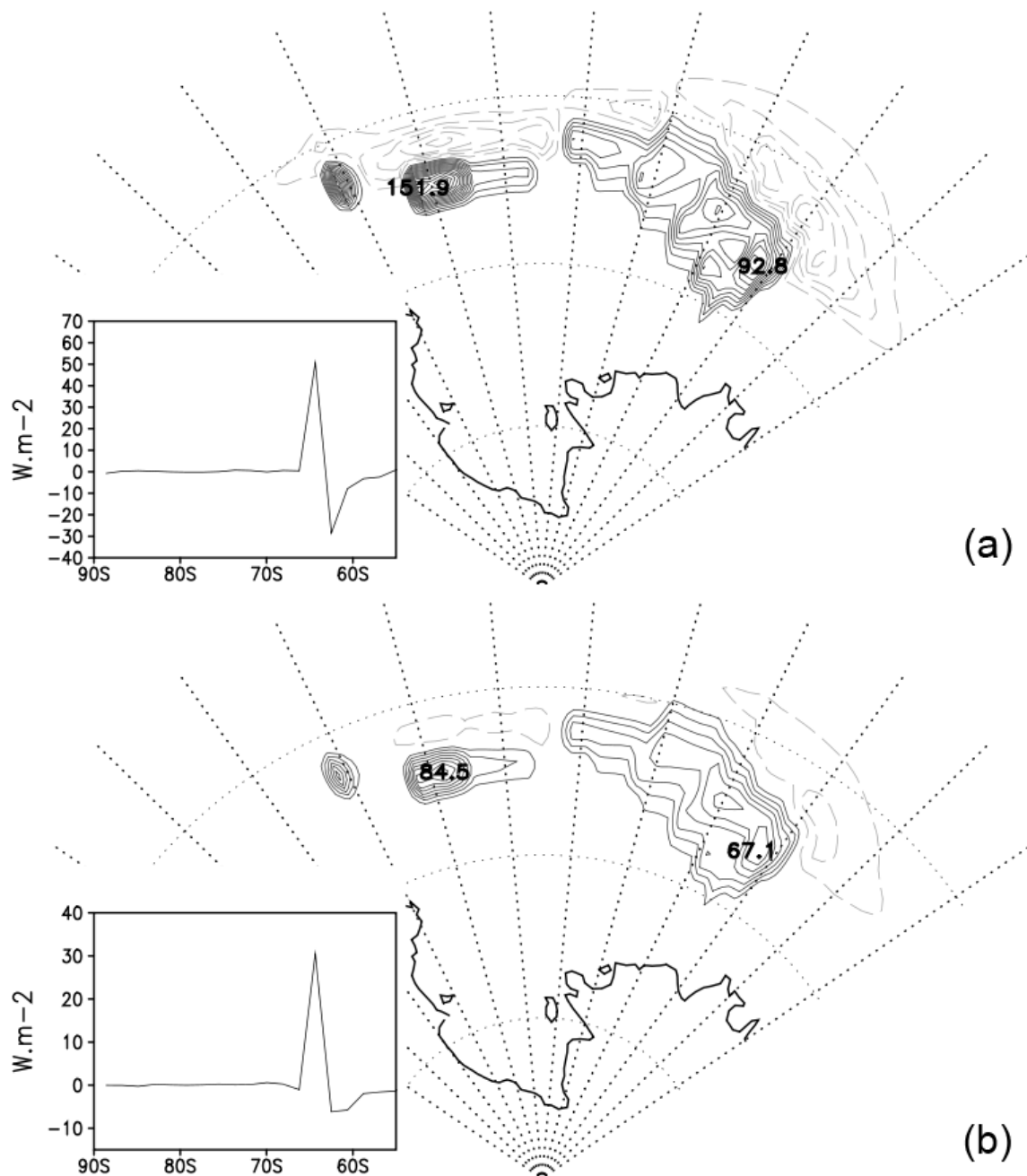


Figura 4.24 – Fluxos anômalos de (a) calor sensível e (b) latente. Os contornos estão dispostos a cada  $10 \text{ W.m}^{-2}$ . Os números sobre as isolinhas indicam a posição e a magnitude dos máximos. O painel menor mostra o perfil médio zonal entre os limites do Mar de Ross.

Como esperado, as temperaturas próximas à superfície são influenciadas pelo fluxos de calor anômalos (Figura 4.25). Uma vez que estes são positivos,

denotando liberação de calor pelo oceano, a atmosfera logo acima é aquecida, fato este que se reflete em anomalias positivas de temperatura. Os resultados mostram que as anomalias de temperatura mais intensas estão posicionadas sobre as regiões onde os fluxos anômalos de superfície também são mais intensos. Observam-se, entretanto que o aquecimento não fica restrito as localidades onde a camada de gelo marinho foi removida. Anomalias substanciais em outras regiões, interiores à cobertura de gelo marinho, onde o campo de gelo não foi perturbado, podem ser vistas no campo resposta de ATMT925. Uma possível explicação para este efeito é fornecida por (ALEXANDER et al., 2004). Segundo estes autores, apesar de uma influência modesta, a passagem de sistemas sinóticos pela região é capaz de aumentar a área influência das anomalias de temperatura em algumas centenas de km.

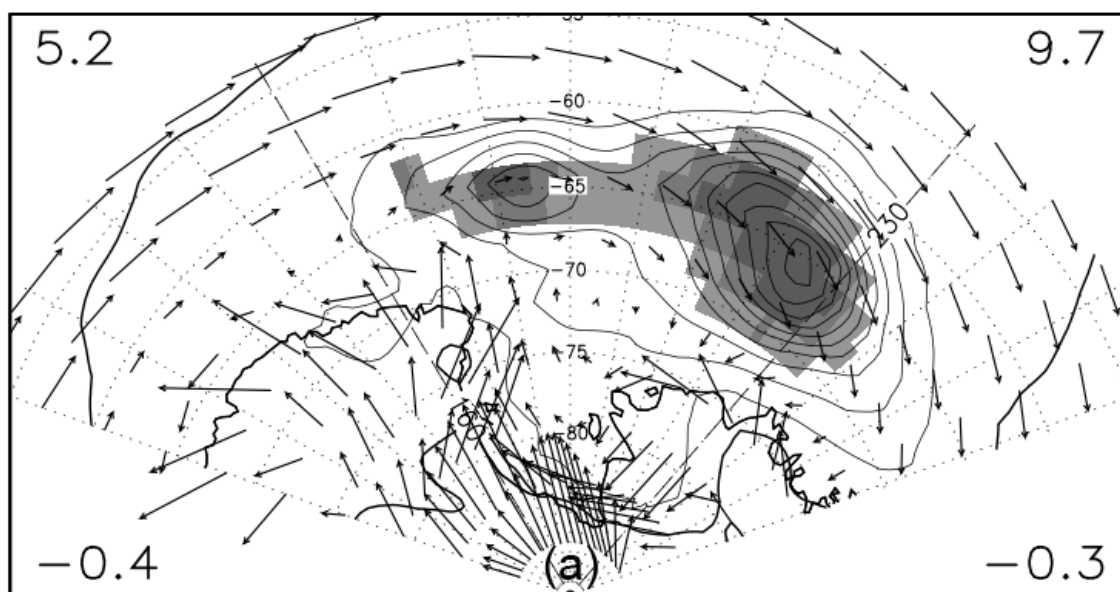


Figura 4.25 – Resposta média da temperatura. Os pontos de grade sombreados mostram TP2M, sendo que sombreados claros (escuros) indicam valores negativos (positivos). Os contornos indicam a ATMT925, com intervalos de 0,5°C. O número superior (inferior) direito (esquerdo) indica o valor máximo (mínimo) das anomalias de TP2M (ATMT925) no domínio da

figura. Os vetores representam o escoamento climatológico em 925 hPa do modelo (CTRL) em  $\text{m.s}^{-1}$ .

Assim como no experimento oposto, neste a penetração vertical das anomalias também é bastante rasa, não ultrapassando o nível de 750 hPa (Figura 4.26). Logo acima desta camada mais aquecida pelos fluxos acentuados de calor, forma-se uma camada de ar mais frio. As anomalias atingem valores máximos da ordem +10 graus a 2 metros e +5 graus em 925 hPa, ou seja uma redução de aproximadamente 50%. O máximo da anomalia da temperatura próximo à superfície posiciona-se em aproximadamente 66°S. Em comparação com o posicionamento do mínimo no experimento RO+ está deslocado em torno de 3° para sul.



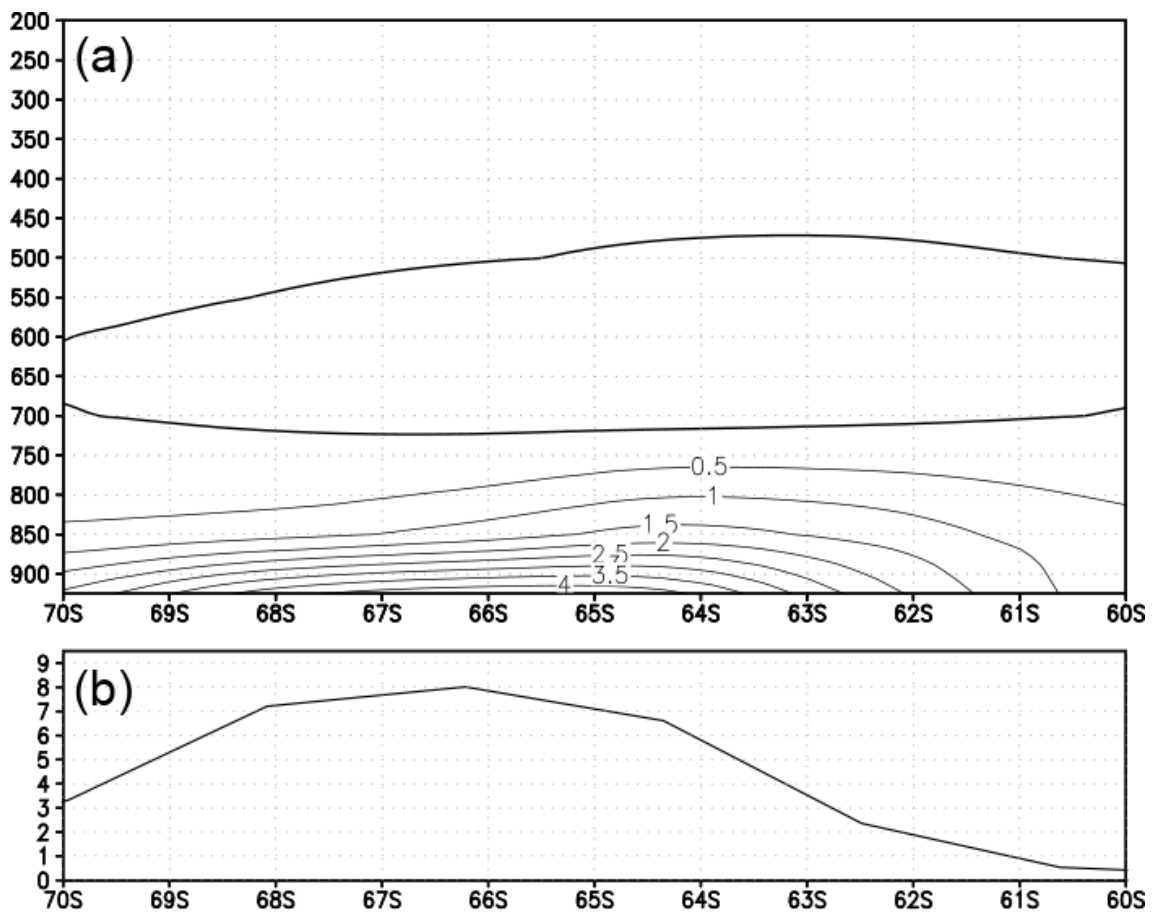


Figura 4.26 – (a) Estrutura vertical da resposta de ATMT no experimento RO-.  
 (b) Perfil da resposta de TP2M. As duas variáveis são uma média zonal entre as longitudes de 223°E e 227°E.

A Figura 4.27 mostra o efeito da liberação de calor pelo oceano na CLP. A rodada de controle mostra que existe uma camada de inversão em superfície, que se estende desde 70°S até 67°S aproximadamente. O continente Antártico é caracterizado por uma forte inversão continental que enfraquece em direção a costa e ao mar aberto (BROMWICH e PARISH, 1998). Os resultados do experimento RO- mostram que o calor liberado pelo oceano é capaz de enfraquecer esta camada de inversão na região do mar congelado. A destruição da camada de inversão associada a um resfriamento em níveis médios da atmosfera instabiliza a atmosfera localmente.

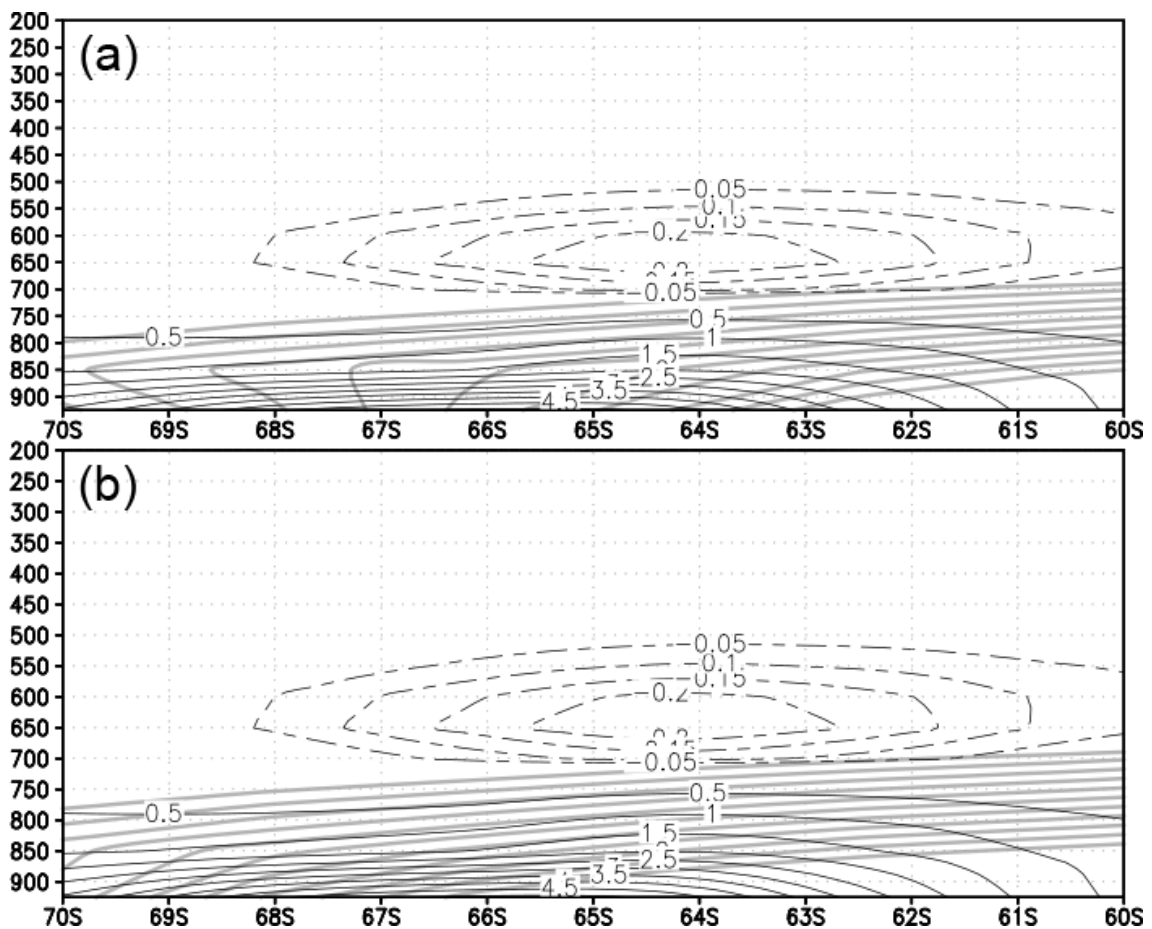


Figura 4.27 – Estrutura vertical da resposta de ATMT no experimento RO- e isolinhas de temperatura (cor cinza) absoluta para (a) RO- e (a) CTRL. Todas as variáveis são uma média zonal entre as longitudes de 223°E e 227°E. As isolinhas de temperatura estão dispostas em intervalos de 1 K e abrangem de 255 a 265K.

A Figura 4.28 mostra a resposta da pressão em superfície e a circulação anômala associada. Assim como no experimento RO+ a pressão em superfície também responde aos fluxos anômalos de calor provenientes do oceano. Neste experimento, porém, os fluxos apresentam anomalias positivas e, portanto, a resposta é uma diminuição da pressão sobre a região de retração da camada de gelo marinho. O padrão-resposta exibe dois centros onde o modelo simulou queda da pressão, correspondendo às duas regiões onde os fluxos superficiais são mais intensos. A região com o mínimo de anomalia de pressão posiciona-

se no setor oriental e atinge o valor de -1.7 hPa. Apesar de não ser uma anomalia de magnitude elevada, este valor é estatisticamente significativo em um nível de significância de 1%, de acordo com teste T-Student. Associadas a estas duas regiões de baixa pressão configuram-se circulações ciclônicas. Vale ressaltar que ambas, a magnitude da anomalia de pressão e as circulações associadas, são relativamente fracas quando comparadas aos resultados do experimento RO+.

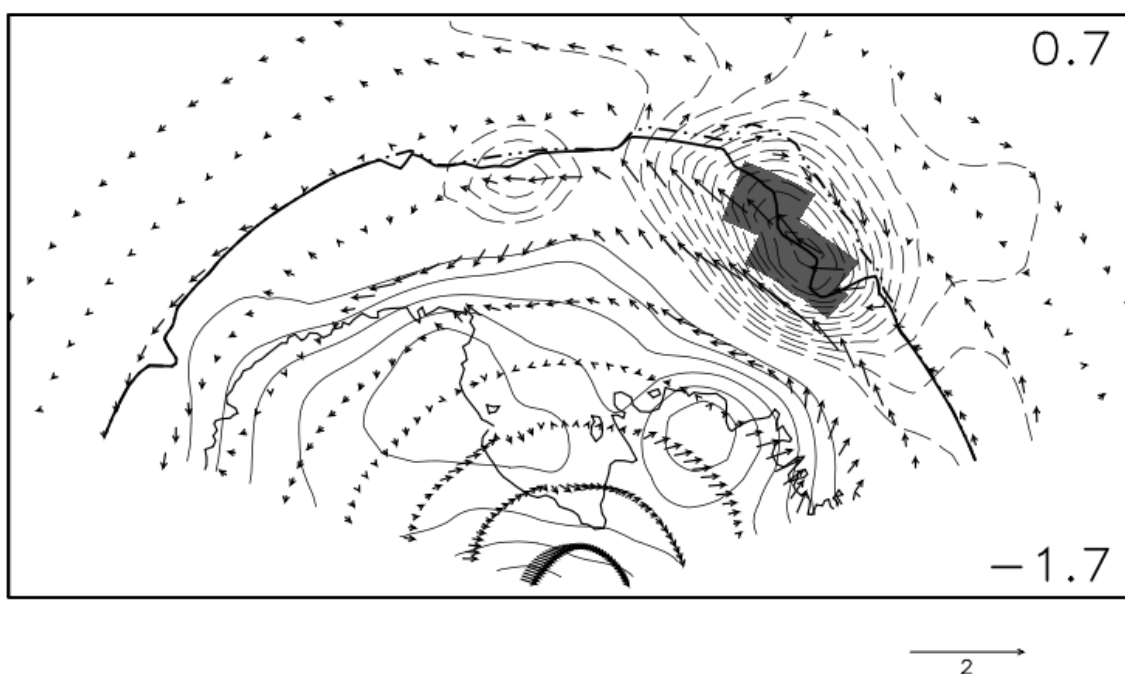


Figura 4.28 – Resposta média de PSMT (contornos) e circulação em 925 hPa (vetores). A região cinza indica os valores das anomalias de PSMT com significância estatística superior a 1%, de acordo com um teste T-Student para diferenças entre médias. Os contornos estão dispostos em intervalos de 0,1 hPa. O número superior (inferior) direito indica o valor máximo (mínimo) das anomalias de pressão em superfície no domínio da figura.

A redução da pressão (anomalias negativas de ZHMT) devido aos fluxos intensos de calor fica restrita a camada entre a superfície e 850 hPa, sendo portanto bastante rasa. Esta característica de pouca penetração vertical também foi vista no experimento RO+. A estrutura vertical da resposta de ZHMT apresenta uma configuração baroclínica na coluna atmosférica, com uma região de baixa pressão posicionada próxima à superfície e uma alta pressão acima, na atmosfera livre. Este resultado mostra que o modelo responde de maneira linear ao aquecimento devido aos fluxos de calor provenientes do oceano, uma vez que é conhecido que uma resposta linear a um aquecimento superficial em latitudes médias (e altas) é invariavelmente baroclínica e até certo ponto insensível aos detalhes do modelo (KUSHNIR et al., 2002).

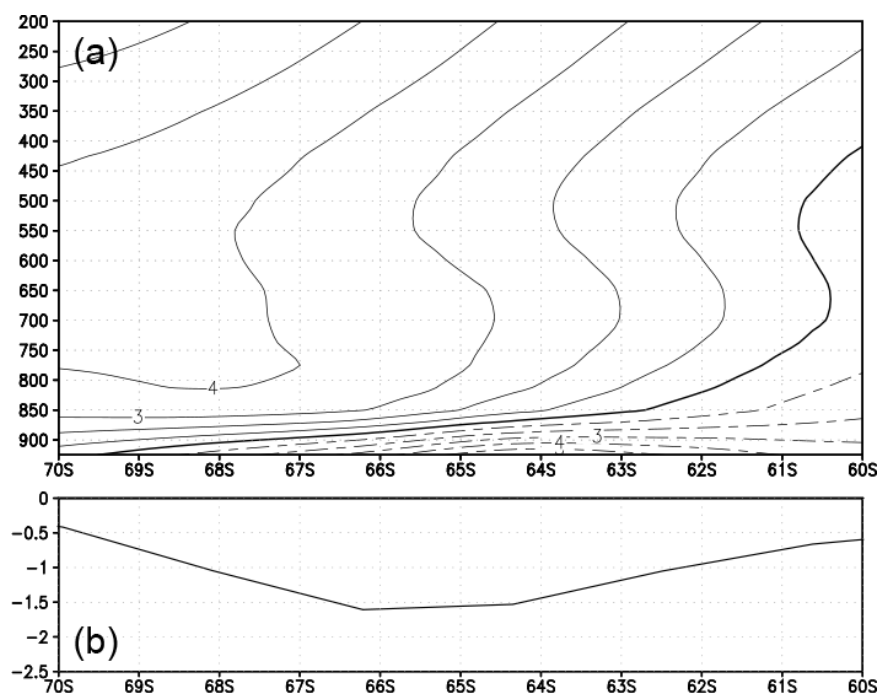


Figura 4.29 – (a) Estrutura vertical da resposta de ZHMT no experimento RO-.  
(b) Perfil da resposta de PSMT. As duas variáveis são uma média zonal entre as longitudes de 223°E e 227°E.

Apesar de ambos os experimentos (RO+ e RO-) apresentarem anomalias positivas de geopotencial na atmosfera livre (acima de 850 hPa), as anomalias

são consideravelmente menores no caso do experimento RO-, onde o estado anômalo do gelo marinho induz uma queda de pressão em superfície. No experimento RO+, onde ocorre um aumento da pressão em superfície, o geopotencial na atmosfera livre parece apresentar o mesmo comportamento e apresenta anomalias positivas de maior magnitude. Esta comparação qualitativa leva a crer que a anomalia na distribuição horizontal de massa (pressão em superfície) é de certa maneira “sentida” em toda a coluna atmosférica, ainda que as anomalias mais significativas estejam restritas a CLP.

O padrão da resposta da precipitação é exibido na

Figura 4.30. Anomalias positivas, com valores aproximados entre 0,4 e 0,7 mm.dia<sup>-1</sup>, para o menor e maior núcleos respectivamente, posicionam-se sobre as duas regiões onde foi imposto um déficit de cobertura de gelo. A sequência de eventos físicos capaz de produzir precipitação excessiva inicia-se com o aumento dos fluxos de calor do oceano, aquecendo a camada mais próxima à superfície e instabilizando, portanto a parte inferior da coluna atmosférica. Imediatamente ao norte da região perturbada o modelo simula anomalias negativas de precipitação, consistente com os fluxos de calor anormalmente fracos e a cadeia de eventos decorrente.

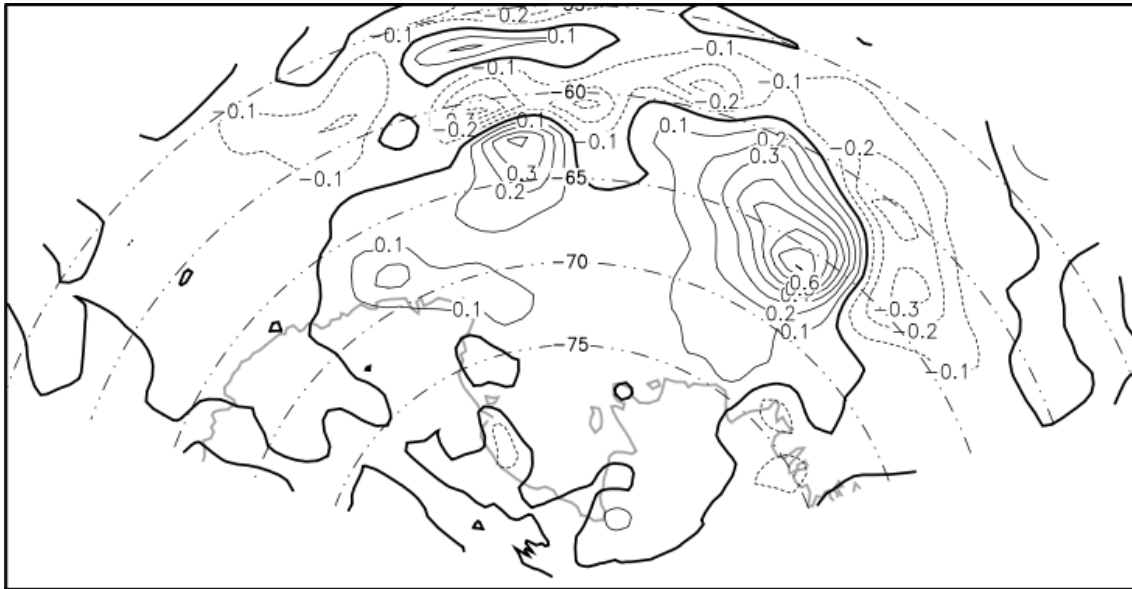


Figura 4.30 – Resposta média da precipitação em  $\text{mm.dia}^{-1}$ .

#### 4.4.2 Respostas em escala hemisférica

A Figura 4.31 mostra a resposta média de PSMT e ZHMT925 em um domínio hemisférico. Verifica-se, assim como no caso do experimento RO+, a existência de anomalias em regiões distantes da origem da perturbação no LGM. Anomalias estatisticamente significativas em um nível de 10% podem ser vistas no Oceano Índico, na Austrália e vizinhanças, e no Pacífico Equatorial (em  $120^{\circ}\text{W}$ , aproximadamente).

Uma das características que mais chama a atenção no padrão-resposta é uma sequência de centros anômalos, e estatisticamente significativos, formando uma espécie de trem de ondas que cruza a Austrália na direção sudoeste-nordeste, passa ao norte da Nova Zelândia e curva-se em direção sudeste, aproximadamente no Pacífico Central. Da forma como está configurado o grande centro anômalo no Oceano Índico é aparentemente a origem deste trem de ondas.

Outra região remota que aparentemente é sensível às variações da camada de gelo marinho no Mar de Ross é o sul da América do Sul. Os resultados mostram uma região de baixa pressão anômala, posicionada sobre o sudeste e sul da América do Sul, apesar da significância estatística ser menor (30%). O centro desta região está posicionado no Oceano Pacífico Sudeste, a oeste da cordilheira dos Andes, no extremo sul da América do Sul. A região se estende desde o extremo sul da AS, em aproximadamente 50°S, até as latitudes subtropicais (aproximadamente 20°S).

Assim como no experimento RO+, a pressão em superfície e ZHMT925 se apresentam como duas respostas equivalentes em praticamente todo o hemisfério sul. No entanto, exatamente sobre a região da anomalia no LGM o campo de ZHMT925 mostra uma rápida diminuição do nível de significância, passando de uma grande área com nível a 10% para uma diminuta área com 30%. Esta característica é diferente dos resultados para o experimento RO+, onde PSMT e ZHMT925 apresentam o mesmo nível de significância sobre a região de perturbação do LGM. Possivelmente esta diferença está relacionada à diferença na magnitude e no posicionamento das anomalias no LGM. Por estarem posicionadas substancialmente distantes, estas fontes de perturbação para a atmosfera encontram diferentes níveis de ruído (variabilidade interna). No experimento RO+, verificam-se anomalias (sinal) de aproximadamente 15 metros, no oeste do Mar de Ross (190°E), e um ruído de 60 a 70. Por outro lado, no leste do Mar de Ross (220°E) temos um sinal de somente -3 metros e um ruído maior, de 70 a 80, ou superior.

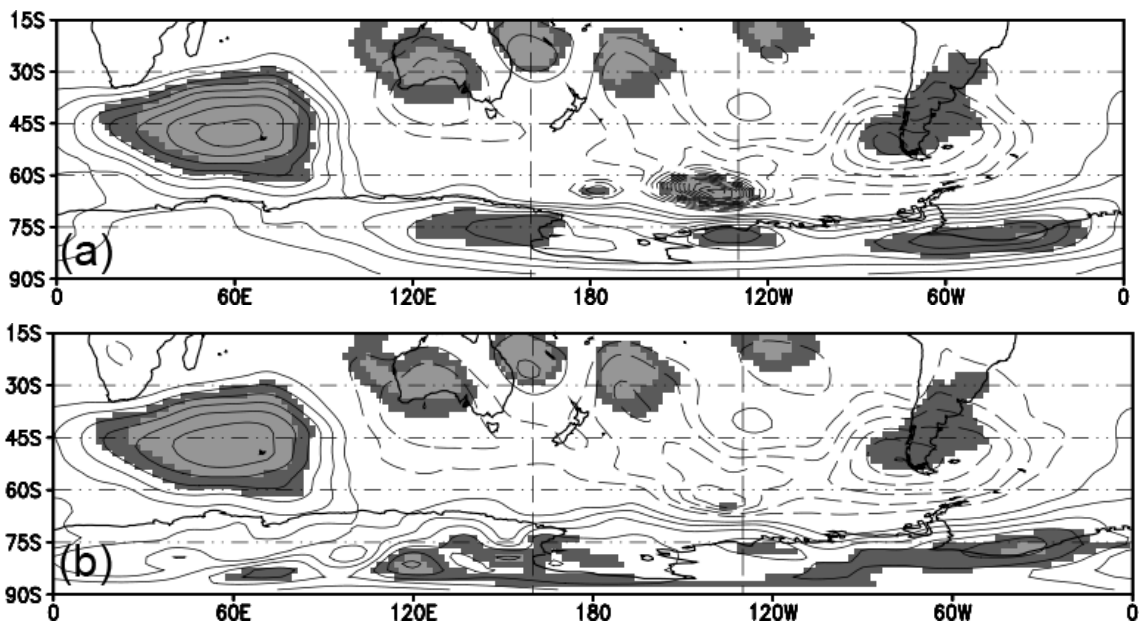


Figura 4.31 – (a) Resposta média de PSMT para o experimento RO- em um domínio hemisférico. Os contornos estão dispostos a cada 0,1 metro. (b) Resposta média de ZHMT925 para o experimento RO- em um domínio hemisférico. Os contornos estão dispostos a cada 1 metro. O sombreado escuro (claro) indica um nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross.

O padrão de anomalias de ZHMT em níveis médios e altos da troposfera (Figura 4.32), sobre a região da anomalia do LGM, não mostra o menor sinal da diminuição de pressão que houve em superfície. Pelo contrário, a configuração dominante é de uma alta com estrutura barotrópica equivalente entre a média e a alta troposfera, de forma semelhante ao experimento RO+.

Centros anômalos que exibem uma estrutura vertical barotrópica equivalente em toda a coluna troposférica incluem o grande centro positivo no Oceano Índico, e dois centros negativos a leste e oeste da Austrália. A região de anomalias negativas no sul da América do Sul é aparente em níveis baixos,



médios e altos da troposfera, porém sem significância estatística em 500 e 200 hPa.

O trem de ondas que foi identificado no escoamento próximo à superfície, na região da Austrália e Nova Zelândia (Figura 4.31) reaparece no padrão-resposta exibido em médios e altos níveis (Figura 4.32). No entanto, o centro anômalo positivo que em superfície aparece posicionado a leste-nordeste da Austrália, em níveis superiores desloca-se para sul e perde magnitude e, portanto significância estatística. Por outro lado, os dois centros de anomalias negativas permanecem bem representados e significativos em níveis superiores. A configuração final em 500 hPa é de um centro de alta no Oceano Índico, um de baixa a oeste e um de alta a leste da Austrália, e uma região de baixa mais a leste, próximo da Linha de Data Internacional.

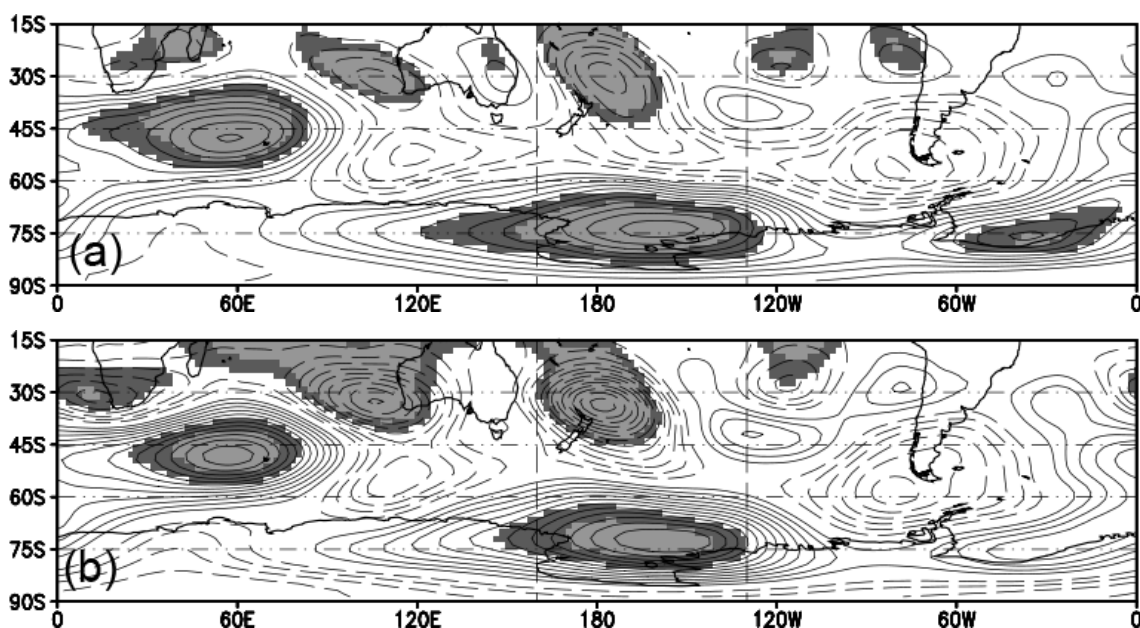


Figura 4.32 – Resposta média em um domínio hemisférico de (a) ZHMT500 e (b) ZHMT200 para o experimento RO-. Os contornos estão dispostos a cada 1 m. O sombreado escuro (claro) indica um nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross.

A componente horizontal da atividade das ondas calculada a partir da resposta média é exibida na Figura 4.33. A região onde foi posicionada a anomalia do LGM mostra alguns vetores apontando preferencialmente para o norte e nordeste, sugerindo que esta região pode estar atuando como fonte de atividade ondulatória e transferindo esta energia para o Pacífico Sudeste. No entanto, diferentemente do experimento RO+, esta atividade não é a mais intensa nem a mais evidente do Hemisfério Sul. Vetores de maior comprimento, indicando maior atividade das ondas, podem ser vistos no Oceano Índico, a leste da Austrália, no Pacífico Central e a sudoeste da América do Sul.

A sequência de anomalias de ZHMT925 que aparenta um trem de ondas que cruza a Austrália também aparece como uma fonte de atividade de ondas, assim como o grande centro anômalo no Oceano Índico. Apesar de este resultado reforçar a hipótese levantada anteriormente, de que esta sequência pode estar relacionada à atividade extraordinária no jato subtropical, deve ser exercida cautela na interpretação, pois o vetor **F<sub>s</sub>** foi derivado assumindo o balanço geostrófico (PLUMB, 1985) e, portanto sua aplicação é mais correta em latitudes médias e altas. Na região da América do Sul os vetores indicam atividade de onda sendo transferida do Pacífico Sudeste para o extremo sul da América do Sul, embora as anomalias de pressão em superfície (Figura 4.33) estejam associadas a pouca significância estatística.

Quando vistos sob uma perspectiva hemisférica, os fluxos indicam uma propagação de energia que circunda o globo. Supondo que a energia se origina partir do grande centro no Oceano Índico, vê-se que ela se propaga preferencialmente em sentido nordeste atravessando o território australiano, para reaparecer no Pacífico Subtropical Leste, indicando portanto uma propagação ao longo do guia de onda subtropical. No Pacífico, a propagação prossegue em sentido leste curvando-se, porém para o sul até atingir o extremo sul da América do Sul.

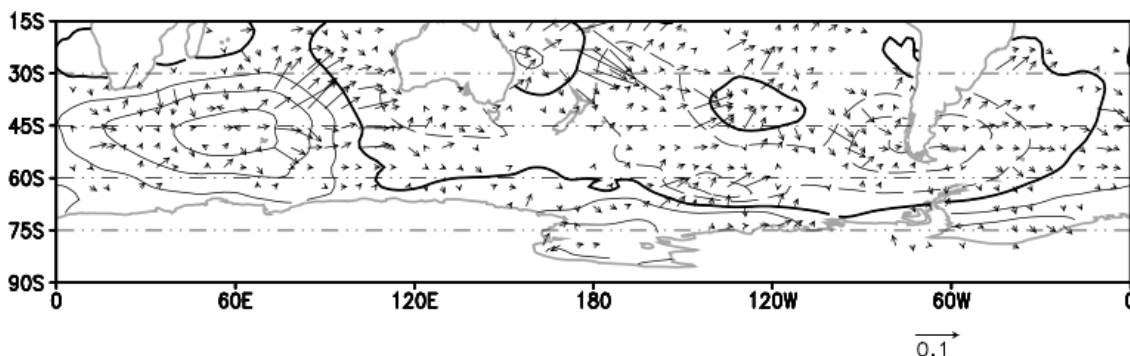


Figura 4.33 – Componente horizontal da atividade das ondas quasi-estacionárias e resposta média de ZHMT em 925 hPa para o experimento RO-. Os contornos estão dispostos a cada 1 metro. A escala para os vetores é de 1 cm  $\equiv$  0.1 m<sup>2</sup>.seg<sup>-2</sup>. As duas variáveis estão mascaradas sobre os continentes.

A componente horizontal da atividade das ondas estacionárias em níveis médios e altos da troposfera (Figura 4.34) reflete de certa maneira as principais características associadas ao padrão próximo à superfície. A região próxima à anomalia no LGM apresenta ainda alguma atividade orientada no mesmo sentido que aquela registrada em superfície, no entanto a magnitude desta atividade, estimada pelo comprimento dos vetores, é substancialmente menor. Verifica-se a existência de duas regiões com atividade de onda mais acentuada: o Oceano Índico e o Oceano Pacífico Subtropical, a leste da Austrália.

Neste ponto das análises é relevante comparar o presente estudo ao trabalho de Nascimento e Ambrizzi (2002). Apesar de estes autores terem focado na escala temporal relativa aos bloqueios atmosféricos, os resultados encontrados por eles apresentam certas características presentes também nos resultados atuais. Uma das principais conclusões do trabalho de Nascimento e Ambrizzi (2002) é a indicação que durante o período de bloqueio a atividade de ondas tende a ocorrer em latitudes subpolares, enquanto que nos períodos que

precedem e sucedem um episódio de bloqueio as ondas atmosféricas propagam-se preferencialmente pelo guia de onda subtropical.

Qualitativamente o primeiro panorama, aquele durante o bloqueio, corresponderia ao experimento RO+, onde foi visto que uma região de alta anômala se forma em resposta ao avanço do LGM. Consistentemente com o trabalho de Nascimento e Ambrizzi (2002), nos presentes resultados a maior parte da atividade de ondas também ocorre em altas latitudes em detrimento da atividade ao longo do jato subtropical (p.e., Figura 4.13a). O segundo panorama (pré e pós bloqueio) também está representado nos resultados correntes e é consistente com Nascimento e Ambrizzi (2002). Este panorama corresponde ao experimento RO-, onde não há uma alta anômala em latitudes médias (Figura 4.33) e conseqüentemente a atividade de ondas tende a ocorrer ao longo do jato subtropical. Apesar de o tema bloqueios não ser um dos focos deste trabalho infere-se que, devido à semelhança dos resultados, no Mar de Ross, uma cobertura excessiva de gelo poderia estar relacionada à formação e/ou intensificação de altas de bloqueios.

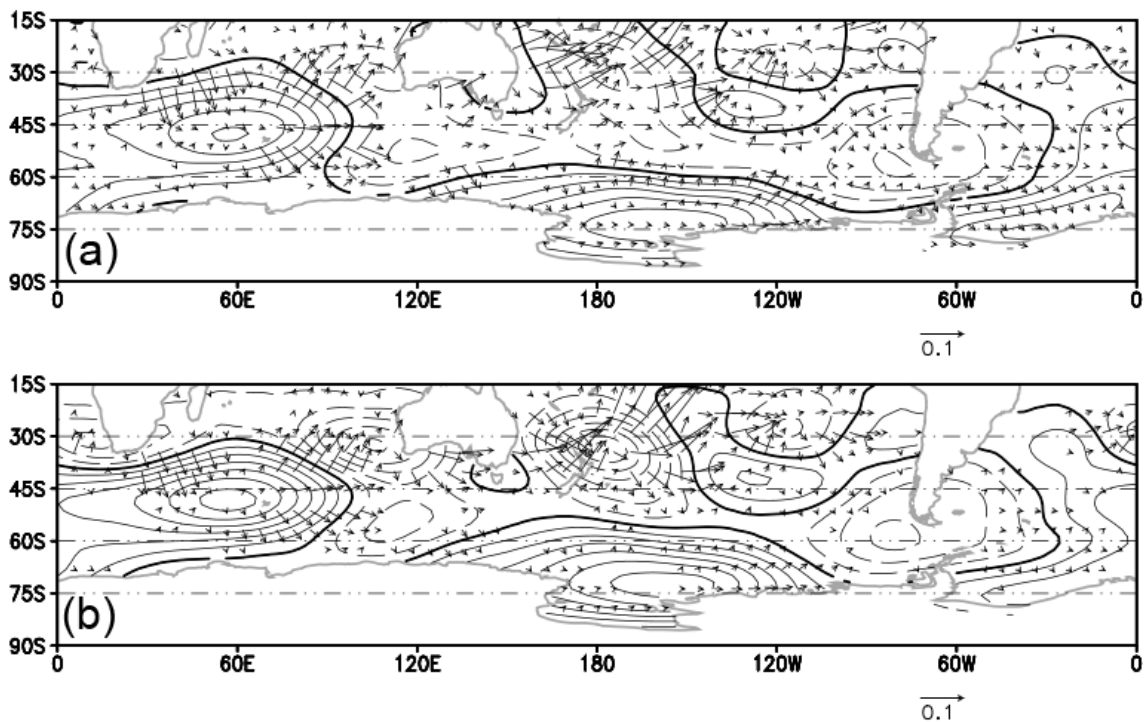


Figura 4.34 – Componente horizontal da atividade das ondas quasi-estacionárias e resposta média de ZHMT em (a) 500 e (b) 200 hPa, para o experimento RO-. As duas variáveis estão mascaradas sobre os continentes. A escala para os vetores é de  $1 \text{ cm} \equiv 0.1 \text{ m}^2 \cdot \text{seg}^{-2}$ .

O padrão-resposta de UVMT200 (Figura 4.35) indica anomalias negativas ao longo da região onde climatologicamente os ventos de oeste são mais intensos no modelo, portanto indicando um enfraquecimento do jato subtropical. Este resultado é consistente com trabalhos anteriores. Simmonds e Budd (1991), por exemplo, encontraram um enfraquecimento do jato (média zonal), entre  $40^\circ\text{S}$  e  $60^\circ\text{S}$ , associado a uma diminuição da concentração de gelo marinho, uniformemente distribuída ao redor da Antártica.

Esta região de anomalias negativas se estende desde o leste do Oceano Atlântico até o oeste do Oceano Pacífico, com três setores onde as anomalias são mínimas e significativas: ao sul da África, sudoeste da Austrália e norte-

nordeste da Nova Zelândia. Ao norte do paralelo 30°S, três centros de anomalias positivas aparecem como contrapartida aos centros de anomalias negativas acima citados. Estes três pares sul-norte de anomalias estão associados com as circulações anômalas exibidas na Figura 4.34b. Na América do Sul pode-se verificar uma região de anomalias positivas em aproximadamente 45°S indicando um fortalecimento do jato subtropical; porém a significância estatística não atinge os 10%.

Próximo ao setor do Mar de Ross pode ser vista uma configuração de anomalias negativas em latitudes subpolares (aproximadamente 60°S) e anomalias positivas em latitudes polares (ao sul de 75°S). Esta configuração de anomalias de UVMT200 é consistente com o posicionamento de uma anomalia anticiclônica identificada na análise de ZHMT200 (Figura 4.32b).

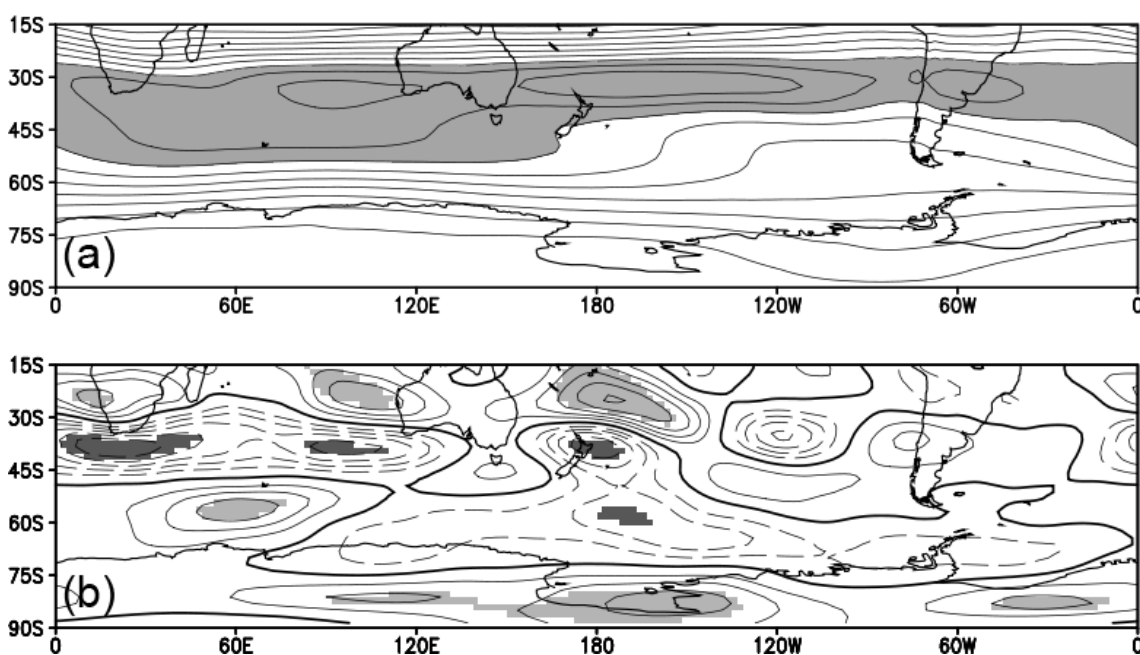


Figura 4.35 – (a) Climatologia do escoamento zonal em 200 hPa conforme representado pelo MCGA. Média entre o período de 10 de julho a 08 de outubro. Contornos a cada 1.0 m.s<sup>-1</sup>. (b) Diferença entre os escoamentos zonais dos experimentos RO- e CTRL. Os contornos estão a cada 0.2 m.s<sup>-1</sup>. As regiões sombreadas indicam as anomalias estatisticamente significativas em um nível de 10%.

A configuração mais evidente na resposta de VVMT200 (Figura 4.36) é uma estrutura em forma de trem de onda cruzando a Austrália de oeste para leste e originando-se aparentemente no Oceano Índico. Este resultado é plenamente consistente com o padrão de ZHMT200, ambos indicando atividade de trem de ondas em latitudes subtropicais (entre 45°S e 15°S). O fato deste trem de ondas não aparecer nos resultados do experimento RO+, sugere que esta estrutura está associada à redução de gelo imposta.

Anomalias significativas podem ser vistas também nos limites oeste e leste do Mar de Ross, formando uma espécie de dipolo entre estas duas regiões, de maneira semelhante à resposta no experimento RO+. O posicionamento geral e o sinal destas anomalias são o mesmo, ambos consistentes com uma anomalia anticiclônica de ZHMT em 500 e 200 hPa. Nesta região da Antártica prevalece um vórtice ciclônico de núcleo frio na troposfera livre, o chamado vórtice polar (JAMES, 1989). Assim, as anomalias anticiclônicas encontradas em ambos os experimentos indicam um enfraquecimento deste sistema.

Apesar de aparentes nas duas respostas, existem diferenças claras entre os dois anticiclones anômalos. No caso do experimento RO-, este dipolo não aparenta ser parte de uma bem configurada onda planetária de número 2, como em RO+. Além disso, as áreas das anomalias são menores no caso do experimento RO- e a anomalia negativa no setor oeste possui significância de apenas 30% indicando sua pouca amplitude em relação a sua contrapartida no setor leste. Esta discrepância pode estar relacionada à presença da anomalia negativa de gelo marinho no setor leste.

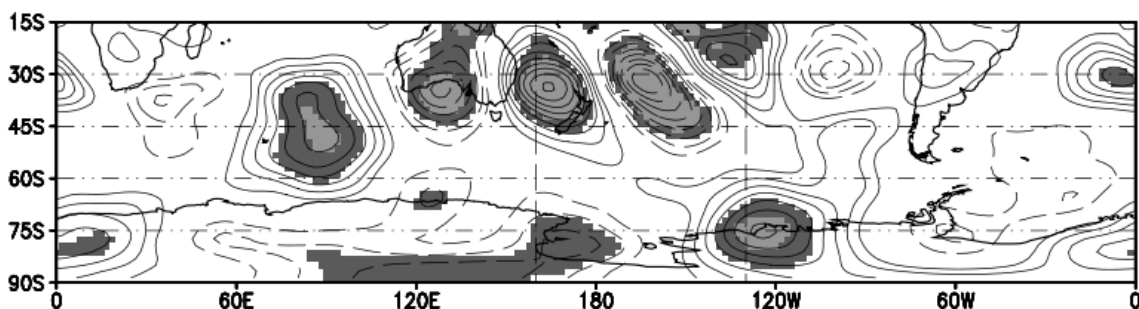


Figura 4.36 – (a) Resposta média de VVMT200 para o experimento RO-. Contornos a cada 0,1 m. O sombreado escuro (claro) indica um nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross. (b) VVMT200 médio para a integração CTRL. Contornos a cada 1 m.

#### 4.4.3 Avaliação das diferenças entre a dispersão dos conjuntos

Esta seção avalia e discute as diferenças (anomalias) entre a dispersão do conjunto RO- e a dispersão do CTRL, para as variáveis VVMT200 e ZHMT925. Para obter as diferenças (e suas respectivas significâncias), entre o experimento e o CTRL, foram utilizadas todas as pentadas dentro do período considerado, totalizando 1140 pentadas (19 pentadas X 60 membros). Pelo exposto na seção 4.3.3 assume-se que ao avaliar o desvio padrão destas variáveis se está avaliando majoritariamente aspectos dos transientes de alta frequência.

A Figura 4.37 apresenta o padrão hemisférico das diferenças entre o desvio padrão de VVMT200 do CTRL e do experimento RO-. O painel superior mostra a climatologia do desvio padrão do modelo durante o período considerado. No caso deste experimento parece haver de maneira geral um menor número de centros anômalos significativos. Este fato pode ser interpretado como um menor potencial da anomalia negativa do LGM, frente à anomalia positiva, em perturbar a variância do escoamento.



A característica mais evidente é uma sequência de quatro centros anômalos, com uma configuração semelhante a um trem de onda que cruza o sul da América do Sul, orientado noroeste-sudeste. Estrutura semelhante foi identificada nos resultados de RO+, porém nos resultados daquele experimento o trem de onda exibe uma ligeira curvatura anticiclônica, e neste (RO-) a curvatura é ligeiramente ciclônica. Ambos parecem emanar da região de máximo climatológico no modelo, ou seja, da representação da trilha de tempestade do modelo. Há evidências de que, nesta região, trens de ondas capturados pelo guia subtropical inclinam-se noroeste-sudeste, em uma configuração semelhante aquela na Figura 4.37, e unem-se a outros trens de ondas no jato polar (MULLER e AMBRIZZI, 2007).

Na região da anomalia do LGM existe um par anômalo negativo-positivo que possivelmente está associado à perturbação imposta. Neste par o núcleo a leste é negativo, menos intenso e menos significativo, enquanto que o núcleo oeste é positivo, maior, mais intenso e significativo. Desta maneira estes resultados sugerem uma diminuição da atividade transiente a oeste, e um aumento desta a leste.

No setor oeste do Mar de Ross pode ser visto um núcleo positivo e ao norte, no Pacífico Subtropical, um grande núcleo negativo. Ambos se posicionam em regiões de mínimo climatológico, ou seja, de atividade transiente mínima. Este par sul-norte também foi encontrado nos resultados relativos ao experimento RO+, fato este que pode estar indicando a importância desta região nas conexões entre as altas latitudes e as latitudes tropicais.

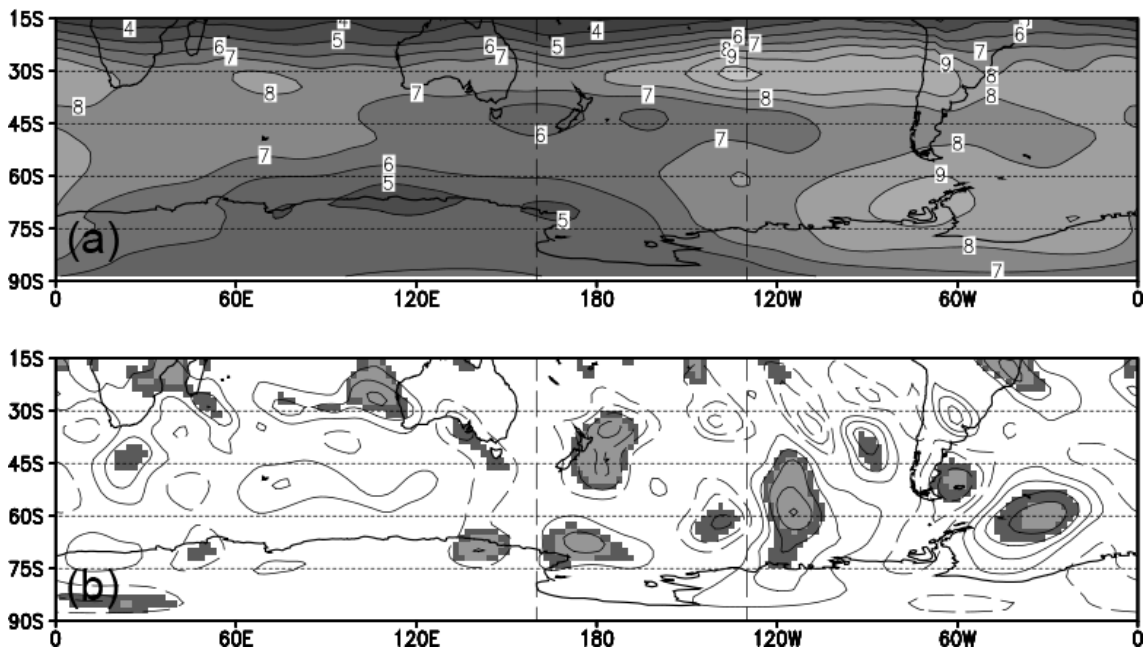


Figura 4.37 – (a) Desvio padrão entre os membros do CTRL, para a variável VVMT200. (b) Diferença entre o desvio padrão de VVMT200 do experimento RO- e o CTRL. O sombreado escuro (claro) indica um nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross.

A Figura 4.38 mostra o efeito que a perturbação imposta no LGM tem no desvio padrão da altura geopotencial em 925 hPa. Exatamente sobre a região de perturbação no LGM verifica-se uma diferença positiva indicando um aumento no desvio padrão nesta região, de maneira análoga aos resultados do experimento RO+ (Figura 4.17). A área da região anômala no entanto é maior no caso do experimento RO+, estendendo-se por quase toda a extensão longitudinal do Mar de Ross. No experimento RO- a região anômala aparece confinada no setor leste do Mar de Ross. A magnitude das anomalias é maior no experimento RO+, atingindo até 9 udp, enquanto que no experimento RO- a magnitude máxima apresentada é de cerca de 5 udp.

Mas talvez a característica mais importante seja uma configuração de quatro centros de variabilidade com configuração semelhante a um trem de onda. Esta sequência de anomalias de sinais alternados estende-se desde o Mar de Ross até o Oceano Atlântico. Estes quatro centros localizam-se no leste do Mar de Ross, no Mar de Bellingshausen (extremo sudeste do Pacífico), no estreito de Drake e no sudoeste do Oceano Atlântico. Um centro de variabilidade positiva no estreito de Drake existe também nos resultados do experimento RO+, sem associação, porém com uma estrutura em forma de trem de ondas.

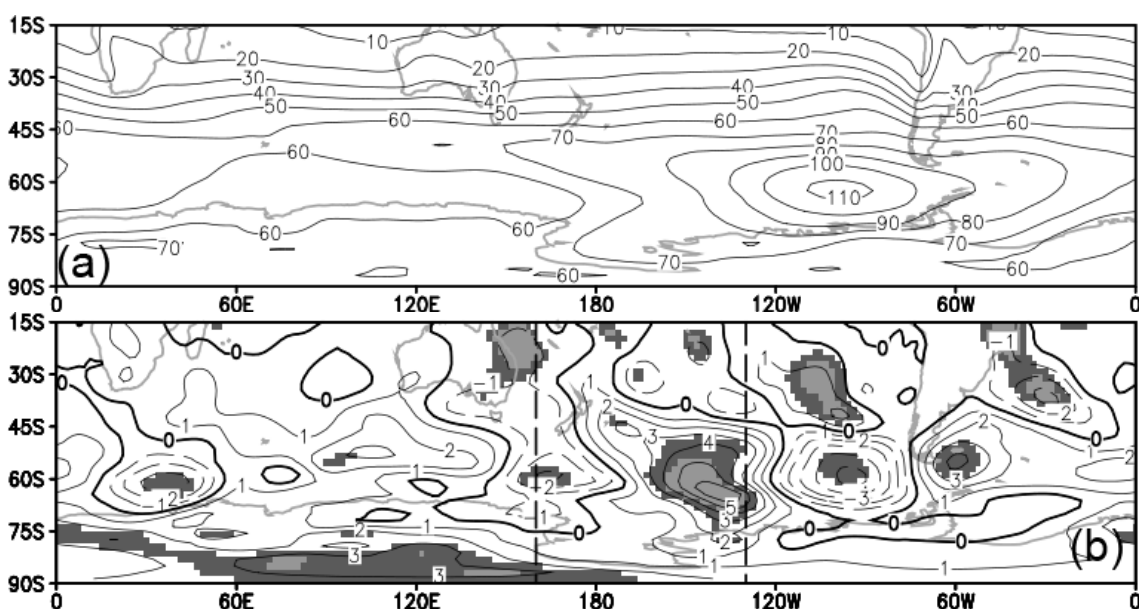


Figura 4.38 – (a) Desvio padrão entre os membros do CTRL. (b) Diferença entre o desvio padrão do experimento RO- e o CTRL. O sombreado escuro (claro) indica um nível de significância de 30% (10%). As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross.

#### 4.4.4 Avaliação do papel da variabilidade interna

Assim como no caso do experimento RO+, neste também é bastante evidente o padrão anômalo imposto pela anomalia no LGM, poder-se-ia dizer que neste

caso é ainda mais evidente. O padrão referente aos 60 membros de RO- mostram uma repetição de anomalias positivas superiores a 1 indicando o efeito da retração da camada de gelo marinho (Figura 4.39). Contrariamente, no CTRL não há um padrão definido, apenas uma distribuição aleatória de anomalias positivas e negativas resultantes da variabilidade interna do modelo.

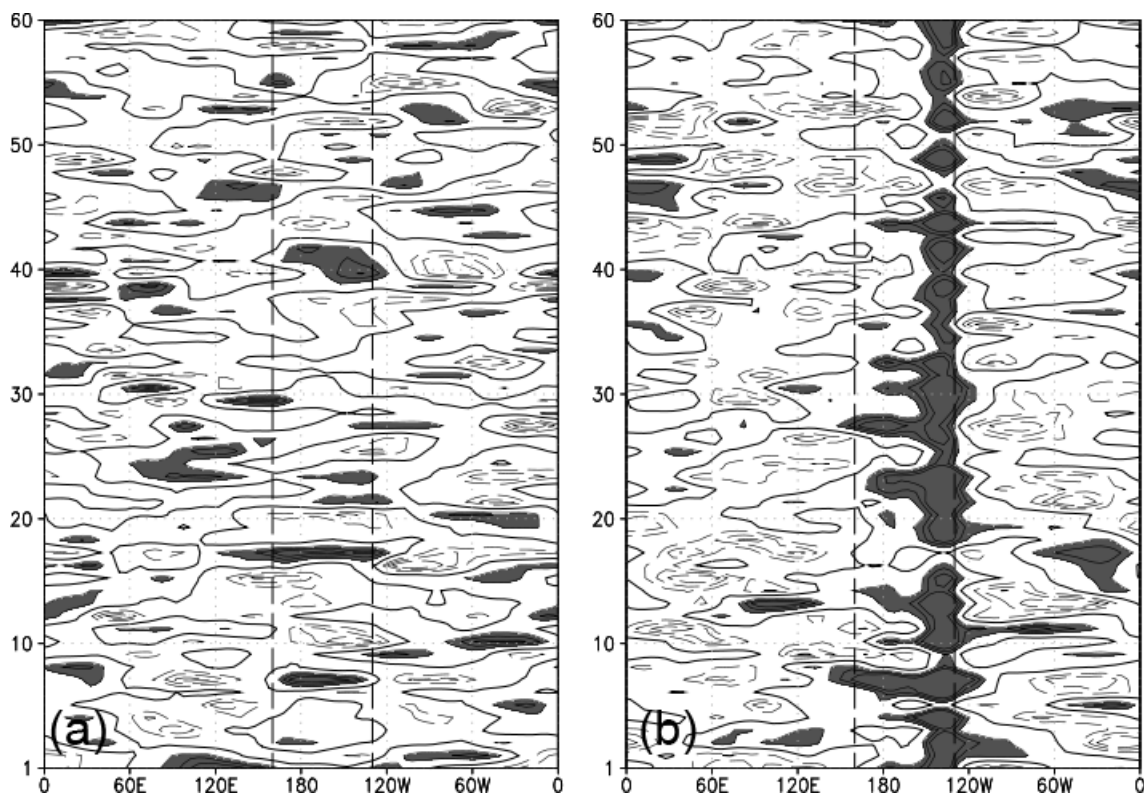


Figura 4.39 – Diagrama que mostra as 60 respostas (devidas aos 60 membros) da anomalia normalizada de ATMT925 devidas ao (a) CTRL e (b) experimento RO-. O eixo y exibe os valores médios entre 67°S e 57°S para cada um dos membros. Sombreados escuros (claros) indicam valores positivos (negativos) superiores (inferiores) a 1,0 (-1,0) desvio padrão. Os níveis dos contornos são -2.0, -1.5, -1.0, 1.0, 1.5 e 2.0. As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross.

O primeiro autovetor do experimento RO- representa 30,4% da variância e pode ser considerado distante dos demais (em termos de diferença de variância explicada): o segundo e o terceiro representam 17,7% e 11,4%, respectivamente. Em termos da configuração geográfica este primeiro autovetor apresenta um extenso núcleo posicionado no limite leste do Mar de Ross, sobre a região da anomalia no LGM, e um núcleo secundário no setor centro-oeste do Mar de Ross. Também podem ser vistas indicações de uma relação em fase oposta em altas latitudes, conforme indicado pelas isolinhas negativas a leste e oeste do Mar de Ross. O primeiro autovetor do CTRL, por outro lado, não apresenta nenhuma estrutura organizada que pareça estar associada com a variabilidade de ATMT925 no Mar de Ross. Esta diferença marcante indica que este primeiro modo não é devido à variabilidade interna, portanto é devido à anomalia imposta no LGM.

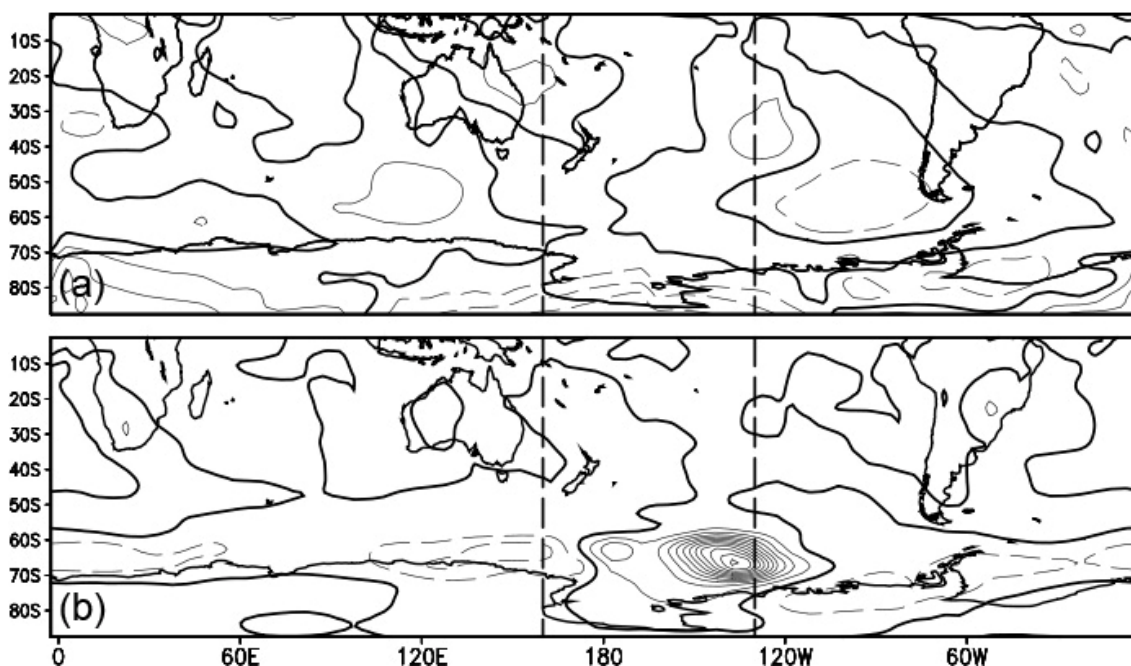


Figura 4.40 – Anomalias normalizadas de ATMT925. (a) Primeiro autovetor do CTRL; (b) Primeiro autovetor de RO-. Os contornos são adimensionais, a cada 0.03. As duas linhas tracejadas verticais indicam os limites do Mar de Ross.

A Figura 4.41 apresenta o mapa de correlações. Altos valores de correlação são evidentes exatamente sobre a região onde o LGM foi perturbado. Valores negativos de correlação, a leste e oeste do Mar de Ross os o indicam oscilação em fase oposta com estas duas outras regiões. Uma relação em fase oposta entre o Mar de Ross e os setores a leste da Antártica já havia sido detectada nos resultados do experimento RO+ (Figura 4.20). O mapa de correlações mostra também indicativos de uma conexão entre o Mar de Ross e latitudes subtropicais. Primeiro, uma sequência de três centros anômalos e de sinal alternado que cruza a Austrália, desde o Oceano Índico até o Pacífico Tropical Oeste, ao norte da Nova Zelândia. Na América do Sul há um pequeno, embora significativo centro positivo, indicando que anomalias positivas de temperatura tendem a ocorrer de maneira simultânea no Mar de Ross e sudeste da América do Sul.

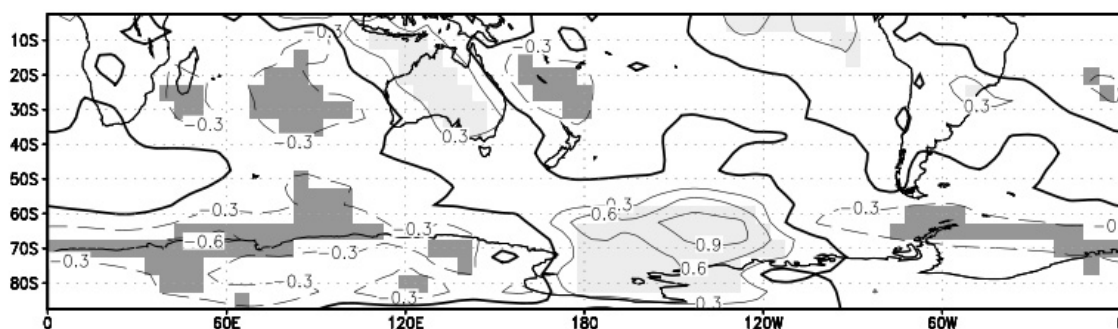


Figura 4.41 – Correlações entre a primeira série de coeficientes e os dados de anomalia normalizada de ATMT925. Sombreado claro (escuro) indica valores positivos (negativos) com significância estatística de 5%.

A comparação entre as diversas respostas devidas ao experimento RO- e as anomalias obtidas a partir do CTRL mostram, assim como no caso de RO+, a variabilidade interna do modelo tende a preponderar sobre o sinal devido à anomalia no LGM. Pode-se verificar que existem poucos centros com anomalias negativas dentro dos limites do Mar de Ross (Figura 4.42b), e que

este número é comparável ao número de centros com anomalias negativas devido somente à variabilidade interna do modelo (Figura 4.42a).

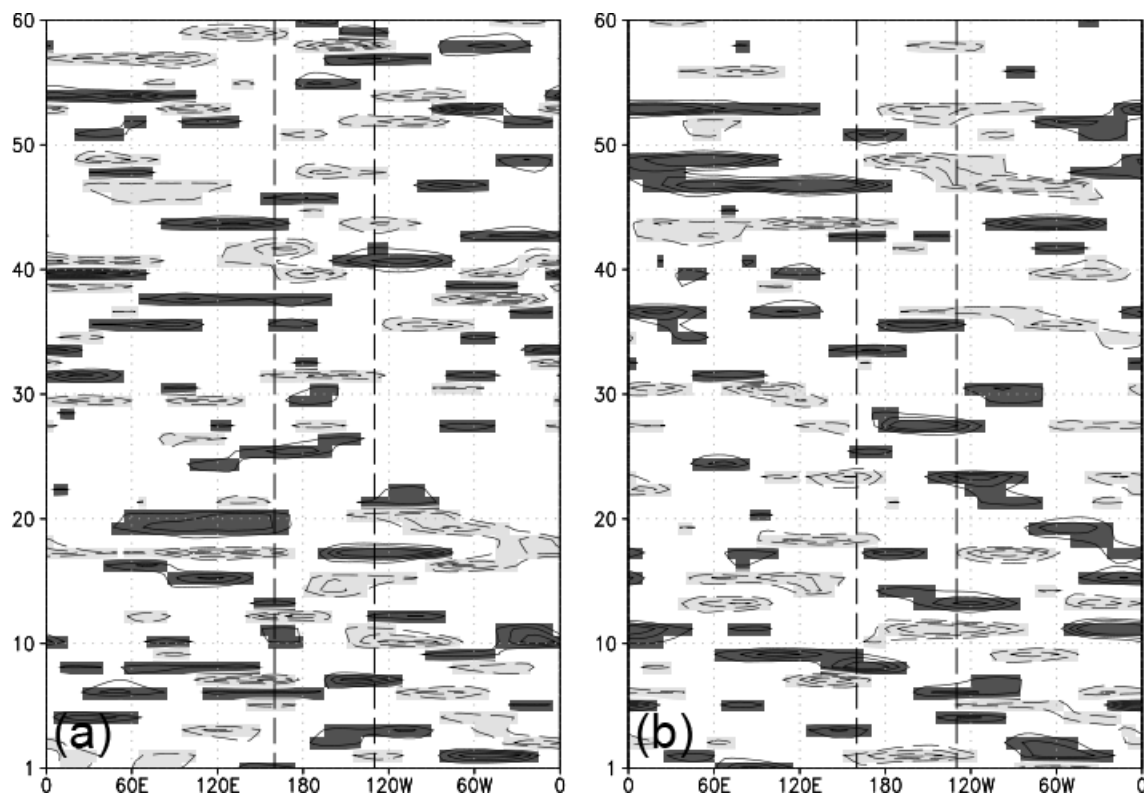


Figura 4.42 – Diagrama que mostra as 60 respostas da anomalia normalizada de ZHMT925 devidas ao (a) CTRL e (b) experimento RO+. O eixo y exibe os valores médios entre 67°S e 57°S para cada um dos membros. Sombreados escuros (claros) indicam valores positivos (negativos) superiores (inferiores) a 1,0 (-1,0) desvio padrão. Os níveis dos contornos são -3,0, -2,0, -1,0, 1,0, 2,0 e 3,0. As duas linhas verticais indicam os limites do Mar de Ross.

A comparação entre o primeiro autovetor das anomalias normalizadas de ZHMT925 do CTRL e do experimento RO- é exibida na Figura 4.43. Estes autovetores representam 18,2% e 17,1%, respectivamente e exibem, assim como no caso RO+, uma estrutura de número de onda 1 com um centro positivo no Pacífico Sudeste e uma extensa região negativa que inclui os

Oceanos Atlântico e Índico. O grau de similaridade entre eles, dado pela correlação espacial, é de 0,84, maior ainda do que no caso RO+. No segundo autovetor este valor cai para -0,59 (não mostrado).

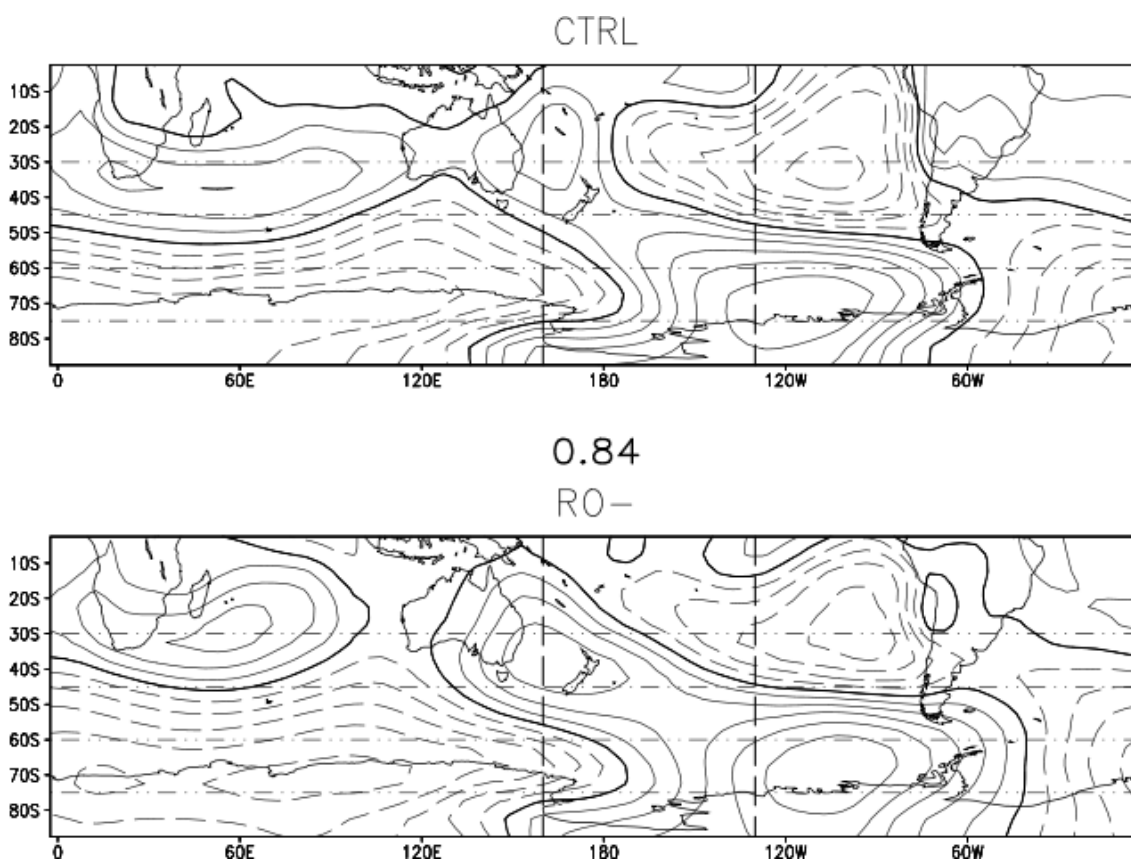


Figura 4.43 – Primeiro autovetor das anomalias normalizadas de ZHMT925 para o CTRL (acima) e o experimento RO- (abaixo). Os contornos são adimensionais, a cada 0.01. As duas linhas tracejadas verticais indicam os limites do Mar de Ross. O número central é o valor da correlação espacial entre os dois autovetores.

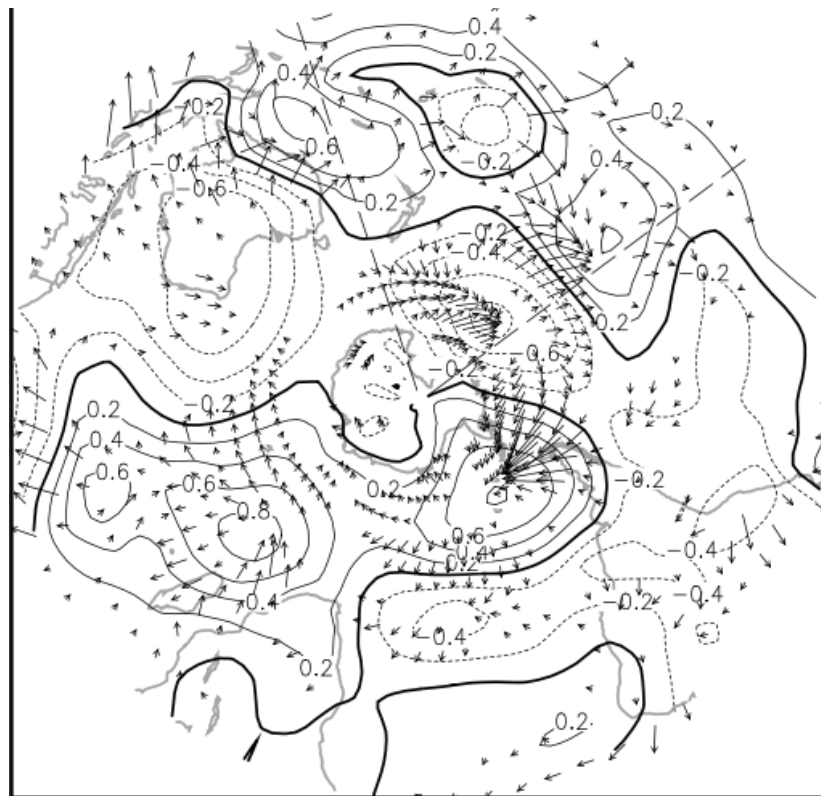
Conforme descrito na seção 4.2.4 foi sintetizado um novo conjunto de dados no qual se excluiu a variabilidade do primeiro modo. Este foi então investigado em busca de desvios de grande amplitude, com a finalidade de compor casos extremos de ZHMT925. A metodologia para gerar o composto é



completamente análoga àquela usada para o experimento RO+. A área usada como referência na busca de anomalias negativas extremas de ZHMT925, no entanto é diferente, pois o posicionamento da anomalia na extensão do gelo no Mar de Ross também é diferente. Os limites utilizados desta vez foram 200°E, 230°E, 69°S e 60°S. Treze eventos obedeceram ao critério de anomalias médias na área inferiores a -0,8 udp. O composto destes eventos é exibido na Figura 4.44.

O padrão-resposta exibe a mesma característica de trem de onda que apareceu nos resultados do experimento RO+, porém com sinal reverso. Novamente, os dois centros no Pacífico e Atlântico exibem maior amplitude, característica normalmente associada ao PSA. A convergência dos vetores  $F_s$  no Mar de Ross indica que esta região atua como fonte de atividade de ondas, dispersando energia em duas direções: para leste, para a Passagem de Drake e Mar de Weddell, e para o norte, para o Pacífico Subtropical central. Neste experimento (RO-), no entanto, a dispersão para o norte aparenta ser mais intensa, mais ao norte e estar conectada a atividade vinda do Pacífico Tropical Oeste. No experimento RO+ esta atividade esvanecia-se em latitudes médias, portanto não representava nenhuma conexão com os subtropicais. A partir do Mar de Weddell a atividade de ondas é, assim como em RO+, transferida para os Oceanos Atlântico e Índico.

Uma característica diferente do padrão-resposta RO- em relação a RO+ é a configuração anômala em forma de trem de onda que cruza a Austrália de oeste para leste. A presença de vetores ao longo deste trem de onda sugere que alguma atividade de onda está sendo propagada através destes centros. Esta configuração já foi identificada no padrão-resposta de ZHMT e VVMT, fato este que leva a concluir que deva de fato estar relacionada à diminuição da camada de gelo no Mar de Ross.



$\overrightarrow{0.5}$

Figura 4.44 – Composto de eventos extremos das anomalias normalizadas de ZHMT925 a partir do campo filtrado. Os vetores correspondem a componente horizontal de  $F_s$ . A seta no lado inferior esquerdo indica a escala dos vetores.

## 5 CONCLUSÕES

Neste estudo foi utilizado o MCGA do CPTEC/INPE para explorar o papel da extensão do gelo marinho no Mar de Ross como forçante da circulação atmosférica, durante o inverno (julho a setembro) austral, em uma escala sazonal. Objetivou-se responder as seguintes questões: quais as diferenças na resposta atmosférica devido a forçantes de polaridades opostas? Estão as anomalias de gelo marinho relacionadas a padrões conhecidos de teleconexão? É possível detectar alguma influência remota?

Este experimento utilizou conjuntos com 60 membros de maneira a incrementar o potencial de detecção do sinal devido às anomalias de gelo marinho. A condição de contorno inferior foi sintetizada como tendo a extensão observada no Mar de Ross e a extensão climatologia no resto da Antártica e em todo o Ártico. A TSM foi especificada como seguindo o ciclo climatológico durante o mesmo ano. A seguir são apresentados primeiro os resultados referentes à validação da integração de controle do modelo. Subsequentemente, são apresentados os resultados dos experimentos com anomalias de gelo marinho no Mar de Ross. Todas as avaliações descritas a seguir se referem ao Hemisfério Sul.

Em relação à reprodução do ciclo anual climatológico da altura geopotencial em 500 hPa, verifica-se que o modelo é capaz de reproduzir a configuração e a intensificação do padrão de onda 3, característico das latitudes médias, que é observada durante os meses de inverno e primavera. Em altas latitudes, o modelo reproduz a diferença que existe entre o ciclo climatológico anual do Oceano Pacífico Sudeste e da região compreendida pelos Oceanos Atlântico e Índico, característica da onda 1 que predomina nesta faixa de latitudes. A comparação entre as amplitudes observadas das ondas em médias e altas latitudes mostra que no primeiro caso as amplitudes são maiores, característica que também é bem reproduzida pelo modelo.

O modelo é capaz de simular a distribuição geográfica da onda 1, melhor no verão do que no inverno. No verão o modelo apresenta corretamente uma crista no Pacífico e um cavado, com duplo centro, nos Oceanos Atlântico e Índico. No inverno o padrão de onda 1 é representado pelo modelo com apenas dois centros, enquanto que diferentemente, nos dados ERA40 é visível uma onda 2 imersa na onda 1. Esta representação da onda 1 pelo MCGA-CPTEC é semelhante a uma representação feita por Kiladis e Mo (1998) a partir das reanálises NCEP/NCAR filtradas para períodos superiores a 50 dias. Sugere-se então que a simulação da onda 1 pelo modelo é mais representativa de baixas frequências.

Uma característica da circulação assimétrica da Antártica que é bem reproduzida pelo modelo, tanto no inverno quanto no verão, é a baixa semi-permanente do Mar de Ross. Esta região de baixa pressão em superfície é parte de uma célula de circulação meridional de grande escala, que compreende os ventos catabáticos, ascensão em altas latitudes e um vórtice de núcleo frio em toda a troposfera sobre o continente antártico.

Os três primeiros autovetores do modelo e das reanálises somam respectivamente 42,3% e 44,0% da variância em janeiro, e 45,7% e 47,9% em julho, o que mostra que quase metade da variância da altura geopotencial em 500 hPa é devida a estes três modos. Observou-se que a distribuição da variância entre os três autovetores para o modelo e as reanálises foi semelhante, indicando que o modelo é capaz de separar adequadamente os três primeiros modos de variabilidade. O primeiro autovetor exibe uma forte característica de onda 1, indicando a predominância da onda 1 no escoamento assimétrico do Hemisfério Sul na escala sazonal.

O segundo autovetor das reanálises registra um padrão de onda 4 no verão e onda 3 no inverno, diferença esta que o MCGA do CPTEC/INPE é capaz de reproduzir. No entanto, enquanto o padrão de onda 4 obtido das reanálises

aparece circumpolar e restrito às latitudes médias e altas, o padrão do modelo apresenta, no Oceano Atlântico, uma curvatura acentuada em direção as baixas latitudes. No inverno, o modelo concorda com as reanálises ao apresentar também um padrão de onda 3 com centros de variabilidade bem definidos no Atlântico Sul, e no Pacífico Sudeste. No Oceano Índico e Pacífico Sudoeste, entretanto os centros de variabilidade são representados de maneira atenuada pelo MCGA. Além disso, a sequência de centros no modelo apresenta uma ligeira curvatura em direção às latitudes tropicais, na região do Oceano Atlântico.

O terceiro autovetor das reanálises ERA40 exibe um padrão de onda 4 no verão, característica esta que é bem reproduzida pelo modelo. No inverno o padrão predominante é de uma onda três. Entretanto, a onda 3 das reanálises apresenta uma forte componente de deslocamento meridional no Oceano Atlântico, não presente no modelo.

O segundo e terceiro autovetores, das reanálises e do modelo, quando considerados em conjunto apresentam uma série de características comuns ao PSA e, portanto, podem ser considerados como representativos deste padrão. Estas características comuns encontradas foram: i) dois autovetores com variâncias associadas muito próximas; ii) os autovetores são muito semelhantes, separados por uma diferença de fase próxima de  $\frac{1}{4}$  de comprimento de onda; iii) apresentam uma configuração de número de onda três em altas e médias latitudes e iv) os centros de variância apresentam maiores amplitudes no Pacífico e Atlântico Sul. Os resultados demonstram portanto que o modelo é capaz de reproduzir este importante padrão de oscilação no Hemisfério Sul.

As características do jato são bem representadas pelo modelo, embora a magnitude simulada seja maior que nos dados ERA40. A expansão do jato durante o inverno é reproduzida pelo modelo assim como a bifurcação do

escoamento de oeste que caracteriza o jato polar. Esta última, porém, é simulada deslocada para oeste pelo modelo e com a região de mínimo não tão bem configurada. Em relação à avaliação das trilhas de tempestades, as comparações mostraram que de maneira geral, o modelo é capaz de representar a trilha de tempestades que circunavega o Círculo Polar Antártico, melhor no verão do que no inverno. A expansão sazonal climatológica que transcorre do verão para o inverno, por exemplo, é bem representada pelo modelo. Outra característica marcante das trilhas de tormentas no Hemisfério Sul é o “espiralamento” destas rumo a latitudes polares no inverno. Embora não tão evidente quanto nas reanálises, pode-se verificar que esta característica existe no modelo, com um desvio mais acentuado na direção das altas latitudes ocorrendo a leste da América do Sul, sobre o Oceano Atlântico.

Após a validação do modelo, foram avaliadas primeiro as respostas de escala local, decorrentes de anomalias positivas e negativas de gelo. Os resultados são consistentes com estudos anteriores que avaliaram o impacto da extensão de gelo-marinho na atmosfera. De maneira geral, os resultados mostram que quando a extensão da camada de gelo marinho é excessiva (deficiente) os fluxos de calor do oceano, principalmente o calor sensível, são atenuados (acentuados) resultando, portanto em anomalias negativas (positivas) substanciais. Como esperado, os fluxos anômalos induzem anomalias na temperatura próxima a superfície, de maneira que quando o LGM está anormalmente avançado (retrocedido) para o norte (sul) as anomalias são negativas (positivas). As anomalias não apresentam grande penetração vertical, ficando restritas abaixo de 700 hPa. A pressão em superfície também responde aos fluxos anômalos de calor de maneira que quando a extensão da camada de gelo marinho é excessiva (deficiente) há um aumento na pressão.

A seguir foram avaliadas as respostas em um domínio hemisférico, com o objetivo de estimar os potenciais impactos remotos. Foram avaliados os campos anômalos de altura geopotencial em baixos, médios e altos níveis da

troposfera e a componente horizontal do fluxo da atividade das ondas associada. A configuração hemisférica da resposta da circulação atmosférica em relação ao experimento RO+ mostra o predomínio de uma onda 2 no cinturão de latitudes médias e altas. Esta onda 2 apresenta uma estrutura barotrópica, com a magnitude das anomalias aumentando conforme a altura. Um dos pares crista-cavado anômalo localiza-se no Oceano Índico, com a crista posicionada ao sul-sudeste da África e o cavado a sudoeste da Austrália. O segundo par crista-cavado da configuração de onda 2 possui maior dimensão e amplitude, abrangendo os Oceanos Pacífico e Atlântico. A crista posiciona-se centrada sobre a região anômala no LGM e o cavado posiciona-se a leste, estendendo-se na direção zonal desde o Pacífico Sudeste até o Atlântico Sul. A atividade de ondas mais intensa ocorre associada à perturbação imposta no LGM e tende a se propagar para nordeste rumo às latitudes extratropicais e subtropicais do Oceano Pacífico. O escoamento atmosférico de oeste se enfraquece em latitudes médias sobre o Oceano Pacífico sudoeste, imediatamente ao norte da região onde o LGM foi perturbado. Mais ao norte ainda, em resposta a um avanço na camada de mar congelado no Mar de Ross as anomalias indicam um fortalecimento do jato subtropical no Hemisfério Sul. A configuração hemisférica da componente meridional anômala em 200 hpa confirma as características encontradas através da análise da altura geopotencial, ou seja, o predomínio de uma onda 2 no cinturão de latitudes médias e altas.

A configuração anômala da circulação de grande escala do experimento RO- mostra um padrão diferente daquele exibido pelo experimento RO+, embora a estrutura vertical também seja barotrópica. Os centros significativos não indicam uma configuração de onda 2 no cinturão de latitudes médias e altas, mas sim uma configuração de trem de onda em latitudes subtropicais. Este trem de onda exhibe uma sequência de centros anômalos que se inicia no Oceano Índico cruza a Austrália na direção de oeste para leste, passa ao norte da Nova Zelândia e curva-se em direção sudeste, aproximadamente no

Pacífico Central. Esta estrutura está presente em níveis médios e altos da troposfera, bem como próximo à superfície. Embora ocorra atividade de onda associada à retração no LGM, e a correspondente anomalia de pressão em superfície, a atividade mais intensa no hemisfério ocorre associada aos centros anômalos que configuram o trem de onda em latitudes subtropicais. O jato subtropical apresenta um enfraquecimento na faixa de 30°S a 45°S, devido a uma maior liberação de calor pelo oceano e conseqüente diminuição do gradiente meridional de temperatura. A componente meridional confirma as características da circulação de grande escala quando vista através da altura geopotencial em 200 hPa. Uma característica notável, no entanto, é a configuração bipolar de anomalias a oeste (negativas) e leste (positivas) do Mar de Ross, que representa uma anomalia anticiclônica presente nos dois experimentos, e que sugere um enfraquecimento do vórtice polar.

Com o objetivo de avaliar alterações potenciais nos padrões da atividade transiente, relacionadas às anomalias no LGM foram avaliadas as diferenças entre a dispersão dos conjuntos perturbados e do CTRL, para as variáveis VVMT200 e ZHMT925. No caso de RO+, a característica anômala mais evidente é o aumento da atividade transiente na região da anomalia do LGM, bem ao sul desta, e a leste, no Mar de Amundsen. No caso de RO-, o padrão anômalo na região da anomalia no LGM, caracteriza-se por um dipolo zonal oeste-leste de menor-maior atividade transiente. Quando estimada através do desvio padrão da componente meridional do vento, observa-se que, na região do Mar de Ross, a atividade transiente aumenta nos dois experimentos. Este aumento de atividade transiente e a indicação de enfraquecimento do vórtice polar sul são consistentes, e juntas sugerem um enfraquecimento deste importante sistema de circulação de grande escala, em altas latitudes. Os transientes de alta frequência são o mecanismo proposto por James (1989) para drenar vorticidade do vórtice do pólo sul impedindo-o de colapsar-se. Outra característica marcante que aparece como resposta significativa nos dois experimentos é uma configuração semelhante a um trem de onda que cruza o



sul da América do Sul, orientado noroeste-sudeste. Sugere-se que este trem poderia estar associado a variações na atividade dos transientes de alta frequência.

Uma importante etapa deste trabalho foi dedicada a estimar a variabilidade interna do MCGA do CPTEC/INPE e sua influência nos padrões anômalos obtidos. Estudos recentes, porém em sua grande maioria focada no Hemisfério Norte, sugerem que a variabilidade interna do modelo pode condicionar a configuração da resposta em larga-escala a fontes de perturbação em latitudes médias e altas (p.e., KUSHNIR et al., 2002; DESER et al., 2004). Vale a pena comentar, no entanto, que os resultados das análises nas seções 4.3.2 e 4.4.2 sugerem que no Hemisfério Sul, diferentemente das indicações dadas por estudos anteriores com foco no Hemisfério Norte, a variabilidade interna não tende a dominar completamente a resposta em larga escala, uma vez que as respostas em escala hemisférica apresentaram diferenças substanciais na configuração.

Os resultados desta etapa do trabalho evidenciaram a possível existência de uma relação fora de fase entre o Mar de Ross e os oceanos a leste (Amundsen-Bellingshausen e Weddell). Esta relação defasada foi detectada através da análise das anomalias normalizadas da temperatura próxima à superfície, e se manifesta de tal maneira que quando o LGM retrocede (avança) as temperaturas configuram-se anormalmente altas (baixas) no Mar de Ross e baixas (altas) nos Mares de Amundsen-Bellingshausen e Weddell. Esta "gangorra" nas temperaturas próximas a superfície é consistente com um padrão de oscilação de grande escala que foi detectado previamente em estudos observacionais (Yuan e Martinson, 2000) e denomina-se Dipolo da Antártica. Resultados das análises de deste estudo indicam ainda a possibilidade da existência de uma relação em fase entre a região do Mar de Ross e o setor subtropical da América do Sul, relação esta detectada nas análises das anomalias da temperatura próxima à superfície.

Os padrões resultantes das anomalias normalizadas de geopotencial exibem uma sequência de centros anômalos de circulação similar ao trem de onda associado ao PSA, que emana do Mar de Ross no sentido leste e curva-se em direção as baixas latitudes no Oceano Atlântico. No caso do experimento RO+ a configuração do trem de onda é de uma circulação anticiclônica anômala no Pacífico Central, uma circulação ciclônica anômala a leste (Mares de Bellingshausen e Weddell) e novamente uma circulação anticiclônica no Atlântico Sul. Esta configuração aparece revertida no caso do experimento RO-. A avaliação da componente horizontal de atividade de ondas associada à configuração anômala de trem de onda mostra convergência dos vetores do Mar de Ross, indicando, portanto que esta região atua como fonte de atividade de ondas devido à anomalia no LGM.

Usualmente nas pesquisas científicas, certas questões são respondidas e novas questões vêm à tona. Neste estudo não foi diferente, assim, sugere-se como possíveis desdobramentos:

- Avaliar a correspondência entre as modificações na circulação, decorrentes das anomalias de gelo marinho, indicadas pelos resultados do presente estudo, e aquelas observadas. Se estas anomalias são potencialmente reais então deve haver algum reflexo destas na circulação anômala observada;
- Uma vez que uma das premissas do presente estudo é que anomalias na extensão de gelo marinho em diferentes setores podem induzir respostas atmosféricas de grande escala com características diferentes, é sugerido avaliar o impacto na circulação atmosférica de anomalias na camada de gelo marinho em outros setores ao redor da Antártica. Sugere-se estudar o setor do Mar de Weddell.
- Um dos resultados deste estudo indica a possibilidade da existência de uma relação em fase entre a região do Mar de Ross e o setor subtropical da América do Sul, detectada nas anomalias da temperatura próxima à

superfície. Sugere-se estudar esta potencial relação em maior profundidade, utilizando dados observados.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALEXANDER, M. A.; BHATT, U.; WALSH, J. E.; TIMLIN, M. S.; MILLER, J. S.; SCOTT, J. D. The atmospheric response to realistic arctic sea ice anomalies in an AGCM during Winter. **J. Climate**, v.17, p.890-905, 2004.
- AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B. J.; HSU, H. H. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. **J. Atmos. Sci.**, v.52, p.3661-3672, 1995.
- ANTHES, R.A. A cumulus parameterization scheme utilizing a onedimensional cloud model. **Mon. Wea. Rev.**, v.105, p.270-286, 1977.
- BERBERY, E. H.; NOGUÉS-PAEGLE, J.; HOREL, J.D. Wavelike southern hemisphere extratropical teleconnections. **J. Atmos. Sci.**, p.155-177, 1992.
- BERBERY, E. H.; VERA, C. S. Characteristics of the southern hemisphere winter storm track with filtered and unfiltered data. **J. Atmos. Sci.**, v.53, p. 468-481, 1996.
- BLACKMON, M. L. A Climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the northern hemisphere. **J. Atmos. Sci.**, v.33, n. 8, p.1607-1623, 1976.
- BLACKMON, M. L.; WALLACE, J. M.; LAU, N.-C.; MULLEN, S. L. An observational study of the northern hemisphere wintertime circulation. **J. Atmos. Sci.**, v.34, p. 1040-1053, 1977.
- BONATTI, J. P. Modelo de circulação geral atmosférico do CPTEC. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. on line, n.Especial 10 anos, 1996. (INPE-12799-PRE/8089). Disponível em: <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cliesp10a/index1.shtml>>. Acesso em: 02 fev. 2011.
- BROMWICH, D. H.; PARISH, T. R. Meteorology of the antartic. meteorology of the southern hemisphere. In: KAROLY, D. J.; VINCENT, D. G. (ed.) **Meteorology of the southern hemisphere**. Boston: Amer. Meteor. Soc., 1998, cap. 4, p. 175–200.
- BUDILLON, G.; FUSCO, G.; SPEZIE, G. A study of surface heat fluxes in the Ross Sea (Antarctica). **Antar. Sci.**, v.12, n. 2, p. 243-254, 2000.
- CARLETON, A. M. Ice-ocean-atmosphere interactions at high southern latitudes in winter from satellite observations. **Aust. Met. Mag.**, v.29, p.183-195, 1981.
- CAVALCANTI, I. F. A.; MARENGO, J. A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; TROSNIKOV, I.; BONATTI, J. P.; MANZI, A. O.; TARASOVA, T.; D'ALMEIDA, C.; SAMPAIO, B.; PEZZI, L.P.; CASTRO, C.C.; SANCHES, M.; CAMARGO, H. Global climatological features in a simulation using CPTEC/COLA AGCM, **J. Climate**, v.15, p. 2965-2988, 2002.

- CAVALCANTI, I. F. A.; CASTRO, C. A. C. Southern Hemisphere atmospheric low frequency variability in a GCM climate simulation. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 7, 2003, Wellington, New Zealand. **Proceedings...** Wellington, New Zealand: 2003 p.24-28.
- CAVALIERI, D. J.; CAMPBELL, W. J.; GLOERSEN, P. Determination of sea ice parameters with the NIMBUS 7 SMMR. **J. Geophys. Res.**, v.89, p. 5355-5369, 1984.
- CHARNEY, J. G.; ELIASSEN, A. A numerical method for predicting the perturbations of the middle-latitude westerlies. **Tellus**, v.1, p.38-54, 1949.
- CONNOLLEY, W. M. Variability in annual mean circulation in southern high latitudes. **Climate Dynamics**, v.13, p. 745-756, 1997.
- D'ALMEIDA, C.; CAVALCANTI, I.F.A. The southern hemisphere main centers of action associated with teleconnection patterns in climate results of the CPTEC/COLA GCM. In: INTERNATIONAL SOUTHERN HEMISPHERE CONFERENCE ON METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 6., 2000, Santiago, Chile. **Anais**, Santiago, 2000. p.360-361.
- DAVIES, R. **Documentation of the solar radiation parameterization in the GLAS climate model.** Washington-DC, EUA: National Aeronautics and Space Administration, 1982. 57 p.
- DESER, C.; MAGNUSDOTTIR, G.; SARAVANAN, R.; PHILLIPS, A. The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part II: Direct and indirect components of the response. **J. Climate**, v.17, p.877-889, 2004.
- DESER, C.; WALSH, J.E.; TIMLIN, M.S. Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends. **J. Climate**, v.13, p.617-633, 2000.
- EDMON, H. J.; HOSKINS, B. J.; MCINTYRE, M. E. Eliassen-Palm cross sections for the troposphere. **J. Atmos. Sci.**, v.37, p. 2600-2616, 1980.
- GONG, D.; WANG, S. Definition of Antarctic oscillation index. **Geophys. Res. Lett.**, v.26, p. 459-462, 1999.
- HANNACHI, A.; JOLLIFFE, I. T.; STEPHENSON, D. B. Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review. **International J. Climatology**, v.27, p. 1119-1152, 2007.
- HANSEN, A. R.; SUTERA, A.; VENNE, D. E. An examination of midlatitude power spectra: Evidence for standing variance and the signature of El Niño. **Tellus**, v.41A, p.371-384, 1989.
- HARANGOZO, S. A. Atmospheric meridional circulation impacts on contrasting winter sea ice extent in two years in the Pacific sector of the Southern Ocean, **Tellus**, v.49A, p.388-400, 1997.

- HARSHVARDHAN, T.; DAVIS, R.; RANDALL, D.A; CORSETTI, T.G. A fast radiation parameterization for general circulation models. **J. Geophys. Res.**, v. 92, p. 1009-1016, 1987.
- HEINEMANN, G. On the development of wintertime meso-scale cyclones near the sea ice front in the Arctic and Antarctic. **Global Atmos. Ocean Sys.**, v.4, p.89-123, 1996.
- HERMAN, F. J.; JOHNSON, W. T. The Sensitivity of the General Circulation to Arctic Sea Ice Boundaries: A Numerical Experiment, **Mon. Wea. Rev.**, v.106, p.1649-1664, 1978.
- HONDA, M.; YAMAZAKI, K.; NAKAMURA, H.; TAKEUCHI, K. Dynamic and Thermodynamic Characteristics of Atmospheric Response to Anomalous Sea-Ice Extent in the Sea of Okhotsk. **J. Climate**, v.12, p. 3347-3358, 1999.
- HOSKINS, B, J.; VALDES, P. J. On the existence of the storm tracks, **J. Atmos. Sci.**, v.47, p.1854–1864, 1990.
- HOSKINS, B. J.; JAMES, I. N.; WHITE, G. H. The shape, propagation and mean-flow interaction of large-scale weather systems. **J. Atmos. Sci.**, v.40, p. 1595-1612, 1983.
- HOSKINS, B. J.; KAROLY, D. J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. **J. Atmos. Sci.**, v.38, p.1179-1196, 1981.
- HUDSON, D. A.; HEWITSON, B. C. The atmospheric response to a reduction in summer Antarctic sea-ice extent. **Climate Research**, v.16, p. 79-99, 2001.
- HURREL, J. W.; HACK, J. J.; SHEA, D.; CARON, J. M.; ROSINSKI, J. A New Sea Surface Temperature and Sea Ice Boundary Dataset for the Community Atmosphere Model. **J. Climate**, v.21, p. 5145-5153, 2008.
- HURREL, J. W.; VAN LOON, H.; SHEA, D. J. The mean state of the troposphere. In: KAROLY, D. J.; VINCENT, D. G. (ed.) **Meteorology of the Southern Hemisphere**. Boston: American Meteorological Society, 1998, cap. 1, p. 1-46.
- JAMES, I. N. The Antarctic Drainage Flow: implications for hemispheric flow on the southern hemisphere. **Antarctic Sci.**, v.1, p.279-290, 1989.
- KAISER, H. F. The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. **Psychometrika**, v.23, p. 187-200, 1958.
- KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDHIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K.C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-Year reanalysis project. **Bulletin of American Meteorological Society**, v.77, p.437–471, 1996.

- KAROLY, D. J. Southern Hemisphere Circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation. **J. Climate**, v.2, p.1239-1252, 1989.
- KAROLY, D. J. The role of transient eddies in low frequency zonal variations of the Southern Hemisphere circulation. **Tellus**, v.42A, p. 41-50, 1990.
- KAROLY, D. J.; PLUMB, R. A.; TING, T. M. Examples of the Horizontal propagation of quasi-stationary waves. **J. Atmos. Sci.**, v.46, p. 2802-2811, 1989.
- KIDSON, J. W. Interannual variations in the Southern Hemisphere circulation. **J. Climate**, v.1, p. 1177-1198, 1988.
- KILADIS, G. N.; MO, K. C. Interannual and intraseasonal variability in the southern hemisphere. In: KAROLY, D. J.; VINCENT, D. G. (ed.) **Meteorology of the southern hemisphere**. Boston: Amer. Meteor. Soc., 1998, cap. 8, p. 307–336.
- KINTER, J.L.; DEWITT, D.; DIRMEYER, P.A.; FENNESSY, M.J.; KIRTMAN, B.P.; MARX, L.; SCHNEIDER, E.K.; SHUKLA, J.; STRAUS, D.M. **The COLA atmosphere-biosphere general circulation model**. Volume 1: Formulation. Calverton, MD: Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies. COLA Staff, Report N.o 51, 1997.
- KOK, C. J.; OPSTEEGH, J. D. On the possible causes of anomalies in seasonal mean circulation pattern during the 1982-83 El Niño Event. **J. Atmos. Sci.**, v.42, p.677–694, 1985.
- KOTSCH, W.J. **Weather for the mariner**. Maryland: United States Naval Institute, 163 p. 0-87021-756-9, 1983.
- KUO, H.L. On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. **J. Atmos. Sci.**, v. 22, p. 40-63, 1965.
- KUSHNIR, Y. et al. Atmospheric GCM Response to Extratropical SST Anomalies: Synthesis and Evaluation. **J. Climate**, v.15, p. 2233-2256, 2002.
- LACIS, A.; HANSEN, J.E. A parameterization of the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, p. 118-133, 1974.
- LAU, N.-C. A diagnostic study of recurrent meteorological anomalies appearing in a 15-year simulation with a GFDL general circulation model. **Mon. Wea. Rev.**, v.109, p.2287-23, 1981.
- LAU, W. K.; SHEU, P. J.; KANG, I. S. Multi-scale low frequency circulation modes in the global atmosphere. **J. Atmos. Sci.**, v.51, p. 2750-2753, 1994.
- LEMKE, P.; TRINKL, E. W.; HASSELMANN, K. Stochastic dynamic analysis of polar sea-ice variability. **J. Physical Oceanography**, v.10, p.2100-2120, 1980.
- LIU, J.; CURRY, J. A.; MARTINSON, D. G. Interpretation of recent Antarctic sea ice variability. **Geophys. Res. Lett.**, v.31, DOI:10.1029/2003GL018732, 2004.



- LORENZ, E. N. **Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction**. Massachusetts: Institute of Technology, 1956. 49p.
- MAGNUSDOTTIR, G.; DESER, C.; SARAVANAN, R. The Effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part I: main features and storm track characteristics of the response. **J. Climate**, v.17, p.857-876, 2004.
- MARQUES, R. F. C.; RAO, V. B. A Diagnosis of a long-lasting blocking event over the Southeast Pacific Ocean. **Mon. Wea. Rev.**, v.127, p. 1761-1776, 1999.
- MEIRA, G. ; CAVALCANTI, I. F. A. Características da convecção associada à variabilidade intrasazonal: comparação entre resultados do Mcga Cptec/Cola e observação. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso), 2010.
- MELLOR, G.L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model geophysical fluid problem. **Rev. Geophys. Space Phys.**, v. 20, p. 851-875, 1982.
- MITCHELL, J. F. B.; HILLS, T. S. Sea-ice and the antarctic winter circulation: A numerical experiment. **Quart. J. R. Met. Soc.**, v.112, p. 953-969, 1986.
- MO, K. C. Relationships between Low-Frequency Variability in the Southern Hemisphere and Sea Surface Temperature Anomalies. **J. Climate**, v.13, p.3599-3610, 2000.
- MO, K. C.; GHIL, M. Statistics and dynamics of persistent anomalies. **J. Atmos. Sci.**, v.44, n.5, p.877-901, 1987.
- MO, K. C.; HIGGINS, R. W. The Pacific-South American modes and tropical convection during the southern hemisphere winter, v.126, p.1581-1596, 1998.
- MO, K. C.; WHITE, G. H. Teleconnections in the southern hemisphere. **Mon. Wea. Rev.**, v.113, p.22-37, 1985.
- MULLER, G. V.; AMBRIZZI, T. Teleconnection patterns and Rossby wave propagation associated to generalized frosts over southern South America. **Clim. Dyn.**, DOI: 10.1007/s00382-007-0253-x, 2007.
- NMC Development Division Staff . Research version of the medium range forecast model, 1988. Washington, D.C. 20233: NMC Documentation Series #1 (available from the Development Division, NMC),..
- NASCIMENTO, E. L.; AMBRIZZI, T. The influence of Atmospheric Blocking on the Rossby Wave Propagation in the Southern Hemisphere Winter Flows. **Journal Of The Meteorological Society Of Japan**, v.80, p. 139-159, 2002.
- PARKINSON, C. L. Southern ocean sea ice and its wider linkages: Insights revealed from models and observations. **Antarc. Sci.**, v.16, p.387-400, 2004.
- PENG, S.; ROBINSON, W. A. Relationships between atmospheric internal variability and the responses to an extratropical SST anomaly. **J. Climate**, v.14, p. 2943-2959, 2001.

- PITTOCK, A. B. Patterns of climatic variation in Argentina and Chile - Part I, precipitation. **Mon. Wea. Rev.**, v.108, p.1347–1361, 1980.
- PLUMB, R. A. On the three-dimensional propagation of stationary waves. **J. Atmos. Sci.**, v.42, p. 217-229, 1985.
- QUINTANAR, A. I.; MECHOSO, C. R. Quasi-stationary waves in the Southern Hemisphere. Part I: Observational Data. **J. Climate**, v.8, p. 2659-2672, 1995.
- RADOK, U. The lower atmosphere of the polar regions. **Geol. Rundsch.**, v.70, p.703-724, 1981.
- RAO, V. B.; CARMO, A. M. C.; FRANCHITO, S. H. Seasonal variations in the southern hemisphere storm tracks and associated wave propagation. **J. Atmos. Sci.**, v.59, p.1029-1040, 2002.
- RAO, V. B.; FERNANDEZ, J. P. R.; FRANCHITO, S. H. Quasi-stationary waves in the Southern Hemisphere during El Niño and La Niña events. **Annales Geophysicae**, v.22, p. 789-806, 2004.
- RASSMUSSEN, E. A.; TURNER, J. **Polar lows** – mesoscale weather systems in the polar regions. Cambridge: University Press 1. ed. 612 pp., 2003.
- RENWICK, J. A.; REVELL, M. J. Blocking over the South Pacific and Rossby wave propagation. **Mon. Wea. Rev.**, v.127, p. 2233-2247, 1999.
- RICHMAN, M. B. Rotation of principal components. **J. Climate**, v.6, p. 293-335, 1986.
- RODRIGUEZ, D. A. ; CAVALCANTI, I. F. A. Simulations of the hydrologic cycle over Southern South America using the CPTEC/COLA AGCM. **J. Hydrometeorology** , v. 7, p. 916-936, 2006.
- SARDESHMUKH, P. D.; COMPO, G.P.; PENLAND, C. Changes of probability associated with El Niño. **J. Climate**, v.13, p.4268-4286, 2000.
- SATO, N.; SELLERS, P.J.; RANDALL, D.A.; SCHNEIDER, E.K.; SHUKLA, J.; KINTER III, J.L.; HOU, Y.-T.; ALBERTAZZI, E. **Implementing the simple biosphere model in a general circulation model: methodologies and results.** Washington: NASA, 1989. 76 p. (NASA Contractor Report 185509)
- SIMMONDS, I. The climate of the Antarctic Region. In: HOBBS, J. E.; LINDSEY, J. A.; BRIDGMAN, H. A. (ed.) **Climates of the southern continents.** West Sussex: Wiley, 1998, cap. 5, p. 137-160.
- SIMMONDS, I.; BUDD, W. F. Sensitivity of the southern hemisphere circulation to leads in the Antarctic pack ice. **Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.**, v.117, p.1003-1024, 1991.
- SIMMONDS, I.; RAFTER, A.; COWAN, T.; WATKINS, A. B.; KEAY, K. Transients and the air-sea fluxes in the antarctic sea ice zone. In: ICSHMO, 8., Foz do Iguazu. **Proceedings...**Foz do Iguazu, Brazil, April 24-28, p. 205-211, 2006.
- SIMMONS A. J.; WALLACE, J.M.; BRANSTATOR, G.W. Barotropic wave

- propagation and instability, and atmospheric teleconnections patterns. **J. Atmos. Sci.**, v.40, p.1363-1392, 1983.
- SIMMONS, A. J.; HOSKINS, B. J. The life cycles of some nonlinear baroclinic waves. **J. Atmos. Sci.**, v.35, p. 414-432, 1978.
- SINCLAIR, M. R. A Climatology of anticyclones and blocking for the southern hemisphere. **Mon. Wea. Rev.**, v.124, p. 245-263, 1996.
- SMAGORINSKY, J. The dynamical influences of large scale heat sources and sinks on the quasi-stationary mean motions of the atmosphere. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v.79, p.342-366, 1953.
- SZEREDI, I.; KAROLY, D. The vertical structure of monthly fluctuations of the Southern Hemisphere troposphere. **Australian Meteorological Magazine**, v.35, p.19–30, 1987a.
- SZEREDI, I.; KAROLY, D. The horizontal structure of monthly fluctuations of the Southern Hemisphere troposphere. From station data. **Australian Meteorological Magazine**, v.35, p.119–129, 1987b.
- THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. Part 1: Month-to-month variability. **J. Climate**, v.13, p.1000-1016, 2000.
- TIEDTKE, M. The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. In: WORKSHOP ON CONVECTION IN LARGE-SCALE NUMERICAL MODELS, 1983, Reading, UK. **Proceedings...** Reading, UK: ECMWF, 1983. p. 297-316.
- TRENBERTH, K. E. An assessment of the impact of transient eddies on the zonal flow during a blocking episode using localized Eliassen-Palm flux diagnostics. **J. Atmos. Sci.**, v.43, p. 2070-2087, 1986.
- TRENBERTH, K. E. **Climate system modelling**. Cambridge: University Press, 1. ed. 1992. 788 p.,
- TRENBERTH, K. E. Interannual variability of the 500 mb zonal mean flow in the Southern Hemisphere. **Mon. Wea. Rev.**, v.107, p. 1515-1524, 1979.
- TRENBERTH, K. E. Storm Tracks in the Southern Hemisphere. **J. Atmos. Sci.**, v.48, p.2159-2178, 1991.
- TRENBERTH, K. E.; BRANSTATOR, G. W.; KAROLY, D.; KUMAR, A.; LAU N. C.; ROPELEWSKI, C. Progress during TOGA in understanding and modelling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. **J. Geophysical Research**, v.103, p.14291-14324, 1998.
- TRENBERTH, K. E.; MO, K. C. Blocking in the Southern Hemisphere. **Mon. Wea. Rev.**, v.113, p. 3-21, 1985.
- TRENBERTH, K. Planetary waves at 500 mb in the Southern Hemisphere. **Mon. Wea. Rev.**, v.108, p. 1378-1389, 1980.

- UPPALA, S. M. et al., The ERA-40 re-analysis. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v.131, n. 612, p. 2961-3012, 2005.
- VON STORCH, H.; W., Z. H. **Statistical analysis in climate research**. Cambridge: Cambridge University Press, 1999.
- WALLACE, J. M.; GUTZLER, D. S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. **Mon. Wea. Rev.**, v.109, 1981.
- WALSH, J. E. Role of sea ice in climate variability: theories and evidence. **Atmos.-Ocean**, v.21, p.229-242, 1983.
- WATTERSON, I. G.; JAMES, I. N. Baroclinic waves propagating from a high-latitude source. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v.118, p. 23-50, 1992.
- WELLER, G. Spatial and temporal variations in the South Polar surface energy balance. **Mon. Wea. Rev.**, v.108, p.2006-2014, 1980.
- WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. Amsterdam: Academic Press, 2006.
- XUE, Y.; SELLERS, P.J.; KINTER III, J.L.; SHUKLA, J.A simplified biosphere model for global climate studies. **J. Climate**, v. 4, p. 345-364, 1991.
- YUAN, X.; MARTINSON, D. G. Antarctic Sea Ice Extent variability and its global teleconnectivity. **J. Climate**, v.13, p.1697-1717, 2000.
- YUAN, X. ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomom and mechanisms. **Antarctic Science**, v.16, n. 4, p. 415-425, 2004.
- ZWALLY, H. J. et al. **Antarctic Sea Ice, 1973-1976**: satellite passive-microwave observations. Washington DC: NASA Scientific and Technical Information Branch,1983., 206 p.. (NASA SP-459).