

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

Nathalie Tissot Boiaski

Variabilidade atmosférica intrassazonal na
Península Antártica

São Paulo
2013

Nathalie Tissot Boiaski

Interação trópicos-extratrópicos: impactos na temperatura e na circulação da Península Antártica

Tese apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientadora: Profa. Dra. Leila Maria Véspoli de Carvalho

Co-orientador: Prof. Dr. Adilson Wagner Gandu

São Paulo

2013

*Aos meus pais, Arnaldo e Marion, com
admiração, amor e gratidão.*

AGRADECIMENTOS

Meu especial agradecimento à Dra. Leila M. V. de Carvalho e ao Dr. Adilson Wagner Gandu pela orientação, conhecimento compartilhado e suporte ao longo desta jornada.

Ao Dr. Charles Jones pela orientação no estágio no ERI-UCSB.

Ao Dr. Alberto Setzer pela oportunidade de participar do Projeto de Meteorologia Antártica na Estação Comandante Ferraz.

Aos meus pais pela formação moral, incentivo e pelo exemplo de vida, e as minhas irmãs, Morgana e Vanessa, por estarem sempre ao meu lado me apoiando.

Com muito amor agradeço ao Jônatan D. Tatsch, por seu carinho, companheirismo, apoio e incentivo que foram fundamentais nesta etapa da minha vida.

À minha avó Ruth e tia Marisa, pelo apoio e pelas palavras carinhosas que me ajudaram a suportar a saudade.

Às minhas sobrinhas amadas, Luiza e Martina, que mesmo distantes, fizeram parte do meu incentivo para a realização da pesquisa.

À minha cunhada e amiga “Dada”, por seu carinho, amizade e companheirismo.

Aos meus “irmãos” Helber e Marcela pelos momentos de descontração, pela amizade e pelo apoio ao longo desses anos.

Aos amigos do laboratório GEM: Ana Elizabethe, Fábio, Flávio, Michel, Rodrigo, Carol, Tati, Júnior, Camila e João pela amizade e discussões que foram fundamentais no desenvolvimento da pesquisa.

Às amigas Candida e Marta, pelo carinho, companheirismo e pela ajuda em diversas etapas da pesquisa.

Ao pessoal do MASTER pelo apoio em diversos momentos desta pesquisa, em especial, ao Bruno Biazeto e ao Pedro pela dedicação e suporte com o modelo BRAMS.

Aos colegas de doutorado e professores do IAG, pelo conhecimento compartilhado.

Ao Departamento de Ciências Atmosféricas, pela oportunidade de realização do curso de doutorado.

À FAPESP (processo 2008/53009-7) e a CAPES-PROEX pelo suporte financeiro desta pesquisa.

Ao pessoal do suporte técnico e da secretaria, em especial ao Samuel, Sebastião, Djalma, Bete, Sônia e Ana.

A todos os amigos que de alguma forma ajudaram direta ou indiretamente no desenvolvimento desta tese.

RESUMO

A Oscilação de Madden-Julian (MJO) é um dos principais modos de variabilidade atmosférica de baixa frequência nos trópicos e é conhecida como o modo dominante de variabilidade intrassazonal (aproximadamente 20-100 dias). A resposta extratropical da MJO manifesta-se como um trem de ondas propagando-se em latitudes médias e altas de ambos os hemisférios. No Hemisfério Sul (HS), há indícios de que este fenômeno climático esteja relacionado com a ocorrência de extremos intrassazonais de temperatura do ar e gelo marinho na região da Península Antártica. No entanto, a origem destes distúrbios intrassazonais e seu impacto sobre a circulação atmosférica na Península Antártica são pouco conhecidos. Esta região tem apresentado altas tendências de aquecimento, e os mecanismos que podem produzir flutuações de baixa frequência na temperatura são ainda desconhecidos. Este trabalho examina impactos da interação trópicos-extratropicais (forçada e não forçada pela MJO) na circulação atmosférica e na temperatura da Península Antártica. Duas questões principais foram investigadas do ponto de vista observacional e com modelagem numérica regional, respectivamente: 1) Caracterização da resposta extratropical da MJO e sua propagação no HS; 2) O papel da MJO em produzir variações regionais na circulação atmosférica e na temperatura na região da Península Antártica. Para tal foram utilizados dados de reanálises do NCEP/NCAR e dados de estação na Península Antártica para diagnosticar e avaliar a dinâmica da interação entre trópicos e extratropicais e impactos na temperatura e circulação extremas na Península Antártica. Além disso, examinaram-se as relações entre fluxos de momento e calor entre a troposfera e estratosfera durante a ocorrência de eventos extremos em escala intrassazonal. Mostrou-se que a MJO tem um papel significativo na variabilidade intrassazonal (IS) extrema na Península Antártica, mas não único. Cerca de 30% dos eventos IS de temperatura na Península Antártica não estiveram associados com a MJO e que parecem ter uma forte relação com variabilidade na estratosfera. Os aspectos numéricos deste estudo foram realizados com o modelo regional atmosférico BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*). O objetivo das simulações foi identificar mudanças regionais na circulação e temperatura durante a ocorrência de episódios previamente identificados como causadores de extremos na Península Antártica em escala intrassazonal em associação com a MJO e outro evento sem MJO. Os experimentos realizados mostraram que a rugosidade da superfície foi determinante no desempenho das simulações da velocidade do vento nos casos analisados na Península Antártica. O desempenho dos experimentos em simular a temperatura do ar naquela região dependeu das condições iniciais obtidas pelas reanálises. Outros estudos são necessários para entender os efeitos dos distúrbios IS sobre a circulação de mesoescala na Península Antártica e como esta interação entre escalas afeta os eventos extremos naquela região. A correta simulação desta interação permitirá diagnosticar-se e prever-se o clima e suas mudanças de modo acurado e realista.

ABSTRACT

The Madden-Julian Oscillation (MJO) is the most prominent mode of intraseasonal variability in the tropics with planetary influence. The extratropical response of the MJO manifests as a wave train propagating in mid and high latitudes of both Hemispheres. There is evidence that this climatic variability is related to the extreme intraseasonal air temperature and sea ice anomalies in the Antarctic Peninsula. However, the extratropical response of the MJO and its impact on atmospheric circulation in the Antarctic Peninsula are poorly understood. This region has exhibited significant warming trend, and the mechanisms producing low frequency fluctuations in the atmospheric temperature and circulation have yet to be understood. This thesis examines the impacts of tropical-extratropical interactions (forced and not by the MJO) in the atmospheric circulation and temperature of the Antarctic Peninsula. Two main approaches were explored in this study: observational analysis and regional numerical modeling simulations. The goals of these analyses are: 1) Characterize the extratropical response of the MJO in the Southern Hemisphere (SH); 2) examine the role of the MJO in regional variations of atmospheric circulation and temperature in the Antarctic Peninsula region. This study used data from NCEP /NCAR reanalysis and station data located in the Antarctic Peninsula to diagnose and evaluate the dynamics of tropics-extratropics interactions and impacts on extreme temperature and circulation in the Antarctic Peninsula. Furthermore, this thesis examined the relationships between momentum and heat flux between the troposphere and stratosphere during extreme events on intraseasonal timescale. It was shown that the MJO has a significant role in modulating the intraseasonal (IS) variability in the Antarctic Peninsula however it is not the only source of IS variations in the region. About 30% of IS events of temperature in the Antarctic Peninsula were not associated with the MJO and they seem to have a strong relationship with IS variability in the stratosphere. The numerical aspects of this study were performed with the regional atmospheric model BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System). The goal of the simulations was to identify regional changes in temperature and circulation during episodes previously identified as extreme intraseasonal variations in the Antarctic Peninsula in two situations: associated with the MJO and independent of the MJO. The experiments showed that the surface roughness was important in improving the skill of wind speed simulations in the in the Antarctic Peninsula. The performance of the model in simulating air temperature seems to depend on the initial conditions. Further studies are necessary to understand the effects of IS disturbances on the mesoscale circulation in the Antarctic Peninsula and how these interactions affects extreme events in that region. The correct simulation of this interaction will diagnose and forecast the climate and its changes accurately and realistically.

Sumário

LISTA DE FIGURAS.....	iii
LISTA DE TABELAS	vii
LISTA DE ABREVIATURAS.....	viii
Capítulo 1: Introdução.....	1
1.1 Interação trópicos-extratrópicos na escala intrassazonal.....	2
1.2 Interação troposfera-estratosfera nos extratrópicos.....	6
1.3 Modelagem regional na Antártica.....	8
1.4 Motivação e objetivos do trabalho	9
Capítulo 2: Variabilidade extrema intrassazonal da temperatura na Península Antártica.....	12
2.1 Variabilidade da temperatura do ar na região de estudo	12
2.1.1. Dados.....	12
2.1.2. Variabilidade temporal utilizando a transformada de ondeleta.....	14
2.1.3. Separação dos dados na escala intrassazonal (IS).....	17
2.1.4. Definição dos eventos extremos	19
2.2. Separação dos eventos IS de temperatura em: MJO ativa e inativa (NMJO).....	20
2.2.1. Variabilidade sazonal	20
2.2.2. Variabilidade interanual	23
2.3. Variabilidade IS da circulação atmosférica associada aos eventos MJO e NMJO.....	26
2.3.1. Inverno	31
2.3.2. Primavera	40
2.3.3. Discussão dos resultados	47
2.4. Interação troposfera-estratosfera e os eventos MJO e NMJO	47
2.4.1. Inverno	55
2.4.2. Primavera	61
2.4.3. Discussão dos resultados	67
2.5. Estrutura vertical da circulação atmosférica nos eventos MJO e NMJO.....	68
2.5.1. Inverno	68
2.5.2. Primavera	76
2.5.3. Discussão dos resultados	83
Capítulo 3: Estudo de caso utilizando o modelo regional atmosférico BRAMS.....	84
3.1. Descrição do modelo numérico	85
3.1.1. <i>Brazilian Regional Atmospheric Modeling System – BRAMS</i>	85

3.1.2.	<i>Land Ecosystem-Atmosphere Feedback Model – LEAF</i>	86
3.2.	Motivação.....	86
3.3.	Definição dos experimentos	88
3.3.1.	Experimento com gelo marinho	91
3.4.	Simulações versus observações	96
3.4.1.	Caso MJO	96
3.4.2.	Caso NMJO	108
3.5.	Discussão dos resultados	120
Capítulo 4: Conclusões e sugestões para trabalhos futuros		122
Referências Bibliográficas		125
Apêndice A: Ondelela		132
Apêndice B: Diagrama de Taylor		135

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1. TENDÊNCIA NA TEMPERATURA DA CAMADA SUPERFICIAL (EM INGLÊS <i>SKIN TEMPERATURE, SKINT</i>) DO MAR E DO GELO NA REGIÃO DA ANTÁRTICA ENTRE 1981-2007. ADAPTADA DE <i>EARTH OBSERVATORY – NASA</i>	10
FIGURA 2.1. MAPA DA TOPOGRAFIA DA PENÍNSULA ANTÁRTICA LOCALIZANDO AS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS UTILIZADAS NESTE ESTUDO. DADOS DE TOPOGRAFIA COM RESOLUÇÃO DE 200M OBTIDOS DO <i>RADARSAT ANTARCTIC MAPPING PROJECT DIGITAL ELEVATION MODEL VERSION 2</i> (NSIDC).....	13
FIGURA 2.2. ANOMALIAS DA TEMPERATURA (ACIMA), ESCALOGRAMA DA PARTE REAL DOS COEFICIENTES DA ONDELETA (ABAIXO) E ESPECTRO DE ONDELETA GLOBAL DAS ANOMALIAS DE TEMPERATURA (AO LADO) PARA (A) ARTURO PRAT (1986-2002), (B) FREI (1986-2009), (C) DINAMET (1986-2009) E (D) JUBANY (1986-2009).....	16
FIGURA 2.3. GRÁFICO DE DISPERSÃO ENTRE AS ANOMALIAS INTRASSAZONAIS DE TEMPERATURA EM ARTURO PRAT (EIXO Y) E (A) FREI, (B) JUBANY E (C) DINAMET.	19
FIGURA 2.4. DISTRIBUIÇÃO DE FREQUÊNCIA SAZONAL DAS ANOMALIAS INTRASSAZONAIS DE TEMPERATURA NAS ESTAÇÕES (A) ARTURO PRAT (1986-2001) E (B) DINAMET (1986-2009).	21
FIGURA 2.5. NÚMERO DE EVENTOS CIE E WIE OBSERVADOS NOS EPISÓDIOS MJO E NMJO NAS ESTAÇÕES ARTURO PRAT (1986-2001) E DINAMET (2002-2009): (A) PRIMAVERA, (B) VERÃO, (C) OUTONO E (D) INVERNO.	22
FIGURA 2.6. MEDIANA (PONTO), INTERVALO INTERQUARTÍLICO (BARRA) E VALORES EXTREMOS (ASTERISCO) DA PERSISTÊNCIA DOS EVENTOS CIE E WIE OBSERVADOS NOS EPISÓDIOS MJO E NMJO NAS ESTAÇÕES ARTURO PRAT (1986-2001) E DINAMET (2002-2009): (A) PRIMAVERA, (B) VERÃO, (C) OUTONO E (D) INVERNO. OS EXTREMOS FORAM OBTIDOS A PARTIR DO QUARTIL INFERIOR E SUPERIOR DOS VALORES DE PERSISTÊNCIA. .	23
FIGURA 2.7. VARIABILIDADE INTERANUAL DO NÚMERO DE EVENTOS CIE E WIE (A) NA PRIMAVERA, (B) NO VERÃO, (C) NO OUTONO E (D) NO INVERNO NAS ESTAÇÕES ARTURO PRAT (1986-2001) E DINAMET (2002-2009).....	25
FIGURA 2.8. FIGURAS ESQUEMÁTICAS MOSTRANDO A POSIÇÃO DO JATO SUBTROPICAL (STJ) E DO JATO POLAR (PJ) EM RESPOSTA AOS EVENTOS (A) QUENTES, (B) FRIOS DO ENOS (YUAN, 2004), (C) A POSIÇÃO CLIMATOLÓGICA DA ZCPS (TERNBERTH 1991A).....	25
FIGURA 2.9. DENSIDADE ESPECTRAL MÉDIA DA COMPONENTE ZONAL DO VENTO EM 200 hPa, 50 hPa e 10 hPa NO DOMÍNIO ENTRE 65°S-55°S e 65°W-55°W (PRÓXIMO A REGIÃO DE ESTUDO) PARA CADA ESTAÇÃO DO ANO (A-D) NO PERÍODO DE 1979-2009. AS LINHAS PONTILHADAS E TRACEJADAS REPRESENTAM O RUIÍDO VERMELHO E O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA DE 95%, RESPECTIVAMENTE.	27
FIGURA 2.10. DESVIO PADRÃO DA COMPONENTE ZONAL DO VENTO (M/S) EM 200 hPa NO PERÍODO 1979-2009: (A) TOTAL, (B) INTRASSAZONAL (IS) E (C) RAZÃO ENTRE (B) E (A) EM %.	29
FIGURA 2.11. MÉDIA ANUAL DA COMPONENTE ZONAL DO VENTO (M/S) (A) EM 200 hPa e (B) EM 50 hPa NO PERÍODO 1979-2009.	30
FIGURA 2.12. IDEM A FIGURA 2.10, MAS PARA A COMPONENTE ZONAL DO VENTO EM 50 hPa.	30
FIGURA 2.13. COMPOSIÇÕES DEFASADAS DAS ANOMALIAS INTRASSAZONAIS DA ALTURA GEOPOTENCIAL (M) EM 200 hPa PARA OS EVENTOS INTRASSAZONAIS FRIOS (CIE) NO INVERNO: (A) CIE ASSOCIADOS COM A MJO E (B) CIE NÃO ASSOCIADOS COM A MJO. AS LINHAS CONTÍNUAS (TRACEJADAS) INDICAM VALORES POSITIVOS (NEGATIVOS). AS ÁREAS DESTACADAS EM LARANJA (AZUL) SÃO PARA OS VALORES POSITIVOS (NEGATIVOS)	

ESTATISTICAMENTE SIGNIFICATIVOS AO NÍVEL DE 95%, BASEADO NO TESTE T-STUDENT. O INTERVALO DOS CONTORNOS É DE 10 M.....	33
FIGURA 2.14. IDEM A FIGURA 2.13, MAS PARA OS EVENTOS INTRASSAZONAIIS QUENTES (WIE).....	34
FIGURA 2.15. (A) EOF1 E (B) EOF2 DA FUNÇÃO CORRENTE TURBULENTE EM 200 HPA DURANTE O INVERNO AUSTRAL. (C) CORRELAÇÕES DEFASADAS ENTRE A PC1 E PC2 DAS ANOMALIAS TOTAIS (CÍRCULO EM BRANCO) E DA SÉRIE TEMPORAL FILTRADA NA BANDA INTRASSAZONAL (10-90 DIAS) (CÍRCULO EM PRETO). FIGURA EXTRAÍDA DE MO E HIGGINS (1998).	35
FIGURA 2.16. IDEM A FIGURA 2.13, MAS PARA AS ANOMALIAS INTRASSAZONAIIS DO VENTO ZONAL (M/S) EM 200 HPA. O INTERVALO DOS CONTORNOS É DE 1M/S.....	36
FIGURA 2.17. IDEM A FIGURA 2.16, MAS PARA OS EVENTOS INTRASSAZONAIIS QUENTES (WIE).....	37
FIGURA 2.18. IDEM A FIGURA 2.13, MAS PARA AS ANOMALIAS INTRASSAZONAIIS DO VENTO ZONAL (M/S) EM 50 HPA. O INTERVALO DOS CONTORNOS É DE 1M/S.....	38
FIGURA 2.19. IDEM A FIGURA 2.18, MAS PARA OS EVENTOS INTRASSAZONAIIS QUENTES (WIE).....	39
FIGURA 2.20. IDEM A FIGURA 2.13, MAS PARA A PRIMAVERA.	41
FIGURA 2.21. IDEM A FIGURA 2.20, MAS PARA OS EVENTOS INTRASSAZONAIIS QUENTES (WIE).....	42
FIGURA 2.22. IDEM A FIGURA 2.16, MAS PARA A PRIMAVERA.	43
FIGURA 2.23. IDEM A FIGURA 2.22, MAS PARA OS EVENTOS INTRASSAZONAIIS QUENTES (WIE).....	44
FIGURA 2.24. IDEM A FIGURA 2.18, MAS PARA A PRIMAVERA.	45
FIGURA 2.25. IDEM A FIGURA 2.24, MAS PARA OS EVENTOS INTRASSAZONAIIS QUENTES (WIE).....	46
FIGURA 2.27. PERFIL DO DESVIO PADRÃO DA COMPONENTE ZONAL DO VENTO (M/S) NO PERÍODO 1979-2009: (A) TOTAL E (B) INTRASSAZONAL (IS).	50
FIGURA 2.27. DENSIDADE ESPECTRAL MÉDIA DA TEMPERATURA DO AR EM 200 HPA, 50 HPA E 10 HPA NO DOMÍNIO ENTRE 65°S-55°S E 65°W-55°W (PRÓXIMO A REGIÃO DE ESTUDO) PARA CADA ESTAÇÃO DO ANO (A-D) NO PERÍODO DE 1979-2009. AS LINHAS PONTILHADAS E TRACEJADAS REPRESENTAM O RUÍDO VERMELHO E O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA DE 95%, RESPECTIVAMENTE.	52
FIGURA 2.28. IDEM A FIGURA 2.27, MAS PARA O FLUXO TURBULENTO DE MOMENTO (FY).....	53
FIGURA 2.29. IDEM A FIGURA 2.27, MAS PARA O FLUXO TURBULENTO DE CALOR (FZ).	54
FIGURA 2.30. COMPOSIÇÕES DEFASADAS DAS ANOMALIAS INTRASSAZONAIIS DO VETOR EP (10^{11} KG M S ⁻²) E DO VENTO ZONAL (M/S) DURANTE OS EVENTOS EXTREMOS INTRASSAZONAIIS FRIOS (CIE) NO INVERNO: (A) CIE ASSOCIADOS COM A MJO E (B) CIE NÃO ASSOCIADOS COM A MJO. O VETOR EP EM 150 HPA FOI MULTIPLICADO POR 10^{-2} DEVIDO AS DIFERENÇAS DE MAGNITUDE ENTRE A TROPOSFERA E ESTRATOSFERA. OS VETORES EP FORAM ESCALADOS TAL QUE $F \rightarrow (cF_y, F_z)$, ONDE $c = 0.0091$, COMO DESCRITO EM PALMER (1981).....	57
FIGURA 2.31. IDEM A FIGURA 2.30, MAS PARA AS ANOMALIAS INTRASSAZONAIIS DE TEMPERATURA (T _{is}) EM °C.	58
FIGURA 2.32. IDEM A FIGURA 2.30, MAS PARA OS EVENTOS EXTREMOS INTRASSAZONAIIS QUENTES (WIE).....	59
FIGURA 2.33. IDEM A FIGURA 2.31, MAS PARA OS EVENTOS EXTREMOS INTRASSAZONAIIS QUENTES (WIE).....	60
FIGURA 2.34. IDEM A FIGURA 2.30, MAS PARA OS CIE NA PRIMAVERA.	63
FIGURA 2.35. IDEM A FIGURA 2.31, MAS PARA OS CIE NA PRIMAVERA.	64
FIGURA 2.36. IDEM A FIGURA 2.32, MAS PARA OS WIE NA PRIMAVERA.	65
FIGURA 2.37. IDEM A FIGURA 2.33, MAS PARA OS WIE NA PRIMAVERA.	66

FIGURA 2.38. IDEM A FIGURA 2.13, MAS PARA UMA SEÇÃO LONGITUDE VERSUS PRESSÃO. A MÉDIA FOI CALCULADA NO DOMÍNIO ENTRE 65°S E 55°S. O INTERVALO DOS CONTORNOS É DE 1 MGP.....	70
FIGURA 2.39. IDEM A FIGURA 2.38, MAS PARA AS ANOMALIAS INTRASSAZONAIS DO VENTO ZONAL (M/S). O INTERVALO DOS CONTORNOS É DE 0,5 M/S.	71
FIGURA 2.40. IDEM A FIGURA 2.38, MAS PARA AS ANOMALIAS INTRASSAZONAIS DE TEMPERATURA (°C). O INTERVALO DOS CONTORNOS É DE 0,5 °C.....	72
FIGURA 2.41. IDEM A FIGURA 2.38, MAS PARA OS EVENTOS INTRASSAZONAIS QUENTES (WIE).....	73
FIGURA 2.42. IDEM A FIGURA 2.39, MAS PARA OS EVENTOS INTRASSAZONAIS QUENTES (WIE).....	74
FIGURA 2.43. IDEM A FIGURA 2.40, MAS PARA OS EVENTOS INTRASSAZONAIS QUENTES (WIE).....	75
FIGURA 2.44. IDEM A FIGURA 2.38, MAS PARA OS CIE NA PRIMAVERA.	77
FIGURA 2.45. IDEM A FIGURA 2.39, MAS PARA OS CIE NA PRIMAVERA.	78
FIGURA 2.46. IDEM A FIGURA 2.40FIGURA 2.39, MAS PARA OS CIE NA PRIMAVERA.....	79
FIGURA 2.47. IDEM A FIGURA 2.38, MAS PARA OS WIE NA PRIMAVERA.	80
FIGURA 2.48. IDEM A FIGURA 2.39, MAS PARA OS WIE NA PRIMAVERA.	81
FIGURA 2.49. IDEM A FIGURA 2.40, MAS PARA OS WIE NA PRIMAVERA.	82
FIGURA 3.1. COMPARAÇÃO ENTRE O CICLO ANUAL MÉDIO DA TEMPERATURA DO AR A 2M (T2M) OBTIDO PELAS REANÁLISES DO NCEP VERSUS O CICLO ANUAL DA TEMPERATURA DO AR OBSERVADA NA ESTAÇÃO ARTURO PRAT (A), MARAMBIO (B) E FERRAZ (C) ENTRE 1990-2008. OS PONTOS DE GRADE DAS REANÁLISES CORRESPONDENTES A CADA ESTAÇÃO FORAM: (A) 62.5°S E 60°W; (B) 65°S E 57.5°W; (C) 62.5°S E 57.5°W.....	88
FIGURA 3.2. DOMÍNIO DAS GRADES UTILIZADAS NO BRAMS. GRADE 1 (G1): 40 KM E GRADE 2 (G2): 10 KM.	89
FIGURA 3.3. TOPOGRAFIA DO MODELO BRAMS A PARTIR DOS DADOS DO USGS PARA AS GRADES (A) G1 (40 KM) E (B) G2 (10 KM). AS LETRAS D, F, O E M INDICADAS EM (B) DESTACAM A LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES DINAMET, FERRAZ, O'HIGGINS E MARAMBIO, RESPECTIVAMENTE.	90
FIGURA 3.4. COBERTURA DO SOLO (DADOS DE 1992-1993; USGS) PARA A GRADE G1 (40 KM): GELO PERMANENTE (BRANCO), OCEANO (AZUL), SOLO NU (VERDE).....	90
FIGURA 3.5. FRAÇÃO DA COBERTURA DE GELO VERSUS A TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR (TSM) EM CADA PONTO DO DOMÍNIO DO MODELO. FONTE: CORTESIA DO DR. ADILSON W. GANDU (IAG-USP).	92
FIGURA 3.6. FRAÇÃO DE COBERTURA DE TERRA (GELO) PARA A PENÍNSULA ANTÁRTICA, BASEADA NOS DADOS DE TIPOS DE SUPERFÍCIES DO USGS (A), DERIVADA A PARTIR DAS TSM SEMANAL COM 1° DE RESOLUÇÃO (B), (C) DERIVADA A PARTIR DAS TSM DIÁRIA COM 0.25° DE RESOLUÇÃO. A FRAÇÃO DE GELO APRESENTADA NO PAINEL (B) E (C) É A MÉDIA PARA O PERÍODO 20 DE JULHO A 19 DE AGOSTO DE 2002.....	93
FIGURA 3.7. CONCENTRAÇÕES DE GELO MARINHO (PORCENTAGEM DA ÁREA OCEÂNICA COBERTA POR GELO MARINHO), DERIVADAS DAS TEMPERATURAS DE BRILHO DOS SENSORES SMMR DO SATÉLITE NIMBUS-7 E SSM/I DOS SATÉLITES F-8, F-11 E F-13 DO DMSP, EM UMA GRADE DE CÉLULAS COM 25 X 25 KM, PARA AGOSTO DE 2002. EXTRAÍDA DO SITE DO NSIDC.....	94
FIGURA 3.8. ALBEDO MÉDIO DO GELO PERMANENTE E DO GELO MARINHO SIMULADO DURANTE O PERÍODO 20 DE JULHO A 19 DE AGOSTO DE 2002.	94
FIGURA 3.9. DIFERENÇA ENTRE A SIMULAÇÃO COM GELO MARINHO E A SIMULAÇÃO CONTROLE (VIDE EXPLICAÇÃO NO TEXTO ACIMA) PARA (A) CALOR SENSÍVEL MÉDIO, (B) CALOR LATENTE MÉDIO, (C) TEMPERATURA MÉDIA	

DO AR À SUPERFÍCIE, (D) PRESSÃO AO NÍVEL DO MAR MÉDIA, (E) MAGNITUDE MÉDIA DO VENTO, PARA O PERÍODO DE 20 DE JULHO A 19 DE AGOSTO DE 2002.	96
FIGURA 3.10. COMPARAÇÃO ENTRE AS OBSERVAÇÕES DE TEMPERATURA DO AR (°C) DAS ESTAÇÕES (A) DINAMET, (B) FERRAZ, (C) MARAMBIO E (D) O'HIGGINS E AS SIMULAÇÕES COM O MODELO BRAMS DURANTE UM EVENTO MJO OCORRIDO ENTRE 20 DE JULHO A 19 DE AGOSTO DE 2002. VIDE TEXTO PARA A EXPLICAÇÃO DE CADA SIMULAÇÃO.	99
FIGURA 3.11. IDEM A FIGURA 3.10, MAS PARA A TEMPERATURA DO AR DO DOSSEL (°C).	100
FIGURA 3.12. DIAGRAMA DE TAYLOR ENTRE OS VALORES SIMULADOS E OBSERVADOS DAS ESTAÇÕES DA PENÍNSULA ANTÁRTICA DURANTE UM EVENTO MJO OCORRIDO ENTRE 20 DE JULHO A 19 DE AGOSTO DE 2002: (A) TEMPERATURA DO AR DO DOSSEL, (B) PRESSÃO AO NÍVEL MÉDIO DO MAR. O TRAÇO INDICA CORRELAÇÃO NEGATIVA ENTRE AS SIMULAÇÕES E AS OBSERVAÇÕES.	101
FIGURA 3.13. IDEM A FIGURA 3.10, MAS PARA A VELOCIDADE DO VENTO (M/S).	102
FIGURA 3.14. IDEM A FIGURA 3.19, MAS PARA A PRESSÃO AO NÍVEL MÉDIO DO MAR (HPA).	103
FIGURA 3.15. ROSA DOS VENTOS PARA AS SIMULAÇÕES COM O MODELO BRAMS E PARA AS OBSERVAÇÕES (OBS) DA ESTAÇÃO DINAMET DURANTE UM EVENTO MJO OCORRIDO ENTRE 20 DE JULHO A 19 DE AGOSTO DE 2002. VIDE TEXTO PARA A EXPLICAÇÃO DE CADA SIMULAÇÃO.	104
FIGURA 3.16. IDEM A FIGURA 3.15, MAS PARA A ESTAÇÃO FERRAZ.	105
FIGURA 3.17. IDEM A FIGURA 3.15, MAS PARA A ESTAÇÃO MARAMBIO.	106
FIGURA 3.18. IDEM A FIGURA 3.15, MAS PARA A ESTAÇÃO O'HIGGINS.	107
FIGURA 3.19. COMPARAÇÃO ENTRE AS OBSERVAÇÕES DE TEMPERATURA DO AR (°C) DAS ESTAÇÕES (A) DINAMET, (B) FERRAZ, (C) MARAMBIO E (D) O'HIGGINS E AS SIMULAÇÕES COM O MODELO BRAMS DURANTE UM EVENTO NMJO OCORRIDO ENTRE 14 DE AGOSTO A 13 DE SETEMBRO DE 2005. VIDE TEXTO PARA A EXPLICAÇÃO DE CADA SIMULAÇÃO.	110
FIGURA 3.20. IDEM A FIGURA 3.19, MAS PARA A TEMPERATURA DO AR DO DOSSEL (°C).	111
FIGURA 3.21. DIAGRAMA DE TAYLOR ENTRE OS VALORES SIMULADOS E OBSERVADOS DAS ESTAÇÕES DA PENÍNSULA ANTÁRTICA DURANTE UM EVENTO NMJO OCORRIDO ENTRE 14 DE AGOSTO A 13 DE SETEMBRO DE 2005: (A) TEMPERATURA DO AR, (B) TEMPERATURA DO AR DO DOSSEL.	112
FIGURA 3.22. IDEM A FIGURA 3.19, MAS PARA A PRESSÃO AO NÍVEL MÉDIO DO MAR (HPA).	113
FIGURA 3.23. IDEM A FIGURA 3.19, MAS PARA A VELOCIDADE DO VENTO (M/S).	114
FIGURA 3.24. IDEM A FIGURA 3.21, MAS PARA (A) TEMPERATURA DO PONTO DE ORVALHO, (B) VELOCIDADE DO VENTO.	115
FIGURA 3.25. ROSA DOS VENTOS PARA AS SIMULAÇÕES COM O MODELO BRAMS E PARA AS OBSERVAÇÕES (OBS) DA ESTAÇÃO DINAMET DURANTE UM EVENTO NMJO OCORRIDO ENTRE 14 DE AGOSTO A 13 DE SETEMBRO DE 2005. VIDE TEXTO PARA A EXPLICAÇÃO DE CADA SIMULAÇÃO.	116
FIGURA 3.26. IDEM A FIGURA 3.25, MAS PARA A ESTAÇÃO FERRAZ.	117
FIGURA 3.27. IDEM A FIGURA 3.25, MAS PARA A ESTAÇÃO MARAMBIO.	118
FIGURA 3.28. IDEM A FIGURA 3.25, MAS PARA A ESTAÇÃO O'HIGGINS.	119

LISTA DE TABELAS

TABELA 2.1. ESTAÇÕES UTILIZADAS NESTE ESTUDO COM SUAS RESPECTIVAS ELEVAÇÕES, LATITUDE, LONGITUDE, PERÍODO DE DADOS DIÁRIOS DISPONÍVEIS E PORCENTAGEM DE DADOS FALTANTES NO PERÍODO 1986-2009.	14
TABELA 2.2. COEFICIENTE LINEAR DE CORRELAÇÃO DE PEARSON (R) ENTRE AS ANOMALIAS DE TEMPERATURA DO AR DAS ESTAÇÕES DA PENÍNSULA ANTÁRTICA UTILIZADAS NESTE ESTUDO.	14
TABELA 3.1. DESCRIÇÃO DOS EXPERIMENTOS REALIZADOS COM O BRAMS: CTR (CONTROLE), ICE (COM GELO MARINHO), STP (SEM TOPOGRAFIA), DRT (DESERTO).....	89
TABELA 3.2. PARÂMETROS DA AREIA QUE FORAM ALTERADOS PARA O GELO NO MODELO LEAF-3. OS PARÂMETROS PARA GELO FORAM OBTIDOS EM RENFREW (2004).....	95

LISTA DE ABREVIATURAS

AAO	<i>Antarctic Oscillation</i>
AMPS	<i>Antarctic Mesoscale Prediction System</i>
BRAMS	Versão brasileira do <i>Regional Atmospheric Modeling System (RAMS)</i>
CIE	<i>Cold Intraseasonal Events</i>
CLP	Camada Limite Planetária
CTR	Experimento controle
DOF	<i>Degrees of Freedom</i>
DRT	Experimento com deserto
DT	Diagrama de Taylor
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
EOF	<i>Empirical Orthogonal Function</i>
FFT	<i>Fast Fourier Transform</i>
G1	Grade com espaçamento horizontal de 40 km
G2	Grade com espaçamento horizontal de 10 km
H200	Altura geopotencial em 220 hPa
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
ICE	Experimento com gelo marinho
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
IS	Intrassazonal
LEAF	<i>Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model</i>
LFV	<i>Low Frequency Variability</i>
MJO	Madden-Julian Oscillation
NCAR	<i>National Centers for Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NMJO	Eventos IS de temperatura não associados com a MJO
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NSIDC	<i>National Snow and Ice Data Center</i>
OLR	Radiação de Onda Longa emergente
PC	Componente Principal
PNA	Pacífico-Norte Americano
PSA	Pacífico-Sul Americano
q25	Quartil inferior
q75	Quartil superior
SAIO	<i>Stratospheric Antarctic Intraseasonal Oscillation</i>
SLP	Pressão ao nível médio do mar
STP	Experimento sem topografia
TCAN	Temperatura do ar do dossel
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
U10	Vento zonal em 10 hPa
U200	Vento zonal em 200 hPa

U50	Vento zonal em 50 hPa
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
WIE	<i>Warm Intraseasonal Events</i>
WRF	<i>Weather Research and Forecasting</i>
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul

Capítulo 1: Introdução

A circulação atmosférica varia em diversas escalas de tempo, desde alguns dias (como tempestades e passagens de frentes), algumas semanas (por exemplo, períodos mais quentes no inverno e períodos mais secos durante o verão), alguns meses (como invernos mais frios e verões mais quentes), alguns anos (como invernos ou verões anormais por vários anos seguidos), até vários séculos (com mudanças climáticas de longo prazo). A chamada *variabilidade de baixa frequência* (em inglês, *Low Frequency Variability* - LFV) corresponde às oscilações da circulação atmosférica que ocorrem num intervalo de tempo recorrente da ordem de 10 dias ou mais (*e.g.*, Lau *et al.* 1994). Portanto, fazem parte dos fenômenos atmosféricos de baixa frequência: a Oscilação Madden-Julian - MJO (escala de tempo intrassazonal), o El Niño-Oscilação Sul – ENOS (escala de tempo interanual), a Oscilação Decadal do Pacífico (escala de tempo decadal), entre outros.

Uma característica da maioria dos fenômenos atmosféricos de baixa frequência é que eles são *quasi-periódicos*. Isto significa que, embora sejam fenômenos recorrentes, seu período e sua estrutura espacial podem variar. Segundo Kimoto e Ghil (1993), a circulação atmosférica de baixa frequência tem três características: (i) dependência geográfica, (ii) persistência e (iii) frequência de ocorrência. O conceito de *teleconexão atmosférica* (*e.g.*, Bjerknes, 1969) explica como um fenômeno de baixa frequência (como o ENOS e a MJO) pode afetar o clima em diversas regiões do globo. Em outras palavras, este conceito explica como anomalias que ocorrem em uma dada região são associadas às anomalias em regiões remotas. O termo *padrão de teleconexão*, ou simplesmente *teleconexão*, refere-se a um padrão recorrente e persistente de anomalias de uma determinada variável, por exemplo, pressão e circulação de grande escala, em uma vasta área geográfica.

Padrões de teleconexão são também conhecidos como *modos preferenciais* de variabilidade de baixa frequência.

Os padrões de teleconexão são mais evidentes na média e na alta troposfera e são caracterizados por uma estrutura vertical equivalente barotrópica, *i.e.*, os centros de ação possuem a mesma fase ao longo de toda a troposfera. Alguns destes padrões apresentam centros de ação que se estendem dos trópicos até os extratropicais tais como o padrão Pacífico-Norte Americano (PNA) e o padrão Pacífico-Sul Americano (PSA). O PNA e o PSA são exemplos da resposta extratropical de fenômenos tropicais como o ENOS e a MJO.

Logo, a circulação atmosférica de baixa frequência desempenha um papel muito importante no clima global, visto que os centros de ação podem persistir por longos períodos, interferindo no regime de chuvas e intensificando a ocorrência de eventos extremos em diversas regiões do globo. O monitoramento da variabilidade de baixa frequência da circulação atmosférica é, portanto, uma prática indispensável para o conhecimento da variabilidade climática global.

A seguir, será apresentada uma revisão literária acerca da interação trópicos-extratropicais na escala intrassazonal, da interação troposfera-estratosfera nos extratropicais e sobre modelagem regional na Antártica. A motivação e a relevância do trabalho bem como as hipóteses científicas serão apresentadas no final deste capítulo.

1.1 Interação trópicos-extratropicais na escala intrassazonal

A escala de tempo intrassazonal (IS) varia do limite da previsibilidade atmosférica, cerca de 10 dias, até uma estação do ano, aproximadamente 100 dias (*e.g.*, Ghil e Mo, 1991a). Esta escala temporal encontra-se na intersecção entre os fenômenos climáticos de curta duração e os de mais baixa frequência. É, portanto, uma escala de tempo importante para a previsão de longo prazo e para a compreensão e previsão das oscilações climáticas de curto prazo.

Historicamente, uma oscilação entre 40-50 dias foi detectada no vento zonal nos trópicos por Madden e Julian (1971), a qual foi denominada posteriormente como a Oscilação Madden-Julian (em inglês, *Madden-Julian Oscillation* - MJO). O mesmo intervalo de frequência foi encontrado por Lau e Chan (1985) por meio de Funções Ortogonais Empíricas (em inglês, *Empirical Orthogonal Function*, EOF) da Radiação de Onda Longa emergente (OLR). Weickmann *et al.* (1985) mostraram uma propagação para leste das anomalias de OLR entre 60° e 160°E com velocidade de aproximadamente 5 m/s. Estes autores relataram uma oscilação entre 28-72 dias nos extratropicais do Hemisfério Norte (HN) bem correlacionada com a convecção tropical no inverno boreal, mas não no verão. Knutson e Weickmann (1987) encontraram anomalias

persistentes de função corrente em 250 mb na banda de 30-60 dias no inverno austral e fraca atividade intrassazonal durante o verão. A atividade intrassazonal da circulação de inverno no Hemisfério Sul (HS) também foi estudada por Mechoso *et al.* (1991). Os autores investigaram possíveis interações entre a troposfera e a estratosfera, tema que será discutido na próxima seção (1.2).

Assim como o fenômeno ENOS, a MJO é um dos principais modos de variabilidade de LFV nos trópicos e é a componente dominante da variabilidade IS (Madden-Julian, 1994; Lau e Waliser, 2005).

Os aspectos dinâmicos da MJO consistem em padrões acoplados entre a circulação atmosférica de grande escala e a atividade convectiva tropical, propagando-se lentamente para leste (velocidade de fase na ordem de 5-10 m/s) sobre os oceanos Índico equatorial e Pacífico oeste/central (onde a instabilidade convectiva pode ser sustentada pela superfície do mar quente, conhecida como a “piscina quente”). Sua estrutura horizontal é dominada por número de onda um e dois na direção zonal, e sua estrutura vertical é baroclínica. As estruturas das ondas de Kelvin e Rossby foram consideradas dinamicamente essenciais para a MJO (*e.g.*, Madden, 1986).

O ciclo de vida da MJO está associado às interações trópicos-extratrópicos. A maneira como a MJO, cuja estrutura vertical é baroclínica, interage com os padrões de teleconexão (estrutura vertical barotrópica equivalente) é uma questão fundamental para a compreensão da atividade IS nos extratrópicos e da LFV de maneira geral.

Diversos estudos abordaram as teleconexões entre as condições atmosféricas no Pacífico tropical e latitudes extratropicais. Hoskins e Karoly (1981), por meio de uma investigação teórica, mostraram que regiões de convecção profunda próxima ao equador podem gerar ondas de Rossby através da vorticidade gerada por aquecimento diabático. Estas ondas movem-se em direção aos pólos em ambos os hemisférios, e proporcionam uma forma de teleconexão entre o fenômeno ENOS e o clima de médias latitudes. Karoly (1989) relatou que um trem de ondas é observado durante o inverno austral em anos de El Niño. Este trem de ondas afeta as condições sinóticas sobre a região sul da América do Sul, bem como a Península Antártica (Harangozo, 2000).

Os padrões de teleconexão no HS foram investigados primeiramente por Mo e White (1985). Recentemente, Carvalho *et al.* (2005) examinaram os padrões de teleconexão nas anomalias do vento zonal em 200 hPa (U200) relacionados com as fases opostas da Oscilação Antártica (em inglês *Antarctic Oscillation*, AAO). Os autores escolheram U200 pois os jatos de oeste podem atuar como guias da onda de Rossby (Hoskins e Ambrizzi 1993), direcionando a propagação da onda para regiões geográficas preferenciais (Ambrizzi *et al.* 1995) e assim, fornecendo uma melhor

interpretação dos padrões de teleconexão entre trópicos-extratrópicos. As fases positivas da AAO estiveram associadas com um deslocamento para o pólo do jato subtropical e uma intensificação do jato polar. Em suma, o padrão de teleconexão obtido por Carvalho *et al.* (2005) sugere modificações na posição e intensidade do jato subtropical. Assim a onda de Rossby pode propagar para o pólo seguindo os guias de onda, e tomando trajetos descritos em Hoskins e Ambrizzi (1993).

Mo e Ghil (1987), investigaram a circulação de inverno no HS e detectaram através da terceira EOF das anomalias da altura geopotencial em 500 hPa, um padrão de anomalias anticiclônicas sobre o Pacífico Central associado com anomalias ciclônicas no Pacífico Sul e anomalias anticiclônicas centradas na Península Antártica. Este padrão foi denominado Pacífico-Sul Americano (PSA) por ser análogo aos três centros do PNA observado na América do Norte por Wallace e Gutzler (1981). Posteriormente, Ghil e Mo (1991b), Mo e Higgins (1998), entre outros, encontraram dois modos de baixa frequência, no qual são conhecidos como os modos do padrão PSA (PSA1 e PSA2), e são caracterizados por dois padrões de números de onda três em quadratura entre si (*i.e.*, defasados 90 graus entre si) e por trens de ondas bem definidos estendendo do Pacífico central ao continente sul americano. Os modos foram obtidos por EOFs das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa ou função corrente em 200 hPa e são observados nas bandas interanual (Kidson 1988; Mo e Paegle 2001) e intrassazonal (Kidson 1991; Ghil e Mo 1991; Mo e Higgins 1998; Mo e Paegle 2001). Ambos os modos do PSA são padrões de teleconexão no HS (Mo e White 1985). Além disso, Grimm e Silva Dias (1995) encontraram que a resposta da onda de Rossby à fontes de onda no Pacífico exhibe padrões horizontais similares aos modos do PSA.

Na escala interanual, o PSA1 aparece como resposta ao ENOS no HS (Karoly 1989; Mo e Paegle 2001) e o PSA2 é associado com a componente quase bienal do ENOS, com um período de 22-28 meses (Mo e Paegle 2001). Na banda intrassazonal, os modos do PSA são modulados pela convecção tropical no verão e inverno (Mo e Paegle 2001). Durante a fase positiva do PSA1, observa-se um aumento da convecção no Pacífico central e supressão da convecção no Pacífico oeste, o qual é a assinatura da oscilação IS tropical (Mo e Higgins 1998, Mo e Paegle 2001). O padrão de convecção associado ao PSA2 é o oposto ao observado no PSA1.

No HN, Higgins e Mo (1997) demonstraram que o desenvolvimento de anomalias persistentes no Pacífico Norte está frequentemente relacionado com a oscilação IS tropical. Segundo Mo e Higgins (1998), a relação entre a oscilação IS tropical e os modos do PSA são muito similares às anomalias persistentes no Pacífico Norte. A forçante tropical cria uma situação favorável para o desenvolvimento de um dos modos do PSA (Mo e Higgins, 1998).

Uma importante característica da MJO é o alto grau de variabilidade caso a caso bem como sua variação sazonal a interanual (*e.g.*, Madden e Julian 1994; Jones *et al.* 2004b). A existência da variabilidade sazonal das anomalias intrassazonais nos trópicos está bem documentada. Um exemplo é o aumento na frequência e intensidade das anomalias intrassazonais tropicais durante o verão austral (*e.g.*, Jones *et al.*, 2004b). Em latitudes médias, a máxima atividade intrassazonal é observada durante o período de inverno em ambos os hemisférios (Ghil e Mo, 1991). A variabilidade sazonal da MJO influencia o clima em diversas regiões do globo, como as monções na Austrália (Hendon e Liebmann, 1990), Ásia (Lau e Chan, 1986), e nas Américas (Mo e Higgins 1998; Jones 2000; Jones e Carvalho 2002; Liebmann *et al.* 2004). Esta oscilação afeta a precipitação e eventos extremos em diversas localidades ao redor do mundo (Jones 2000; Jones *et al.* 2004a; Carvalho *et al.* 2004).

Desde sua descoberta por Madden e Julian (1971), a MJO tem sido um tópico de grande interesse devido à diversidade de fenômenos que interagem com esta oscilação. A MJO no Pacífico parece ser robusta antes de um evento quente do ENOS e fraca depois e durante um evento frio (Zhang e Gottschalck, 2002). Jones *et al.* (2004) verificaram que, para o período de 1979-2002, mais eventos MJO ocorreram durante eventos El Niño e neutros do que durante La Niña no verão austral; entretanto, estas diferenças não são estatisticamente significativas. A relação entre a MJO e AAO foi investigada por Carvalho *et al.* (2005) durante o verão austral (DJF). Os autores detectaram um aumento (diminuição) da atividade intrassazonal dos trópicos para os extratropicais do HS associado com as fases negativas (positivas) da AAO. Além disso, encontraram indicações que o início da fase negativa da AAO esteja relacionado com a propagação da MJO. Na fase positiva da AAO foi observada supressão da atividade convectiva intrassazonal sobre a Indonésia.

Boiaski (2007) investigou a variabilidade intrassazonal da temperatura do ar à superfície na região da Península Antártica, enfocando as interações trópicos-extratropicais na modulação de eventos extremos de temperatura naquela região. Análises espectrais da temperatura do ar à superfície sobre o setor oeste da Península Antártica mostraram picos estatisticamente significativos na escala intrassazonal (entre 20-60 dias) durante o inverno, primavera e verão. Mais recentemente, L. Yu *et al.* (2011) identificaram dois períodos importantes na variabilidade da temperatura do ar a 2m (dados de reanálises) na Antártica e Oceano Austral em 29 invernos (1979-2007): 26-30 dias e 13-14 dias. De forma geral, os resultados deste trabalho são bastante semelhantes aos resultados encontrados por Boiaski (2007). Uma possível influência da MJO via ondas de Rossby (padrão PSA) foi observada nos eventos intrassazonais de temperatura do ar em ambos os estudos.

No entanto, ainda não se sabe se a convecção profunda no Pacífico tropical, relacionada com a propagação para leste da MJO, modula a circulação troposférica e estratosférica nos extratropicais do HS em todos os casos ou se os eventos extremos observados em (Boiaski 2007) podem ser gerados por uma oscilação atmosférica intrínseca da Antártica na escala de tempo intrassazonal.

1.2 Interação troposfera-estratosfera nos extratropicais

O sistema climático e a atmosfera na troposfera estão acoplados com a estrutura térmica e dinâmica da estratosfera e com a evolução da camada de ozônio. A troposfera influencia a estratosfera principalmente por meio da propagação vertical das ondas atmosféricas. Estas ondas geram mudanças duradouras na circulação estratosférica e, ao interagirem com a circulação estratosférica, podem retornar para a troposfera e criar efeitos duradouros no tempo e no clima próximo à superfície.

Apesar da troposfera e a estratosfera apresentarem características distintas, a atmosfera é contínua, permitindo a propagação vertical das ondas e outras interações dinâmicas entre estas duas camadas. O acoplamento dinâmico destas duas camadas é dado essencialmente pela dinâmica de ondas. Diversas ondas originadas na troposfera propagam para a estratosfera e dissipam, dando forma à estrutura espacial e temporal do fluxo estratosférico. Esta visão de uma estratosfera passiva, recentemente, deu lugar a uma maior valorização da capacidade da estratosfera de alterar não só a própria evolução, mas também a da troposfera (Mohanakumar, 2008). A estrutura térmica da estratosfera e sua variabilidade sazonal dependem basicamente da dinâmica das ondas que são geradas na troposfera.

A variabilidade na circulação da estratosfera é caracterizada por escalas de tempo consideravelmente maiores que aquelas observadas na troposfera (Holton 1975). Estas escalas de tempo mais longas refletem em processos dinâmicos diferentes que perturbam a circulação em relação ao seu estado médio. Enquanto a circulação troposférica extratropical é continuamente perturbada por rápidas ondas baroclínicas, as variações na circulação da estratosfera são conduzidas basicamente por interações mais lentas entre o fluxo zonal e ondas de escala planetária que dispersam para cima da troposfera (Holton 1975). Logo, as ondas planetárias desempenham um papel importante na circulação geral da estratosfera através de sua troca de momentum e energia com o fluxo zonal médio.

Existem muitas evidências de que os processos estratosféricos influenciam a circulação troposférica em diversas escalas de tempo. Estudos observacionais sugerem que a intensidade do

vórtice polar estratosférico influencia a circulação na troposfera (*e.g.*, Thompson *et al.*, 2005). O vórtice polar é uma circulação característica do inverno na estratosfera. Os ventos giram no sentido horário (anti-horário) acima do Polo Sul (Polo Norte) e sua intensidade varia lentamente devido às interações com as ondas planetárias geradas na troposfera. Existe uma forte relação entre períodos de enfraquecimento do vórtice polar e incursões severas de ar frio no HN. Thompson *et al.* (2002) mostraram evidências que anomalias de baixas (altas) temperaturas do ar em superfície durante o inverno e o aumento na frequência de ocorrência de extremos frios (quentes) sobre algumas regiões continentais no HN estariam relacionadas ao enfraquecimento (intensificação) do vórtice polar estratosférico durante o inverno no HN. As variações do vórtice polar estratosférico no HS também são seguidas por mudanças na temperatura da superfície na maior parte da Antártica (Thompson *et al.*, 2005). Estes trabalhos sugerem que a variabilidade estratosférica desempenha um papel importante na variabilidade climática na superfície terrestre em diversas escalas de tempo. No entanto, há poucos trabalhos publicados envolvendo as interações troposfera-estratosfera e a atividade intrassazonal.

Mechoso *et al.* (1991) investigaram possíveis interações entre a troposfera e a estratosfera no HS, motivados pelo trabalho de Quiroz (1986) que demonstrou uma associação entre episódios de bloqueio e aquecimento na estratosfera. O trabalho de Mechoso e colaboradores mostrou que a variância máxima da altura geopotencial ocorre em 10 mb, entre 55°S e 65°S, no setor do Pacífico Sul. Quando comparada a variância explicada das EOFs de altura geopotencial na troposfera com a estratosfera, observou-se que a última é cerca de 15% maior que a primeira. Os autores não encontraram evidências de interações sistemáticas entre a troposfera e a estratosfera. No entanto, ressaltam-se algumas limitações deste trabalho como o curto período de dados (apenas nove invernos) e a não separação dos dados na escala intrassazonal.

Um acoplamento entre a troposfera e a estratosfera no HS foi encontrado por Hsu e Weng (2002). Os autores encontraram um padrão de circulação propagando-se para leste na estratosfera do HS, o qual denominaram de Oscilação Intrassazonal Antártica Estratosférica, devido à periodicidade da oscilação em torno de 30 dias e aparecer em altas latitudes do HS. O resultado de uma análise da atividade de onda e da interação entre fluxo médio-onda durante a oscilação, mostrou um forte acoplamento entre a troposfera e estratosfera. A oscilação pode ser vista como uma manifestação da onda planetária, a qual é forçada pela topografia da Antártica e propaga para cima e para leste na estratosfera (Hsu e Weng 2002).

Os mecanismos dinâmicos pelos quais as anomalias na circulação estratosférica podem influenciar a troposfera são pouco conhecidos. Além disso, a maioria dos modelos numéricos de previsão do tempo e clima não inclui uma estratosfera bem representada fisicamente e

dinamicamente. Alguns estudos mostraram que o fluxo de calor turbulento na tropopausa é bem correlacionado com o vento zonal médio na média estratosfera, indicando que as anomalias na estratosfera são controladas pelos fluxos anômalos da atividade de onda na troposfera (Baldwin *et al.* 2003a, b). No entanto, ainda não se sabe se a estratosfera simplesmente responde aos fluxos verticais da atividade de onda vindo da troposfera ou se ela modula esses fluxos.

1.3 Modelagem regional na Antártica

Modelos atmosféricos de área limitada foram aplicados para a Antártica a partir do final dos anos 1980 (*e.g.*, Parish e Waight, 1987; Parish e Bromwich, 1991). No entanto, a previsão numérica do tempo sobre a Antártica era feita apenas por modelos globais dos grandes centros operacionais do mundo, tais como o *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), a Marinha dos EUA, o *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Uma exceção era o *Antarctic Limited Area Prediction System*, com previsão de fenômenos de mesoescala na Antártica, desenvolvido pelo *Australian Bureau of Meteorology*, o qual se tornou operacional em 1999 (ver Adams, 2004).

Durante o *Antarctic Weather Forecasting Workshop em 2000*, discutiu-se o estado da previsão do tempo sobre a Antártica e constatou-se que os modelos globais eram deficientes devido a: (i) resolução horizontal inadequada para resolver as características de mesoescala que afetam a previsão de curto prazo (6-24 horas) e as operações de voo; (ii) representação inadequada de propriedades físicas que afetam a atmosfera da Antártica (*e.g.*, a camada limite planetária - CLP); (iii) representação grosseira da topografia da Antártica e das características de superfície (Bromwich e Cassano 2000, 2001). A principal conclusão do *workshop* foi, portanto, a necessidade de melhorar a previsão numérica do tempo para a Antártica através de uma iniciativa focada na modelagem de mesoescala. À luz disto, foi desenvolvido o Sistema de Previsão de Mesoescala da Antártica (em inglês, *Antarctic Mesoscale Prediction System - AMPS*).

O AMPS teve seu início com o MM5 (Grell *et al.* 1995) cujo código foi modificado para melhor representar as condições polares, tais como as características térmicas e radiativas do manto de gelo. As modificações foram originalmente desenvolvidas pelo *Polar Meteorology Group of the Byrd Polar Research Center* (*e.g.*, Bromwich *et al.* 2001) e o modelo ajustado foi denominado como o MM5 Polar. Posteriormente, essas modificações foram feitas para o modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*) e ambos os modelos modificados foram avaliados tanto para o Ártico quanto para a Antártica. O WRF foi implantado em março de 2006 e o MM5 continuou a

rodar em paralelo com ele até junho de 2008. Os detalhes sobre as modificações feitas no WRF Polar e no MM5 Polar podem ser encontrados em Bromwich et al. (2009).

As aplicações da modelagem na Antártica são muitas. Dentre elas, a logística de transporte de carga e pessoas para o continente, segurança para as atividades de pesquisa realizadas no continente e em alto mar e estudos de tempo e clima na Antártica (*e.g.*, Monaghan *et al.*, 2003; Fogt e Bromwich, 2008; Bromwich *et al.* 2011a; Powers *et al.*, 2012). Além disso, as simulações produzem dados que, na ausência de observações de longo prazo, podem ser utilizadas para diagnosticar processos climáticos. Tais aplicações requerem modelos climáticos que preveem com precisão o tempo de curto prazo para que posteriormente possam ser usados para o estudo de processos climáticos de longo prazo. Compreender as teleconexões entre a Antártica e a variabilidade climática global utilizando a modelagem numérica é uma área de pesquisa recente e tem recebido uma atenção especial para o desenvolvimento de uma nova geração de modelos capazes de representar adequadamente o sistema superfície-oceano-atmosfera. Melhorias também se fazem necessárias no sistema de observação para que se possa monitorar o ambiente antártico como um todo e fornecer condições de entrada mais realistas para os modelos numéricos. Maiores detalhes sobre o futuro da ciência na Antártica e no Oceano Austral podem ser encontrados no recente relatório do *National Research Council* (2011).

Os principais desafios da modelagem regional na Antártica podem ser resumidos em:

- Representar a circulação atmosférica no continente que é fortemente influenciada pelo imenso manto de gelo com elevação superior a 3.000 m na maioria das regiões.
- As baixas temperaturas limitam a evaporação e a sublimação, sendo o gelo a fase dominante da água nas nuvens antárticas.
- O alto albedo da superfície e a baixa quantidade de aerossol no ar antártico resultam em diferentes interações radiação-atmosfera.
- Circundada por um grande oceano, a Antártica possui poucos dados observacionais necessários para inicializar os modelos de mesoescala e para validar as previsões, tornando a verificação de modelos uma tarefa mais difícil do que no Ártico, por exemplo.

1.4 Motivação e objetivos do trabalho

No quarto relatório do Grupo-1 do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC 2007) foi reportado que a Península Antártica tem apresentado uma das mais altas tendências de temperatura do globo. Na maior parte do continente antártico, assim como do

Oceano Austral, a temperatura da superfície aumentou ao longo do período entre 1981-2007 (Figura 1.1). Em algumas regiões, tal como o setor leste da Península Antártica, a taxa de aquecimento foi de aproximadamente um décimo de grau Celsius ao ano, o que corresponde mais de 2° C durante todo o período. As mudanças mais drásticas na temperatura, as quais estão destacadas com uma mancha vermelha na Figura 1.1, foram susceptíveis à perdas parciais e até mesmo totais de plataformas de gelo, como no caso de Larsen B, localizada no leste da Península Antártica. De acordo com o NSIDC (*National Snow and Ice Data Center*), a Península Antártica é uma das regiões do planeta onde o aquecimento foi mais acelerado, sem precedentes nos últimos 50 anos. Outra observação relevante, é que o aumento na temperatura da superfície foi maior no setor oeste da Antártica do que no leste do continente, onde algumas áreas apresentaram pouco aquecimento e até mesmo uma tendência de resfriamento.

Esta variabilidade nos padrões de temperatura na Antártica, atenta para uma melhor compreensão da influência dos ciclos naturais e das mudanças climáticas na Antártica, causadas pelo efeito antropogênico.

O impacto que essas mudanças podem trazer para o clima global e a razão para o aquecimento observado sobre a Península Antártica não são bem compreendidos. Por essa razão, é crucial que se entenda em profundidade os principais mecanismos que influenciam o clima da Antártica, os quais ocorrem em diversas escalas espaciais e temporais. Estes, por sua vez, estão associados com variações na circulação atmosférica e mudanças nas concentrações de ozônio estratosférico, que podem produzir flutuações de baixa frequência na temperatura do ar na Península Antártica (Thompson e Solomon 2002; Turner *et al.* 2007; Trenberth *et al.* 2007).

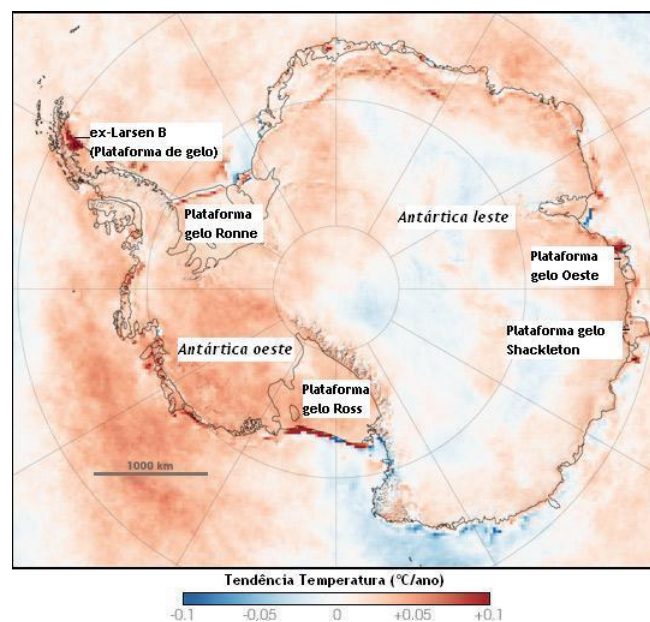


Figura 1.1. Tendência na temperatura da camada superficial (em inglês *Skin Temperature*, SKINT) do mar e do gelo na região da Antártica entre 1981-2007. Adaptada de *Earth Observatory* – NASA.

Este trabalho tem como objetivo avaliar a natureza e as causas da teleconexão trópicos-extratrópicos e das interações troposfera-estratosfera, com principal enfoque na variabilidade intrassazonal extratropical no HS e seu impacto na circulação atmosférica e temperatura do ar na região da Península Antártica.

As seguintes hipóteses científicas serão testadas por meio de duas abordagens - observacional e modelagem numérica, respectivamente:

1. Caracterizar e compreender a atividade intrassazonal nos extratrópicos do HS
 - a) Avaliar se a atividade IS nos extratrópicos é totalmente dependente da MJO.
 - b) Se existe diferença nos padrões de grande escala entre os eventos associados com a MJO e não associados com a MJO (NMJO).
 - c) Investigar o papel da MJO em controlar os fluxos de energia na troposfera e baixa estratosfera e na variabilidade do jato polar ou se esses fluxos podem ser originados por outros distúrbios intrassazonais intrínsecos da região antártica.
 - d) Estudar a variabilidade sazonal e interanual dos eventos MJO e NMJO.
 - e) Compreender o papel da circulação atmosférica intrassazonal em altas latitudes do HS versus o efeito da MJO.
2. Investigar o impacto das forçantes de grande escala sobre a circulação atmosférica de mesoescala e temperatura do ar na região da Península Antártica associadas à atividade IS extratropical
 - a) Examinar com o modelo numérico de área limitada, versão brasileira do *Regional Atmospheric Modeling System* – BRAMS, a variabilidade da circulação atmosférica e da temperatura do ar à superfície sobre a região da Península Antártica, considerando eventos MJO e NMJO separadamente.
 - b) Investigar como as variáveis meteorológicas descritas acima respondem aos efeitos de fatores locais nas simulações com o BRAMS, tal como a topografia e as condições de cobertura da superfície (gelo).

Esta tese foi estruturada em quatro capítulos. No Capítulo 2 é apresentada a abordagem observacional com enfoque na variabilidade extrema intrassazonal da temperatura na Península Antártica e mecanismos atmosféricos associados ou não com a MJO. No Capítulo 3 são apresentados os experimentos numéricos propostos para entender em melhor resolução o impacto das forçantes de grande escala sobre a circulação atmosférica de mesoescala e temperatura do ar na região da Península Antártica associadas à atividade IS extratropical. Por fim, as conclusões do trabalho e sugestões para trabalhos futuros são apresentados no Capítulo 4.

Capítulo 2: Variabilidade extrema intrassazonal da temperatura na Península Antártica

A Península Antártica, posicionada quase longitudinalmente entre as latitudes 63°S e 75°S (aproximadamente), é uma faixa de terra montanhosa com largura média de 70 km, composta por um platô interno com elevação média de 1500 m (Ferron, 1999) e representa cerca de 4 % da área do continente antártico (**Figura 2.1**). Funciona como uma barreira à circulação atmosférica regional, provocando marcada distinção climática entre o leste e o oeste da península.

Uma discussão mais detalhada sobre o clima da região de estudo pode ser encontrada em Setzer e Hungria (1994), King e Turner (1997), Aquino (1999) e Boiaski (2007).

2.1 Variabilidade da temperatura do ar na região de estudo

2.1.1. Dados

Os dados de temperatura do ar das estações meteorológicas na Península Antártica foram obtidos do Centro Nacional de Dados de Neve e Gelo (National Snow and Ice Data Center – NSIDC) da Universidade do Colorado (dados até 2002) e pelo *Russia's Weather*¹ que disponibiliza dados meteorológicos de diversas localidades (dados a partir de 2002). No caso da estação brasileira Comandante Ferraz, os dados foram obtidos pelo Projeto de Meteorologia Antártica².

¹ http://meteo.infospace.ru/wcarch/html/e_sel_stn.sht?adm=8 em 10 de novembro de 2012

² <http://antartica.cptec.inpe.br/> em 10 de novembro de 2012

Os dados provem de estações meteorológicas automáticas sob a responsabilidade de países como Argentina, Brasil, Chile, Uruguai e Rússia que mantêm estações de pesquisa na Península Antártica ao longo de vários anos consecutivos (**Figura 2.1, Tabela 2.1**). As estações foram escolhidas tendo em conta a melhor cobertura temporal de dados, ou seja, estas estações contêm o mais longo período de dados diários de temperatura na Península Antártica e com o menor percentual de dados faltantes e espúrios. Ressalta-se que os dados estão disponibilizados na escala horária em algumas estações, e na maioria delas, a cada 3 horas. Posteriormente, estes dados foram analisados, excluindo-se valores espúrios, preenchendo-se as falhas e convertidos em médias diárias de temperatura do ar. Uma discussão detalhada de como foi feito o preenchimento de falhas nos dados está descrita em Boiaski (2007), assim como algumas estatísticas (média, desvio padrão e tendência) dos dados de temperatura do ar na Península Antártica.

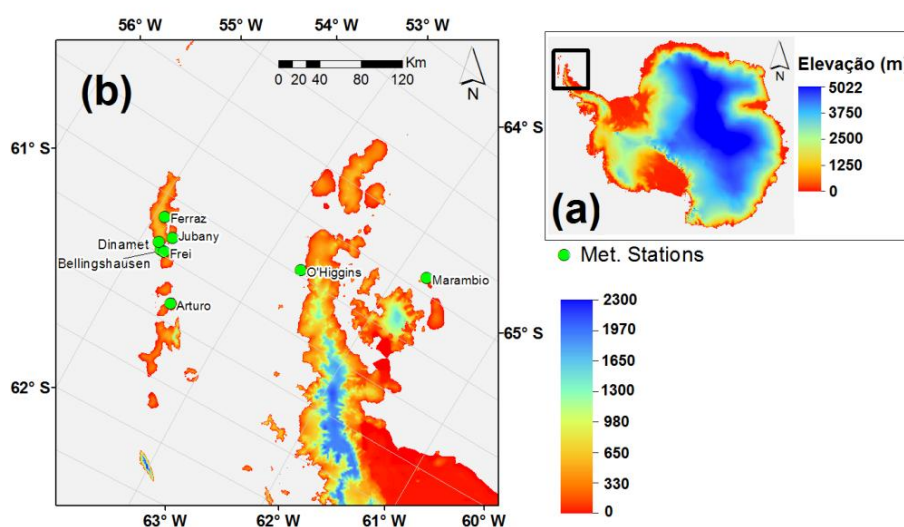


Figura 2.1. Mapa da topografia da Península Antártica localizando as estações meteorológicas utilizadas neste estudo. Dados de topografia com resolução de 200m obtidos do *Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model Version 2* (NSIDC).

O período de dados é heterogêneo entre as estações; no entanto, foi escolhido o período entre 1986-2009, que compreende o período em comum na maioria das estações da Península Antártica aqui utilizadas. Não foram encontrados dados posteriores ao ano de 2002 para as estações Bellingshausen e Arturo Prat. Esta última foi utilizada como a estação representativa do setor oeste da Península Antártica no trabalho de Boiaski (2007), onde foi observado um pico significativo na escala intrassazonal nos dados de temperatura do ar. As anomalias de temperatura (ciclo anual removido) desta estação são altamente correlacionadas ($r=0,85$) com as anomalias das estações Dinamet, Frei e Jubany (**Tabela 2.2**). Portanto, optou-se por utilizar também os dados dessas estações, além dos dados da estação Arturo Prat, que fora previamente estudada.

Tabela 2.1. Estações utilizadas neste estudo com suas respectivas elevações, latitude, longitude, período de dados diários disponíveis e porcentagem de dados faltantes no período 1986-2009.

N° da estação (OMM)	Nome da estação	País responsável	Altitude (m)	Latitude	Longitude	Período de dados	Dados faltantes (%) entre 1986-2009
89057	Arturo Prat	Chile	5	62°30'S	59°41'W	1986-2002	1.90
89050	Bellingshausen	Russia	16	62°12'S	58°56'W	1973-2002	2.10
89054	Dinamet	Uruguay	17	62°09'S	58°50'W	1986-2009	1.96
89252	Ferraz	Brazil	20	62°05'S	58°23'W	1990-2009	1.45
89056	Frei	Chile	10	62°14'S	58°56'W	1985-2009	1.34
89053	Jubany	Argentina	4	62°14'S	58°38'W	1980-2009	0.69
89055	Marambio	Argentina	198	64°14'S	56°43'W	1973-2009	0.80
89059	O'Higgins	Chile	10	63°18'S	57°54'W	1985-2009	1.40

Tabela 2.2. Coeficiente linear de correlação de Pearson (r) entre as anomalias de temperatura do ar das estações da Península Antártica utilizadas neste estudo.

	Bellingshausen	Dinamet	Ferraz	Frei	Jubany	Marambio	O'Higgins	Prat
Bellingshausen		0.89	0.92	0.94	0.92	0.68	0.86	0.82
Dinamet			0.83	0.94	0.93	0.65	0.80	0.85
Ferraz				0.87	0.89	0.70	0.84	0.77
Frei					0.97	0.67	0.84	0.85
Jubany						0.70	0.83	0.85
Marambio							0.76	0.65
O'Higgins								0.76

A seguir será analisada a variabilidade temporal das anomalias de temperatura dessas estações utilizando a transformada de ondeleta, a fim de investigar as escalas temporais típicas e a contribuição da variabilidade intrassazonal nas diferentes estações da Península Antártica aqui utilizadas.

2.1.2. Variabilidade temporal utilizando a transformada de ondeleta

A ondeleta é uma técnica bastante eficiente na determinação de escalas temporais relevantes, permitindo assim o melhor entendimento de fenômenos que ocorrem em múltiplas escalas de tempo (Vitorino *et al.*, 2006). Ao decompor uma série temporal no domínio de tempo-freqüência, é possível determinar os modos de variabilidade dominantes e como estes modos variam no tempo (Torrence e Compo, 1998).

Quase sempre um sinal climático é não-estacionário, consistindo numa grande variedade de regimes de freqüência que podem ser localizáveis no tempo ou podem abranger porção considerável do período estudado. A simples análise da sua distribuição de densidade espectral – através da Transformada de Fourier (*FFT*)– identifica as freqüências fundamentais e suas

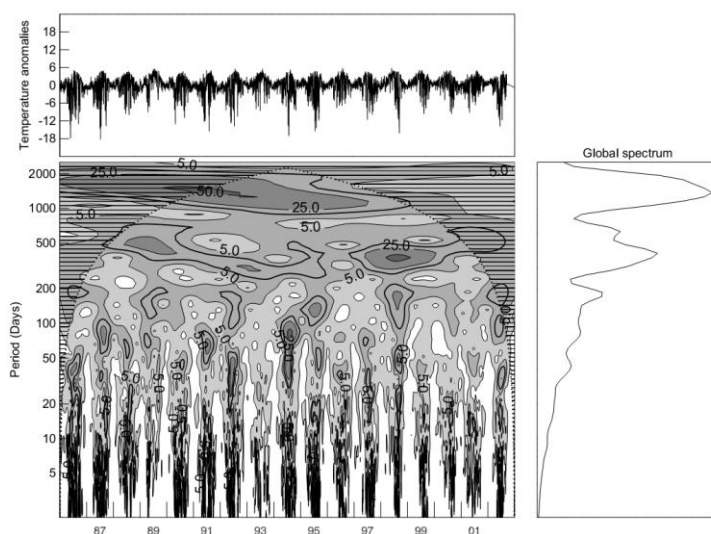
contribuições relativas à série temporal, mas não mostra nenhuma informação referente à sua localização temporal. Sinais não-estacionários que aparecem somente num curto intervalo de tempo podem não ser detectados pela *FFT*, pois estes sinais são diluídos ao se calcular a média de todo o domínio do tempo. Ao buscar estruturas fundamentais no domínio tempo-freqüência, algumas freqüências, embora de sinal fraco, podem ainda ser importantes se fizerem parte de uma hierarquia de freqüências (Weng e Lau, 1994). É por isto que a análise por ondeletas é superior à análise de Fourier, uma vez que ela decompõe a série em escalas de tempo e freqüência (em um *escalograma*), permitindo a localização no tempo de sinais não-estacionários (Weng e Lau, 1994; Torrence e Compo, 1998). Detalhes matemáticos para a obtenção da ondeleta (Apêndice A) foram obtidos em Dewes (2007).

As ondeletas das anomalias de temperatura das estações da Península Antártica selecionadas para este estudo são apresentadas na **Figura 2.2**. Entre as principais contribuições ao escalograma observa-se a variabilidade interanual (período maior que 365 dias), a variabilidade semi-anual (em torno de 200 dias), a variabilidade intra-sazonal (período entre 20-100 dias) e a variabilidade sinótica (período menor que 10 dias). Embora, as escalas interanual e semi-anual contenham a maior energia, ou seja, a maior variância espectral, o mecanismo associado a tais variabilidades são bem conhecidos (*e.g.*, Turner 2004 e van den Broeke 1998, respectivamente).

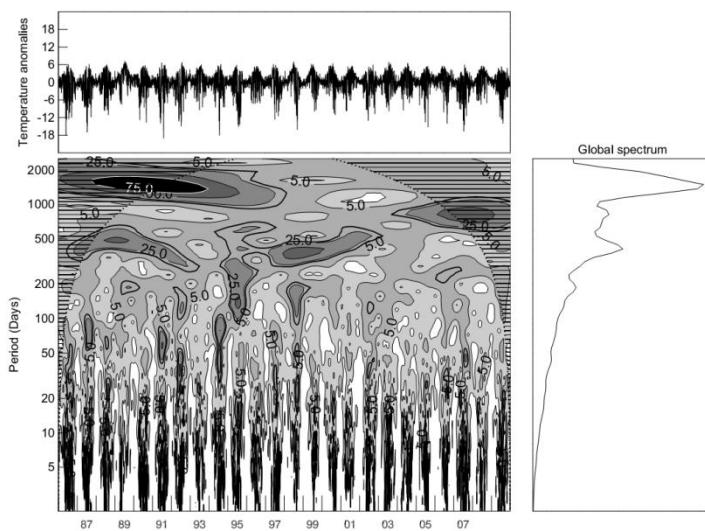
As anomalias de temperatura da estação Arturo Prat (**Figura 2.2a**), cujo período de dados vai de 1986 até 2002, apresentaram maior variância espectral na escala intrassazonal (pico em torno de 40 dias) do que as demais estações (de 1986-2009; **Figura 2.2b, c e d**). Destaca-se ainda que as análises espectrais da temperatura do ar à superfície na estação Arturo Prat usando-se a transformada rápida de Fourier mostraram picos estatisticamente significativos na escala intrassazonal (entre 20-60 dias) durante o inverno, primavera e verão (Boiaski, 2007). Por esta razão, os eventos intrassazonais investigados neste estudo foram baseados nos dados de anomalias de temperatura da estação Arturo Prat de 1986 até 2001. A seguir, na seção 2.1.3, será mostrado como foi selecionada a estação antártica que representará os eventos intrassazonais de temperatura no período de 2002 a 2009.

É possível ainda observar por meio das ondeletas que os eventos intrassazonais de temperatura mais intensos foram mais frequentes até 1998 na maioria das estações (**Figura 2.2b, c e d**).

(a) Arturo Prat



(b) Frei



(c) Dinamet

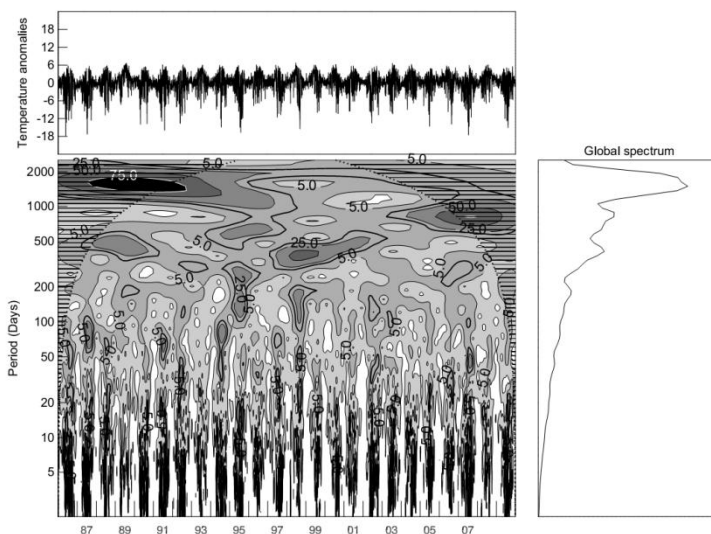
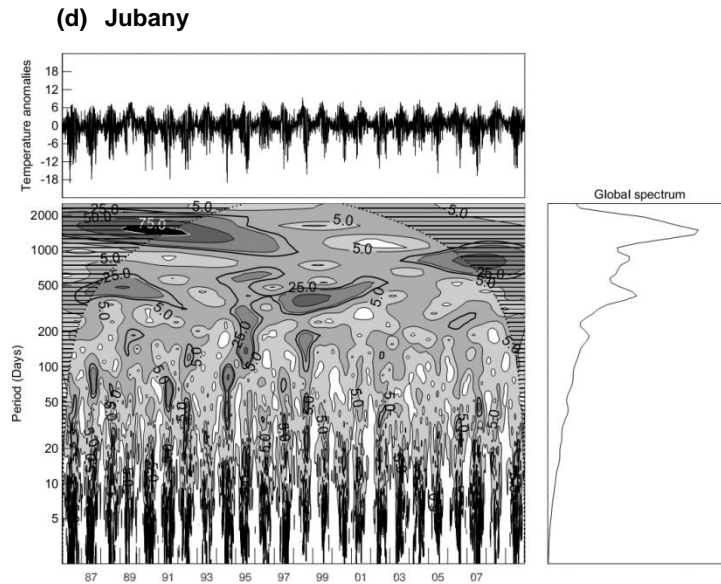


Figura 2.2. Anomalias da temperatura (acima), escalograma da parte real dos coeficientes da ondeleta (abaixo) e espectro de ondeleta global das anomalias de temperatura (ao lado) para (a) Arturo Prat (1986-2002), (b) Frei (1986-2009), (c) Dinamet (1986-2009) e (d) Jubany (1986-2009).



(Continuação Figura 2.2)

2.1.3. Separação dos dados na escala intrassazonal (IS)

Para investigar a variabilidade intrassazonal de temperatura, as séries temporais das estações da Península Antártica selecionadas foram filtradas utilizando a transformada rápida de Fourier (FFT). O objetivo do filtro em uma série de dados é investigar anomalias em um intervalo de frequências, através da atribuição de pesos que permitem uma resposta da banda de interesse. No caso da FFT, a separação da banda foi feita por uma função retangular a qual atribui valor igual a um para as frequências a que se deseja separar e zero para as demais. Primeiramente, a tendência linear e o ciclo anual dos dados de temperatura de cada estação foram removidos, obtendo-se uma série diária de anomalias $X(t)$, denominada aqui como anomalias totais. Assim, calculou-se a FFT em $X(t)$ ((Equação 2.1)) e a seguir determinou-se a função retangular na série transformada $H(f)$, ambas no domínio da frequência. Para tal, determinou-se a convolução ((Equação 2.2)) entre a resposta de frequência $R(\omega)$ ((Equação 2.3)) e $H(f)$, de tal forma que $R(\omega)$ é construída a fim de reter as frequências desejadas. Neste estudo, o filtro construído foi um “passa-banda”. As frequências de interesse, neste caso, correspondem à escala intrassazonal (20-100 dias). Desta forma, obteve-se uma nova função $H'(f)$, cujas amplitudes correspondem às frequências de interesse. Por fim, para retornar ao domínio do tempo, calculou-se a inversa da FFT em $H'(f)$ ((Equação 2.4)). Uma discussão mais detalhada sobre estes procedimentos pode ser encontrada em Chatfield (1996).

$$H(f) = \int_{-\infty}^{\infty} X(t) \exp(2\pi i f t) dt \quad (\text{Equação 2.1})$$

$$G.X = \int_{-\infty}^{\infty} g(\tau) X(1 - \tau) d\tau \quad (\text{Equação 2.2})$$

$$R(\omega_k) = \frac{C'(\omega_k)}{C(\omega_k)} \quad (\text{Equação 2.3})$$

onde $C'(\omega_k)$ e $C(\omega_k)$ são as amplitudes das séries temporais filtradas e não filtradas, respectivamente, ambas em função da frequência ω_k .

$$X(t) = \int_{-\infty}^{\infty} H'(f) \exp(-2\pi ift) df \quad (\text{Equação 2.4})$$

Os dados de temperatura filtrados na escala intrassazonal (20-100 dias) foram denominados de anomalias intrassazonais (IS) de temperatura. Comparando-se as anomalias IS de temperatura entre a estação Arturo Prat, a qual possui uma variabilidade intrassazonal bastante robusta, e as demais estações (**Figura 2.3**), observa-se uma boa correlação entre as anomalias, com valores superiores a 0,9. No entanto, observa-se uma menor dispersão entre as anomalias IS da estação Arturo Prat com a estação Dinamet (coeficiente angular igual a 0,84, **Figura 2.3c**) quando comparado com a estação Frei (coeficiente angular igual a 0,77, **Figura 2.3a**) e Jubany (coeficiente angular igual a 0,68, **Figura 2.3b**). Portanto, devido à falta de dados em Prat a partir de 2002, optou-se por utilizar os dados da estação Dinamet no período entre 2002 a 2009 para representar os eventos IS de temperatura na Península Antártica. Ou seja, no período de 1986-2001 foram utilizados os eventos IS da estação Arturo Prat e de 2002 a 2009 os eventos IS da estação Dinamet. A definição dos eventos extremos será apresentada na próxima seção (2.1.4).

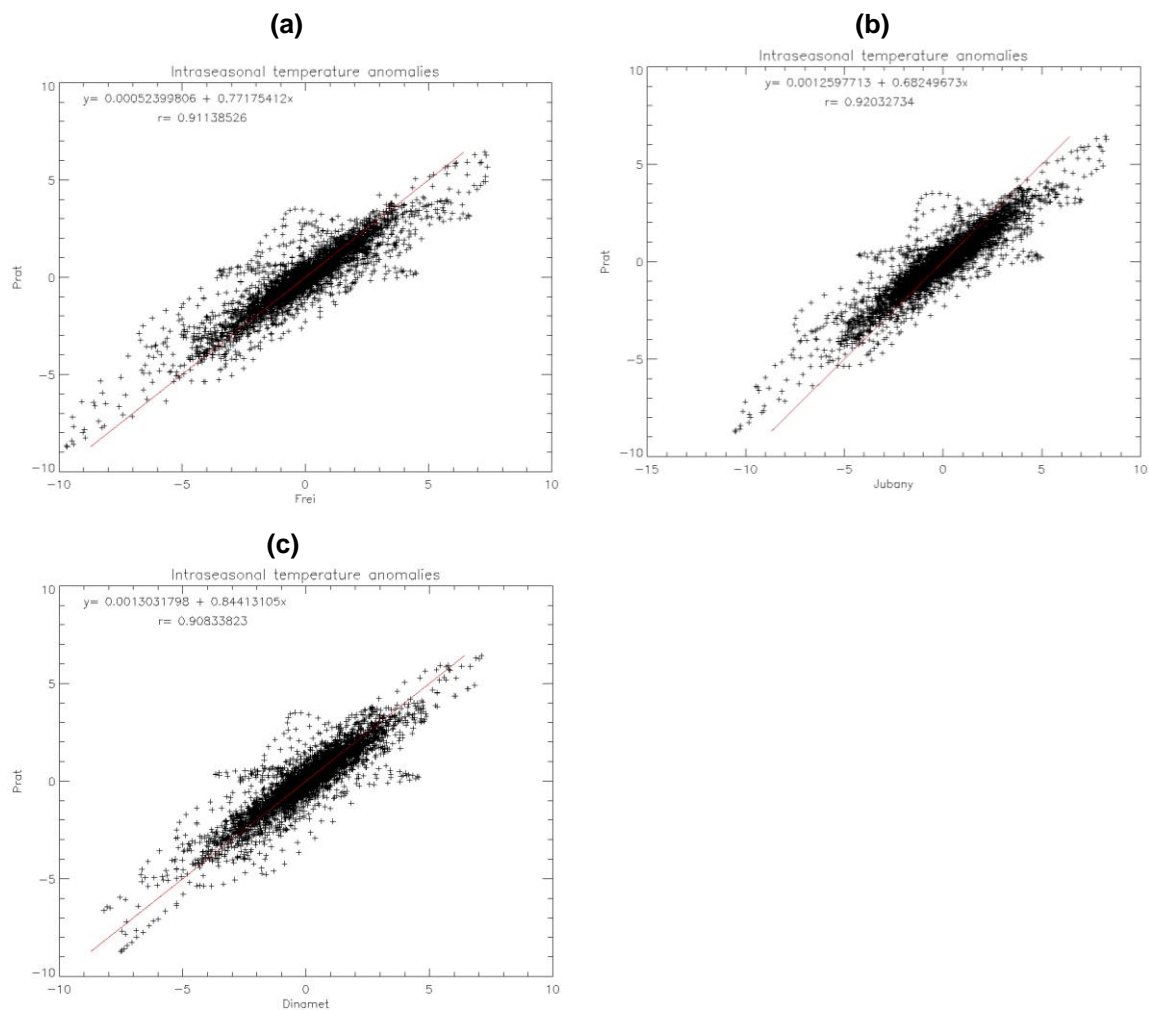


Figura 2.3. Gráfico de dispersão entre as anomalias intrassazonais de temperatura em Arturo Prat (eixo y) e (a) Frei, (b) Jubany e (c) Dinamet.

2.1.4. Definição dos eventos extremos

Os extremos IS de temperatura foram definidos utilizando como critério o quartil inferior (q25) e superior (q75) da distribuição das anomalias IS da temperatura do ar nas estações Prat e Dinamet. Abaixo do quartil inferior foram considerados os extremos IS frios e acima do quartil superior, os extremos IS quentes. Os limiares q25 e q75 foram obtidos para cada estação do ano separadamente: inverno (JJA), primavera (SON), verão (DJF) e outono (MAM).

A persistência dos extremos foi definida como a ocorrência consecutiva de dias que satisfazem as condições de extremos frios (q25) ou quentes (q75), semelhante à metodologia empregada por Carvalho *et al.* (2004). A persistência dos eventos será uma informação importante para as análises de significância estatística, a qual requer o número de graus de liberdade relacionado à ocorrência de eventos independentes. A ocorrência de extremos cujo intervalo foi igual ou superior a dois (2) dias foi considerada como um *evento independente*. Daqui em diante estes

eventos serão denominados como eventos IS. Os eventos IS frios serão denominados CIE (*Cold Intraseasonal Events*) e os eventos quentes - WIE (*Warm Intraseasonal Events*).

2.2. Separação dos eventos IS de temperatura em: MJO ativa e inativa (NMJO)

Como abordado na seção 1.1 (Capítulo 1), a MJO é o modo dominante da variabilidade IS nos trópicos com influência nos extratropicais (Madden-Julian, 1994; Lau e Waliser, 2005). No entanto, no estudo de Hsu e Weng (2002) foi identificada uma oscilação IS entre a troposfera e a estratosfera da Antártica que está associada à atividade de onda naquela região. Em outras palavras, a atividade IS na Antártica pode ser controlada por distúrbios intrínsecos da região. Portanto, os eventos IS de temperatura foram separados em duas categorias:

- Eventos IS observados em qualquer fase da MJO – denominados daqui em diante como eventos MJO;
- Eventos IS não relacionados com a propagação da MJO e que tenham acontecido num intervalo igual ou superior a cinco (5) dias da ocorrência de um episódio MJO. Daqui em diante estes eventos serão denominados NMJO.

O índice utilizado para detectar os períodos ativos e não ativos da MJO foi uma cortesia do Dr. Charles Jones (ERI-UCSB). Este índice foi obtido por meio de EOF combinada das anomalias do vento zonal em 200 hPa (U200) e em 850 hPa (U850), ambos os dados de reanálises do NCEP-NCAR (Kalnay *et al.* 1996). A resolução temporal dos dados é diária, no período de 1948-2009; e a resolução espacial de 2.5° X 2.5° de latitude e longitude. O domínio da EOF compreende o domínio a região tropical (30°N-30°S e todas as longitudes). Para isolar o sinal da MJO, os dados de U200 e U850 foram filtrados em frequência na banda entre 20-100 dias.

A seguir será apresentada a variabilidade sazonal (seção 2.2.1) e interanual (2.2.2) destes eventos.

2.2.1. Variabilidade sazonal

A **Figura 2.4** mostra a distribuição de frequência sazonal das anomalias IS de temperatura nas estações Prat (**Figura 2.4a**) e Dinamet (**Figura 2.4b**). Observa-se maior variabilidade das anomalias IS de temperatura no inverno, seguido do outono e primavera, em

ambas as estações. O intervalo interquartilício é menor no verão quando comparado com as demais estações do ano. Ressalta-se que os eventos extremos não estão sendo mostrados nesta figura, apenas os limiares q25 e q75 (quartil inferior e superior, respectivamente) das anomalias IS de temperatura.

Quanto à variabilidade sazonal do número de eventos CIE e WIE associados ou não com a MJO, observa-se que há uma predominância dos eventos MJO em todas as estações do ano (Figura 2.5). Porém, existe um número substancial de eventos NMJO, principalmente no inverno e na primavera, que precisam ser investigados. O maior número de eventos NMJO ocorreu na primavera: 25 CIE e 22 WIE. De modo geral, ocorreram mais eventos IS de temperatura na primavera quando comparado ao inverno. Destaca-se ainda que a diferença no número de eventos CIE e WIE nos episódios MJO é muito pequena (2 eventos na primavera e no verão e 1 evento no outono e no inverno). Já nos eventos NMJO, essa diferença é um pouco maior: 3 eventos na primavera, 4 no verão, 5 no outono e 9 eventos no inverno. No entanto, estas diferenças não foram estatisticamente significativas.

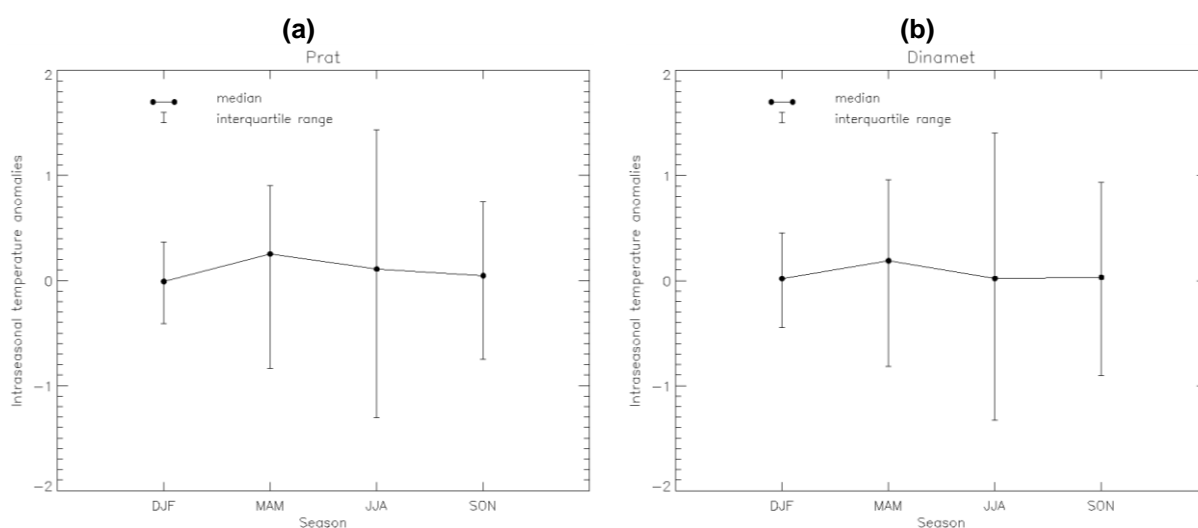


Figura 2.4. Distribuição de frequência sazonal das anomalias intrassazonais de temperatura nas estações (a) Arturo Prat (1986-2001) e (b) Dinamet (1986-2009).

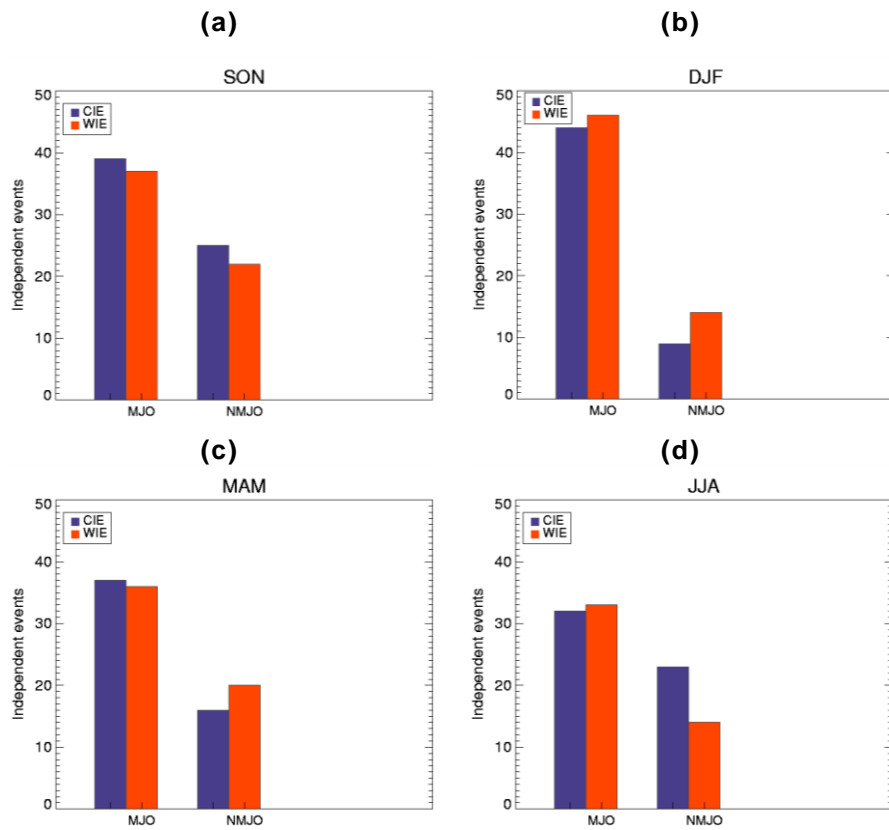


Figura 2.5. Número de eventos CIE e WIE observados nos episódios MJO e NMJO nas estações Arturo Prat (1986-2001) e Dinamet (2002-2009): (a) primavera, (b) verão, (c) outono e (d) inverno.

A mediana da persistência dos eventos CIE e WIE nos episódios MJO e NMJO é em torno de 10 dias na maioria das estações do ano (Figura 2.6). A persistência dos eventos CIE-NMJO apresenta maior variabilidade (maior intervalo interquartílico) do que os eventos CIE-MJO na primavera e no verão (Figura 2.6a e b). O contrário ocorre nos eventos WIE na primavera e verão, *i.e.*, maior variabilidade da persistência é observada nos eventos WIE-MJO. Estas características não são observadas nos eventos CIE e WIE no outono e no inverno. De modo geral, os eventos mais persistentes (em asterisco) ocorreram na primavera (eventos WIE-MJO e WIE-NMJO em torno de 40 dias), seguido dos eventos WIE-MJO no verão e no inverno (34 dias).

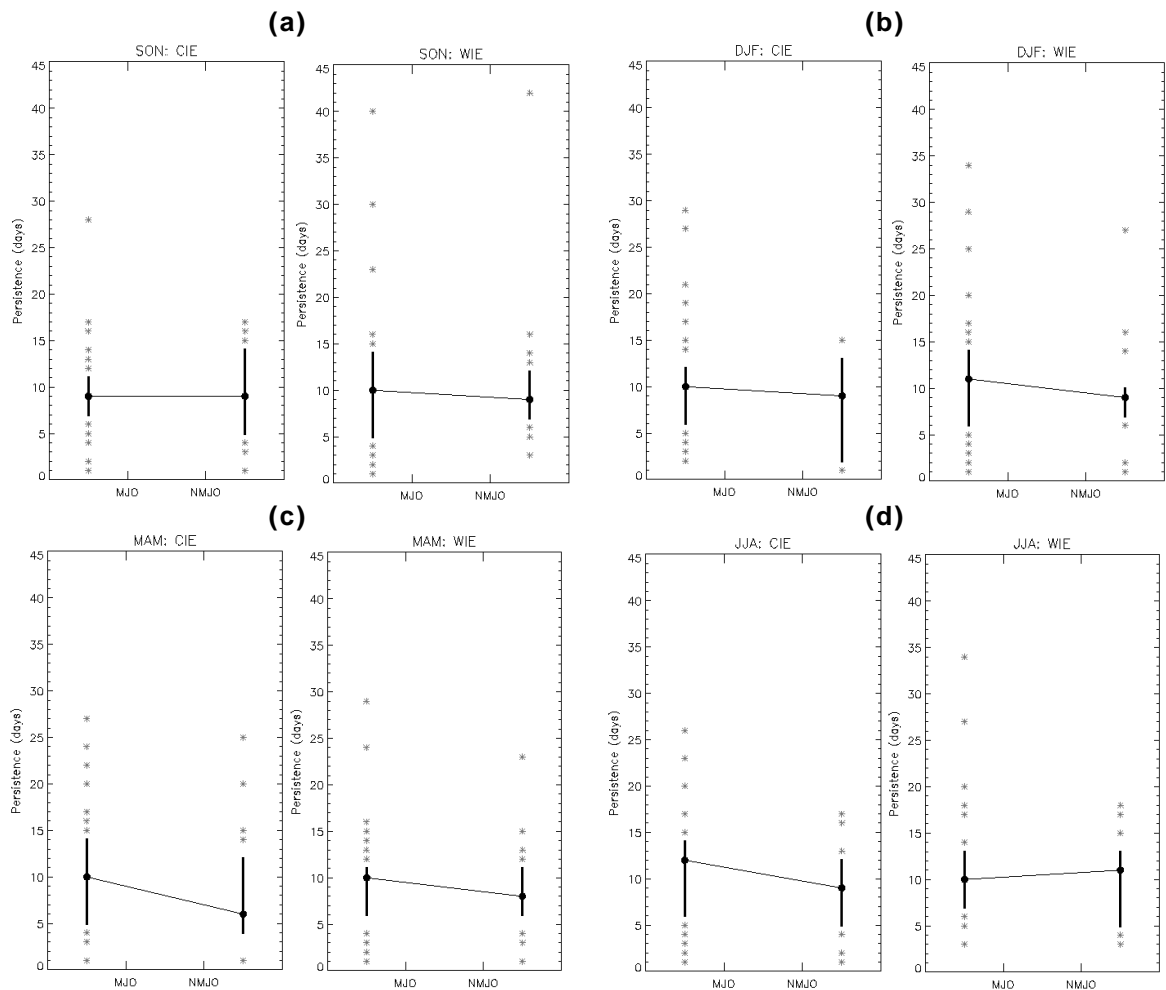


Figura 2.6. Mediana (ponto), intervalo interquartilico (barra) e valores extremos (asterisco) da persistência dos eventos CIE e WIE observados nos episódios MJO e NMJO nas estações Arturo Prat (1986-2001) e Dinamet (2002-2009): (a) primavera, (b) verão, (c) outono e (d) inverno. Os extremos foram obtidos a partir do quartil inferior e superior dos valores de persistência.

2.2.2. Variabilidade interanual

Observa-se na **Figura 2.7** maior regularidade ao longo dos anos na ocorrência dos eventos NMJO na primavera quando comparado às demais estações do ano. Destaca-se um período de ausência de eventos NMJO nos verões de 1999 a 2002, nas primaveras de 2000 a 2002 e nos invernos de 2000 a 2004. Estes resultados mostram que nos primeiros 12 anos analisados (1986-1997) houve uma maior frequência de eventos NMJO na primavera e no inverno quando comparado aos últimos 12 anos (1998-2009), embora no de 2005 tenham ocorrido 6 eventos NMJO na primavera, 5 no inverno e nenhum evento IS associado com a MJO naquele ano. O ano de 2005 foi predominantemente um ano neutro, de acordo com o

índice do ENOS da NOAA³ (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). Já os anos de 2000 a 2001, período no qual não houve eventos NMJO, foram predominantemente anos de La Niña. Outro período no qual ocorreram somente eventos MJO foi na primavera e no verão de 2007, seguido do outono e inverno de 2008. Estes eventos também ocorreram em anos de La Niña. Jones *et al.* (2004) verificaram que nos verões de 1979 a 2002 ocorreram mais eventos MJO em anos de El Niño e neutros do que em anos de La Niña. Entretanto, essas diferenças não foram estatisticamente significativas. Assim, a ocorrência da MJO em anos de La Niña, pode representar uma importante forçante tropical para a variabilidade IS nos extratropicais. A MJO pode desencadear um trem de ondas de Rossby estacionário, resultando no padrão PSA (*e.g.*, Mo e Higgins, 1998). Embora o jato subtropical seja mais fraco em anos de La Niña, geralmente ocorre uma bifurcação do escoamento em altitude, no qual um ramo do jato (jato polar) é dirigido para altas latitudes, formando uma crista pronunciada no Pacífico Sul, favorável a uma situação de bloqueio (**Figura 2.8b**). Além disso, em anos de La Niña, a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) é deslocada para sul em relação a sua posição climatológica (Vincent, 1994; **Figura 2.8c**), podendo excitar o modo PSA que se propaga via ondas de Rossby guiadas pelos jatos (Hoskins e Ambrizzi 1993, Ambrizzi *et al.* 1995) em direção à Península Antártica. Uma situação oposta é esperada em anos de El Niño (**Figura 2.8a**), destacando-se a intensificação do jato subtropical e a sua influência na propagação de ondas em latitudes médias e altas tal como o padrão PSA. Este parece ser o mecanismo fundamental para a interação trópicos-extratropicais e, conseqüentemente, para a ocorrência de eventos IS de temperatura na Península Antártica associada com a MJO.

É possível observar-se ainda na **Figura 2.7** uma menor variabilidade interanual nos eventos IS no outono quando comparado às demais estações do ano. Além disso, destaca-se o predomínio dos eventos MJO no verão.

³ http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml em 10 de novembro de 2012

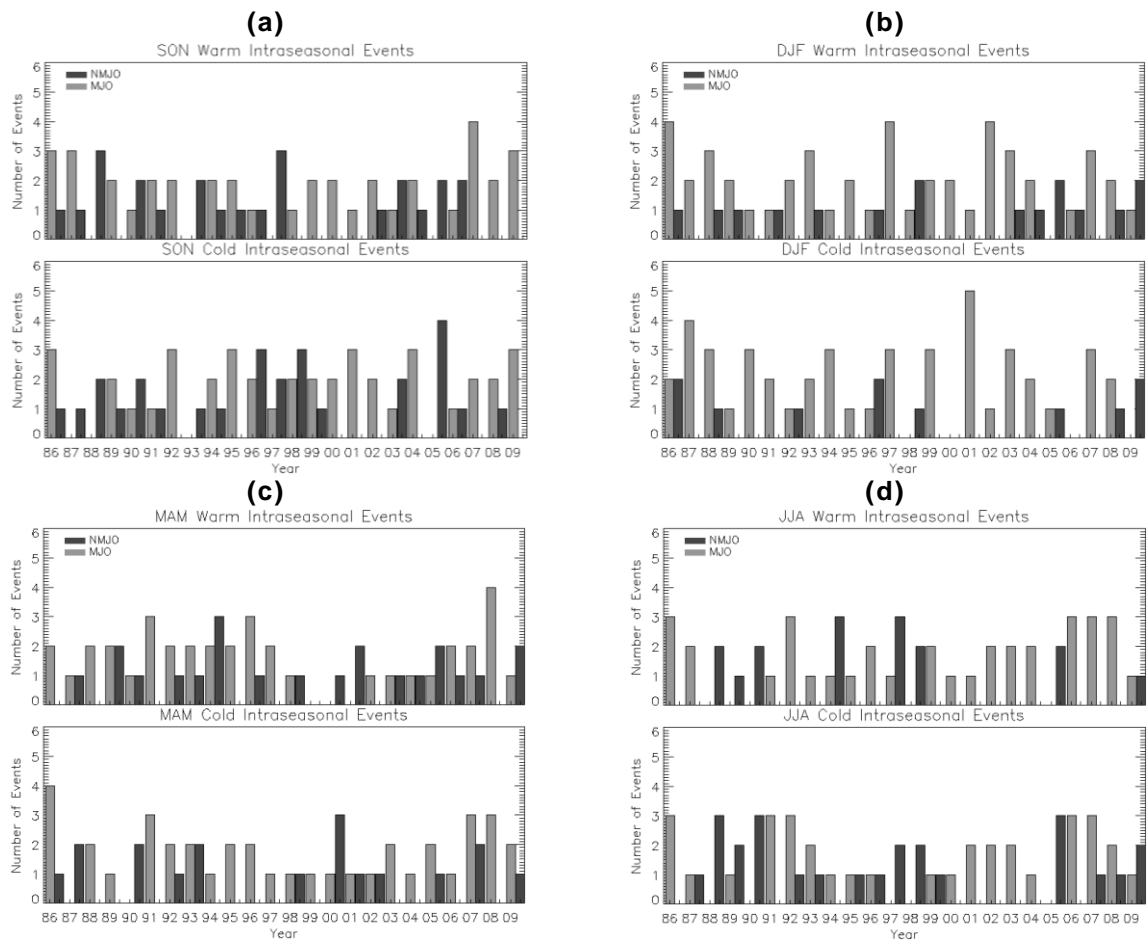


Figura 2.7. Variabilidade interanual do número de eventos CIE e WIE (a) na primavera, (b) no verão, (c) no outono e (d) no inverno nas estações Arturo Prat (1986-2001) e Dinamet (2002-2009).

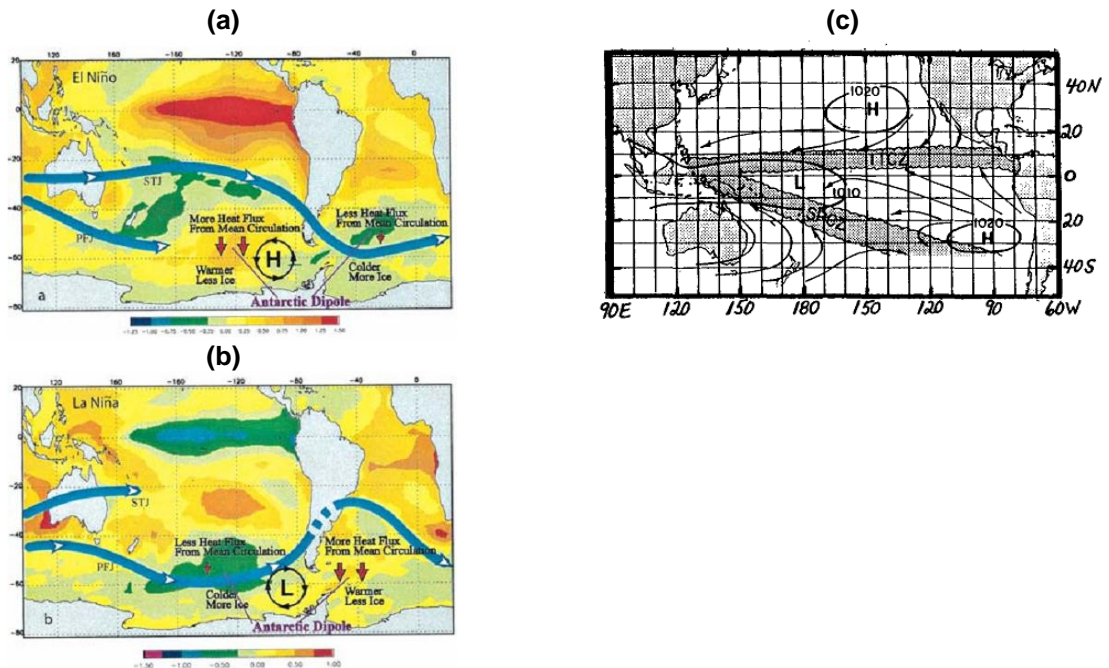


Figura 2.8. Figuras esquemáticas mostrando a posição do jato subtropical (STJ) e do jato polar (PFJ) em resposta aos eventos (a) quentes, (b) frios do ENOS (Yuan, 2004), (c) a posição climatológica da ZCPS (Temberth 1991a).

2.3. Variabilidade IS da circulação atmosférica associada aos eventos MJO e NMJO

Para detectar a influência sistemática de fenômenos atmosféricos em determinadas bandas de frequência na circulação atmosférica foi estimada a densidade espectral média para cada estação do ano no domínio entre 65°S-55°S e 65°W-55°W, próximo à região de estudo. Primeiramente, foi computada a média no domínio e, em seguida, foram removidos a tendência linear e o ciclo anual dos dados, obtendo-se assim uma série de anomalias, denominadas aqui de anomalias totais. A metodologia empregada no cálculo da densidade espectral média é descrita em Boiaski (2007). Os espectros foram obtidos sazonalmente para cada ano e no final foi calculada a média destes espectros ao longo dos 31 anos de dados (1979-2009).

Os dados diários do vento zonal em 200 hPa (U200), 50 hPa (U50), 10 hPa (U10), assim como os demais dados que serão utilizados a seguir, são provenientes das reanálises II do NCEP-DOE⁴ (*National Centers for Environmental Predictions*) (Kanamitsu *et al.*, 2002). Os dados estão distribuídos em uma resolução horizontal de 2,5° x 2,5°.

Em um trabalho recente, Setzer e Kayano (2009) analisaram as limitações das reanálises NCEP-NCAR (I e II) e ECMWF-ERA40 para altas latitudes do HS. Os autores relataram que: “Para latitudes antárticas na linha da costa, as diferenças em temperatura para os três conjuntos de dados são normalmente pequenas e tendem a zero em aproximadamente 60°S, e mais ao norte.” Resultados semelhantes foram encontrados na pressão ao nível médio do mar. Assim como descrito em Bromwich e Fogt (2004), os autores encontraram que os maiores erros nas reanálises são observados no inverno. As possíveis causas das diferenças entre as reanálises, e entre elas e os dados medidos podem ser atribuídas a falhas no controle de qualidade dos dados medidos na região antártica e o fato da atmosfera antártica diferir da atmosfera padrão usada globalmente para a redução da pressão e da temperatura a outros níveis da atmosfera (Setzer e Kayano, 2009).

A densidade espectral média mostra um pico significativo em torno de 20 dias e uma variabilidade significativa em mais alta frequência (entre 7-11 dias) em U50 e U10 na primavera, porém o mesmo não é observado em U200 (**Figura 2.9a**). No verão, destaca-se um pico significativo em torno de 15 dias e outro pico em torno de 11 dias em U50 (**Figura 2.9b**). Situação semelhante à primavera é observada no outono, mostrando um pico significativo em torno de 20 dias em U50 e U10 (**Figura 2.9c**). A circulação zonal em 200 hPa (U200)

⁴ <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.html>

apresenta um pico significativo em torno de 20 dias no outono e no inverno (Figura 2.9c e d). Ainda no inverno, destaca-se o pico significativo de 13 dias em U10.

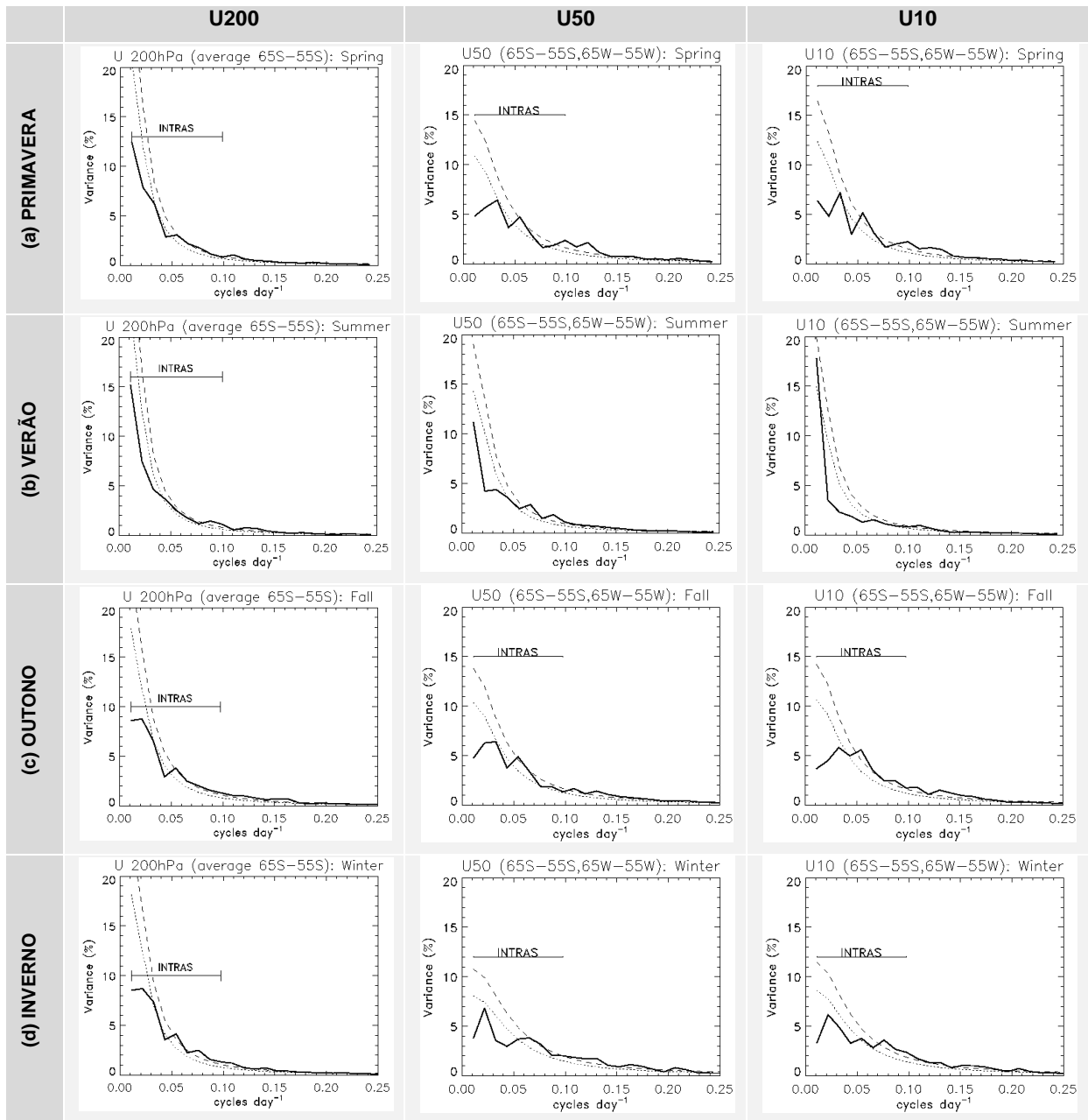


Figura 2.9. Densidade espectral média da componente zonal do vento em 200 hPa, 50 hPa e 10 hPa no domínio entre 65°S-55°S e 65°W-55°W (próximo a região de estudo) para cada estação do ano (a-d) no período de 1979-2009. As linhas pontilhadas e tracejadas representam o ruído vermelho e o nível de significância estatística de 95%, respectivamente.

Posteriormente, os dados foram filtrados na escala intrassazonal (banda entre 10-100 dias) e obtendo-se assim as anomalias IS da circulação zonal. Foram escolhidos U200 e U50 para representar a circulação zonal na troposfera e estratosfera, respectivamente. Além disso, como foi

discutido anteriormente, a atividade IS no inverno foi mais evidente em U200, enquanto que a atividade IS na primavera foi mais evidente em U50 e U10.

A **Figura 2.10** mostra uma comparação entre o desvio padrão das anomalias totais (total) e o desvio padrão das anomalias intrassazonais (IS) de U200. Esta comparação é feita para o desvio padrão anual (**Figura 2.10i**) e sazonal (**Figura 2.10ii-v**). Observa-se, para o HS, que o desvio padrão anual total de U200 é maior na região em torno de 30°S, entre a Austrália e o Pacífico Central (**Figura 2.10ai**). Nesta região observa-se um máximo da circulação zonal em 200 hPa associado com o jato subtropical (**Figura 2.11a**). A maior variabilidade do jato subtropical no HS ocorre na primavera (**Figura 2.10aai**) e no inverno (**Figura 2.10av**). Quanto ao desvio padrão anual de U200 IS (**Figura 2.10bi**), observa-se que existe uma contribuição da escala IS (desvio padrão entre 8-10 m/s) na variabilidade total de U200 (desvio padrão entre 16-20 m/s, **Figura 2.10ai**) na região de máxima intensidade do jato subtropical (**Figura 2.11a**). A porcentagem da contribuição IS na variabilidade total, *i.e.*, a razão entre o desvio padrão IS e o desvio padrão total de U200 é mostrada na **Figura 2.10c**. Observa-se que, na região onde o desvio padrão anual total e o desvio padrão anual IS foram maiores (**Figura 2.10ai** e **Figura 2.10bi**, respectivamente), há uma contribuição IS em torno de 40% a 50% na variabilidade anual total de U200 (**Figura 2.10ci**). Analisando sazonalmente a contribuição IS, observa-se de maneira geral, que a variabilidade IS de U200 representa em torno de 50% a 60% a variabilidade total de U200 no HS (**Figura 2.10cii-cv**), exceto na região equatorial (próximo da América do Sul) e na Antártica onde a contribuição IS na variabilidade de U200 é acima de 70%, principalmente na primavera, no verão e no inverno.

A mesma análise foi realizada para U50 e é mostrada na **Figura 2.12**. Observa-se que o desvio padrão anual total de U50 é maior na região em torno de 60°S (**Figura 2.12ai**). Nesta região observa-se um máximo da circulação zonal em 50 hPa associado com o vórtice polar (**Figura 2.11b**). A maior variabilidade do vórtice polar no HS ocorre principalmente na primavera (**Figura 2.12aai**) e, secundariamente, no inverno (**Figura 2.12av**). Quanto ao desvio padrão anual de U50 IS (**Figura 2.12bi**), observa-se que a contribuição da escala IS (desvio padrão entre 4-6 m/s) na variabilidade total de U50 (desvio padrão entre 18-22 m/s, **Figura 2.12ai**) não é tão evidente na região de máxima intensidade do vórtice polar (**Figura 2.11b**). Porém, quando se observa sazonalmente o desvio padrão IS de U50, nota-se que a variabilidade IS de U50 é maior na primavera (desvio padrão entre 6-10 m/s, **Figura 2.12bii**) e sobre a região de estudo. Este resultado é coerente com o espectro de U50 (**Figura 2.9**) discutido anteriormente. Observa-se de maneira geral, que a contribuição IS na variabilidade de U50 é acima de 60% sobre a Antártica e latitudes médias, principalmente na primavera (**Figura 2.12cii**) e no inverno (**Figura 2.12cv**).

Ressalta-se ainda que a contribuição IS no verão é alta (acima de 65%, **Figura 2.12ciii**) sobre a região de estudo e latitudes médias devido a variabilidade total de U50 ser muito baixa nesta época do ano naquelas regiões (**Figura 2.12aiii**).

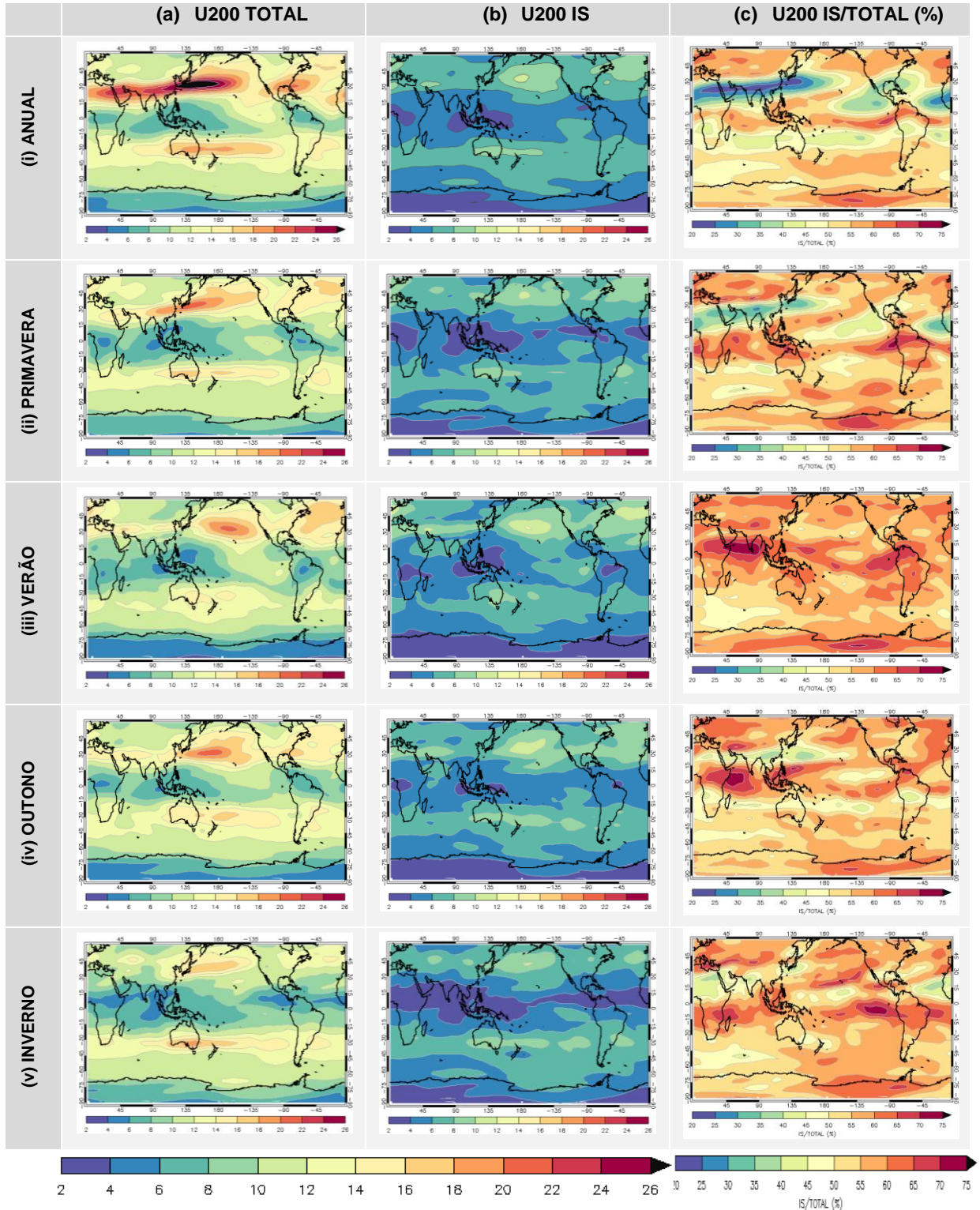


Figura 2.10. Desvio padrão da componente zonal do vento (m/s) em 200 hPa no período 1979-2009: (a) Total, (b) Intrassazonal (IS) e (c) Razão entre (b) e (a) em %.

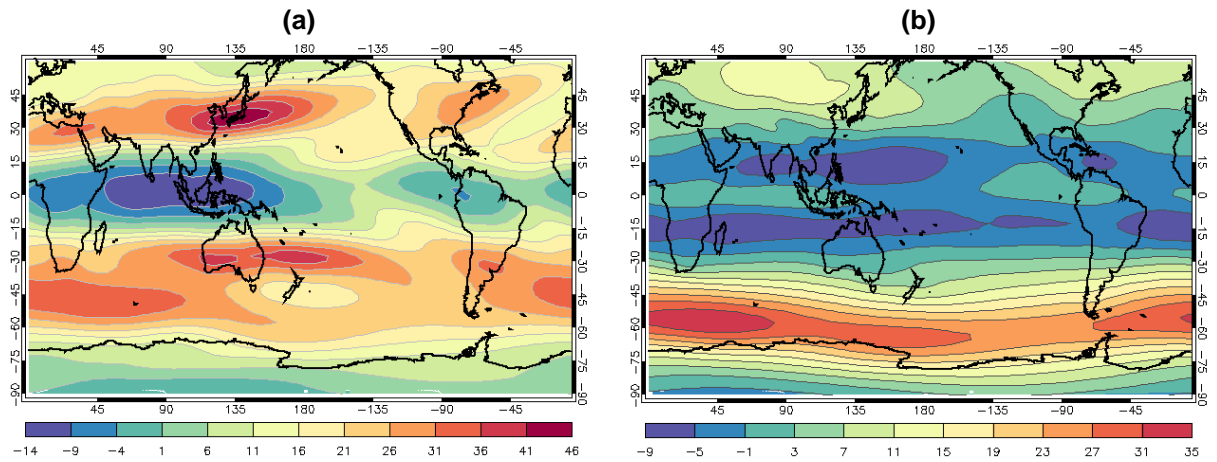


Figura 2.11. Média anual da componente zonal do vento (m/s) (a) em 200 hPa e (b) em 50 hPa no período 1979-2009.

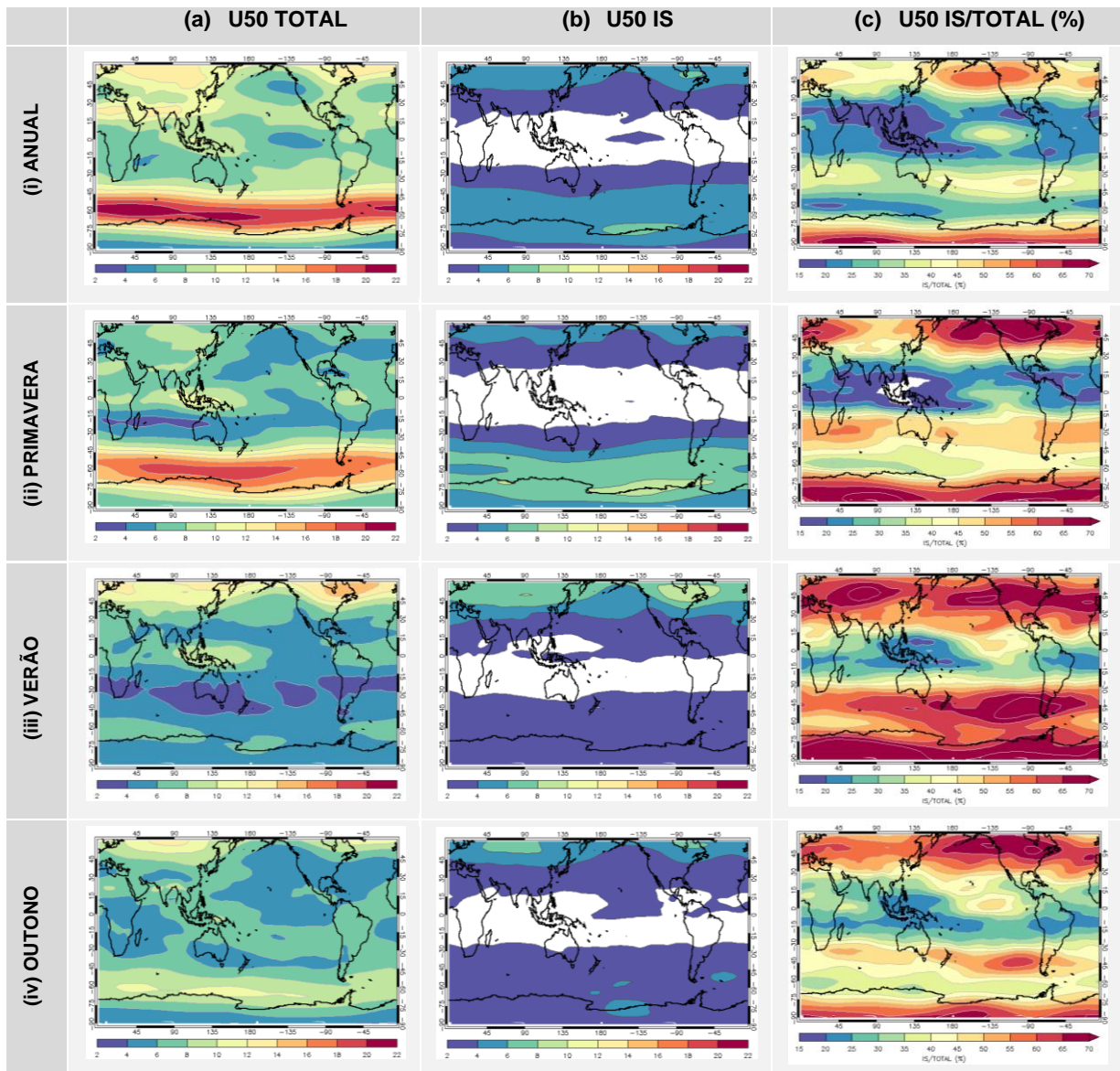
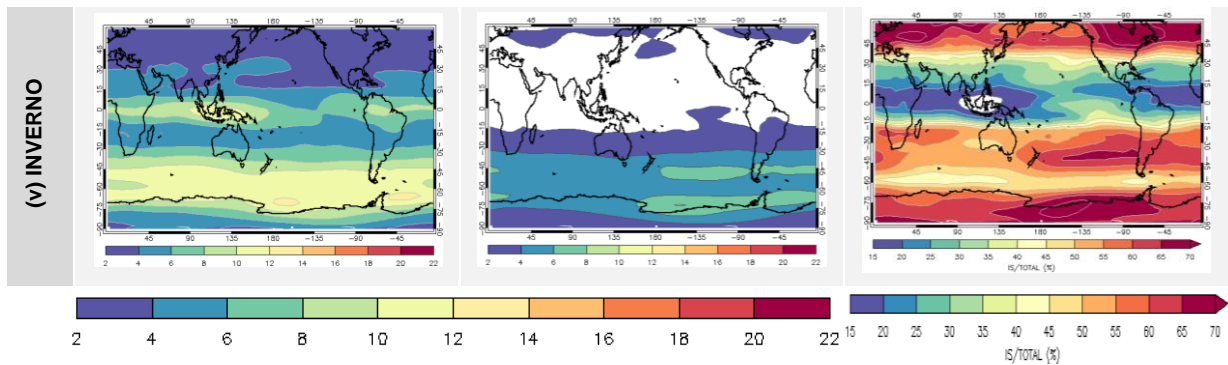


Figura 2.12. Idem a Figura 2.10, mas para a componente zonal do vento em 50 hPa.



(Continuação Figura 2.12)

Depois de conhecer a variabilidade IS da circulação atmosférica e seus possíveis impactos na região estudo, a seguir será apresentado o comportamento da circulação atmosférica nos eventos MJO e NMJO, particularmente na primavera e no inverno, as estações do ano com melhor representação da escala IS na variabilidade da circulação zonal. Para tal, foram realizadas composições defasadas no tempo das anomalias IS de U200, U50 e da altura geopotencial em 200 hPa (H200) para os eventos IS de temperatura (CIE e WIE) associados ou não com a MJO (MJO e NMJO). Os resultados para o inverno serão apresentados e discutidos na seção 2.3.1, enquanto que os resultados para a primavera serão abordados na seção 2.3.2.

2.3.1. Inverno

Observa-se, por meio de $H200_{IS}$ (Figura 2.13 e Figura 2.14), um trem de ondas entre latitudes médias e altas do HS, semelhante ao padrão observado por diversos estudos (*e.g.*, Mo e Ghil, 1987; Ghil e Mo, 1991; Ambrizzi *et al.*, 1995; Mo e Higgins, 1998), conhecido como PSA. Os modos do PSA (PSA1 e PSA2), obtido por Mo e Higgins (1998) para o inverno austral por meio de EOFs da função corrente turbulenta em 200 hPa, são apresentados na Figura 2.15. O modo PSA1 (Figura 2.15a) indica uma defasagem em relação ao modo PSA2 (Figura 2.15b) e ambos exibem um número de onda 3 em latitudes médias, com maiores amplitudes no setor do Pacífico – América do Sul. No Pacífico, as anomalias nos subtrópicos estão fora de fase com as anomalias em latitudes médias. A Figura 2.15c mostra a correlação defasada entre as componentes principais (PC1 e PC2), obtidas através da projeção das anomalias da função corrente em 200 hPa nos dois modos do PSA. As duas PCs tem máxima correlação entre 4-5 dias, sendo que as maiores correlações são encontradas na banda intrassazonal (10-90 dias). Estes resultados sugerem que estes dois modos representam a oscilação intrassazonal em latitudes médias e altas do HS (Mo e Higgins 1998). Outros trabalhos envolvendo o padrão de teleconexão PSA foram mencionados no Capítulo 1 (seção 1.1).

Durante os eventos IS de temperatura na Península Antártica, observa-se que este padrão ao se propagar para leste afeta a circulação na região da Península Antártica (**Figura 2.13** e **Figura 2.14**). A presença de anomalias negativas (ciclônicas) de $H200_{IS}$ sobre a Península Antártica foi observada durante os CIE (**Figura 2.13**). Além disso, observa-se que o deslocamento meridional das anomalias ciclônicas afeta o sul da América do Sul, enquanto que na região sudeste do continente observa-se a presença de anomalias anticiclônicas durante os CIE na Península Antártica. Comparando-se os WIE (**Figura 2.14**) e os CIE (**Figura 2.13**), observa-se que estes estiveram associados a fases opostas do trem de ondas observado por meio de $H200_{IS}$. As composições de $H200_{IS}$ para os eventos NMJO (**Figura 2.13b** e **Figura 2.14b**) apresentaram um comportamento similar aos eventos MJO (**Figura 2.13a** e **Figura 2.14a**).

A característica da circulação atmosférica em altos níveis, por meio de $U200_{IS}$, associada aos CIE e WIE na Península Antártica, é apresentada nas **Figura 2.16** e **Figura 2.17**, respectivamente. Observa-se durante os CIE, a presença de anomalias negativas (de leste) de $U200_{IS}$ sobre a Península Antártica (**Figura 2.16**). De modo geral, para os WIE, aspectos opostos aos CIE foram observados na Península Antártica, ou seja, a presença de anomalias positivas (de oeste) de $U200_{IS}$ sobre a região durante o inverno (**Figura 2.17**). As características da circulação nos CIE e WIE associados com a MJO (**Figura 2.16a** e **Figura 2.17a**) são semelhantes àquelas observadas nos eventos NMJO (**Figura 2.16b** e **Figura 2.17b**). Estes resultados estão de acordo com a propagação do trem de ondas associado ao padrão de teleconexão PSA, como mencionado anteriormente (*e.g.*, Mo e Higgins, 1998; **Figura 2.15**).

Os CIE (WIE) no inverno estiveram associados a anomalias IS positivas (negativas) do vento meridional em 850 hPa, ou seja, anomalias de sul (de norte), persistentes até o dia do evento ($lag=0$) entre o setor oeste da Península Antártica e o Mar de Bellingshausen (Boiaski, 2007).

A circulação zonal IS na baixa estratosfera ($U50_{IS}$) associada aos CIE-MJO (**Figura 2.18a**) apresenta um padrão de anomalias semelhantes a $U200_{IS}$ (**Figura 2.16a**). Já para os CIE-NMJO o padrão de onda é mais zonal e não apresenta as mesmas características do padrão PSA (**Figura 2.18b**). Além disso, está localizado na região circumpolar, sugerindo uma possível variabilidade interna da atmosfera antártica associada aos eventos NMJO no inverno. As mesmas características foram observadas nos WIE, porém numa fase oposta do trem de ondas nos eventos MJO (**Figura 2.19a**) e do padrão de onda circumpolar nos eventos NMJO (**Figura 2.19b**).

Ressalta-se que a diferença na significância estatística (contornos sombreados nos mapas) entre os eventos MJO e NMJO pode ser atribuída a diferença no número de eventos

independentes em cada caso (representado nos mapas pela sigla em inglês *Dof* – *Degrees of freedom*; Figura 2.5).

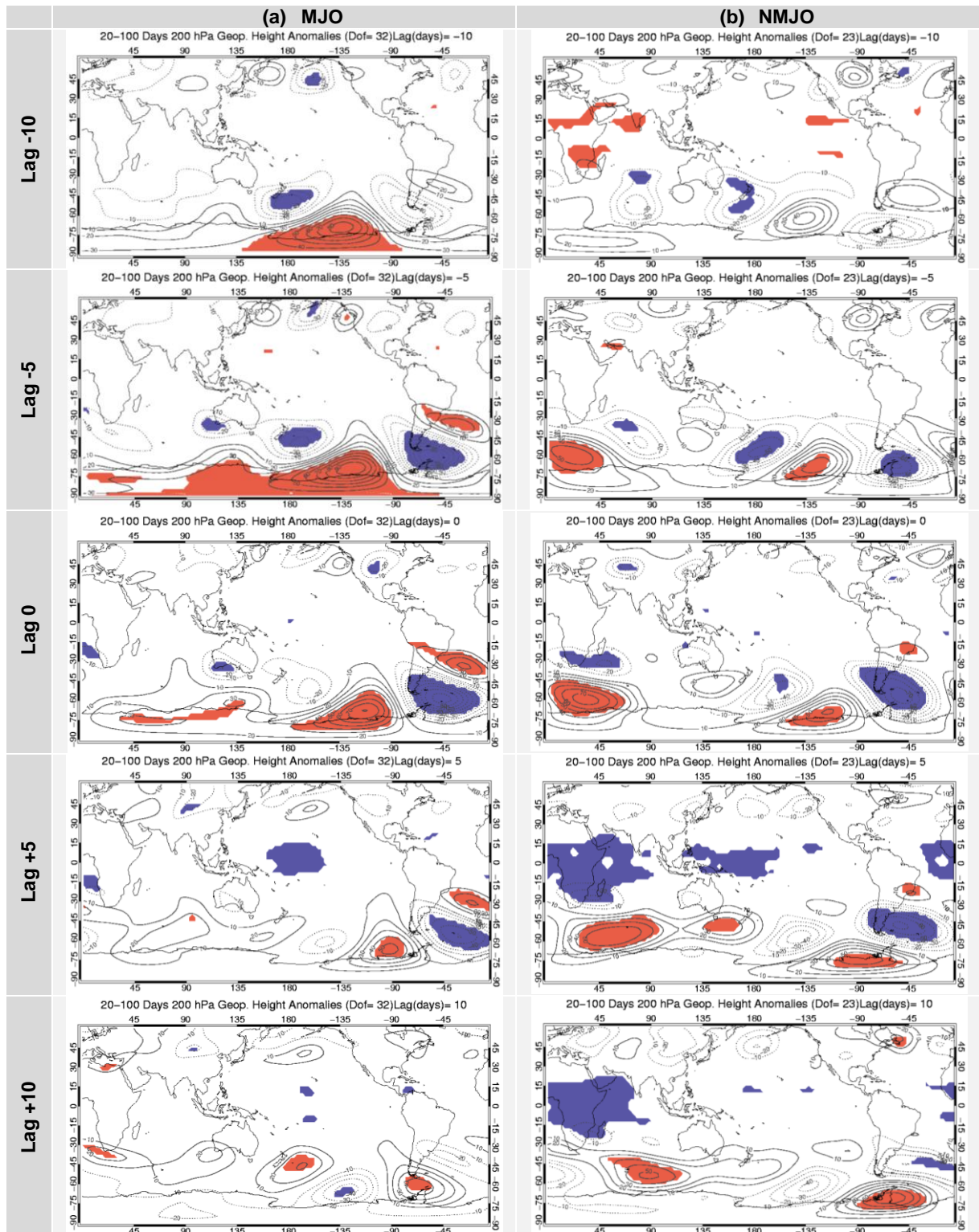


Figura 2.13. Composições defasadas das anomalias intrassazonais da altura geopotencial (m) em 200 hPa para os eventos intrassazonais frios (CIE) no inverno: (a) CIE associados com a MJO e (b) CIE não associados com a MJO. As linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos). As áreas destacadas em laranja (azul) são para os valores positivos (negativos) estatisticamente significativos ao nível de 95%, baseado no teste t-Student. O intervalo dos contornos é de 10 m.

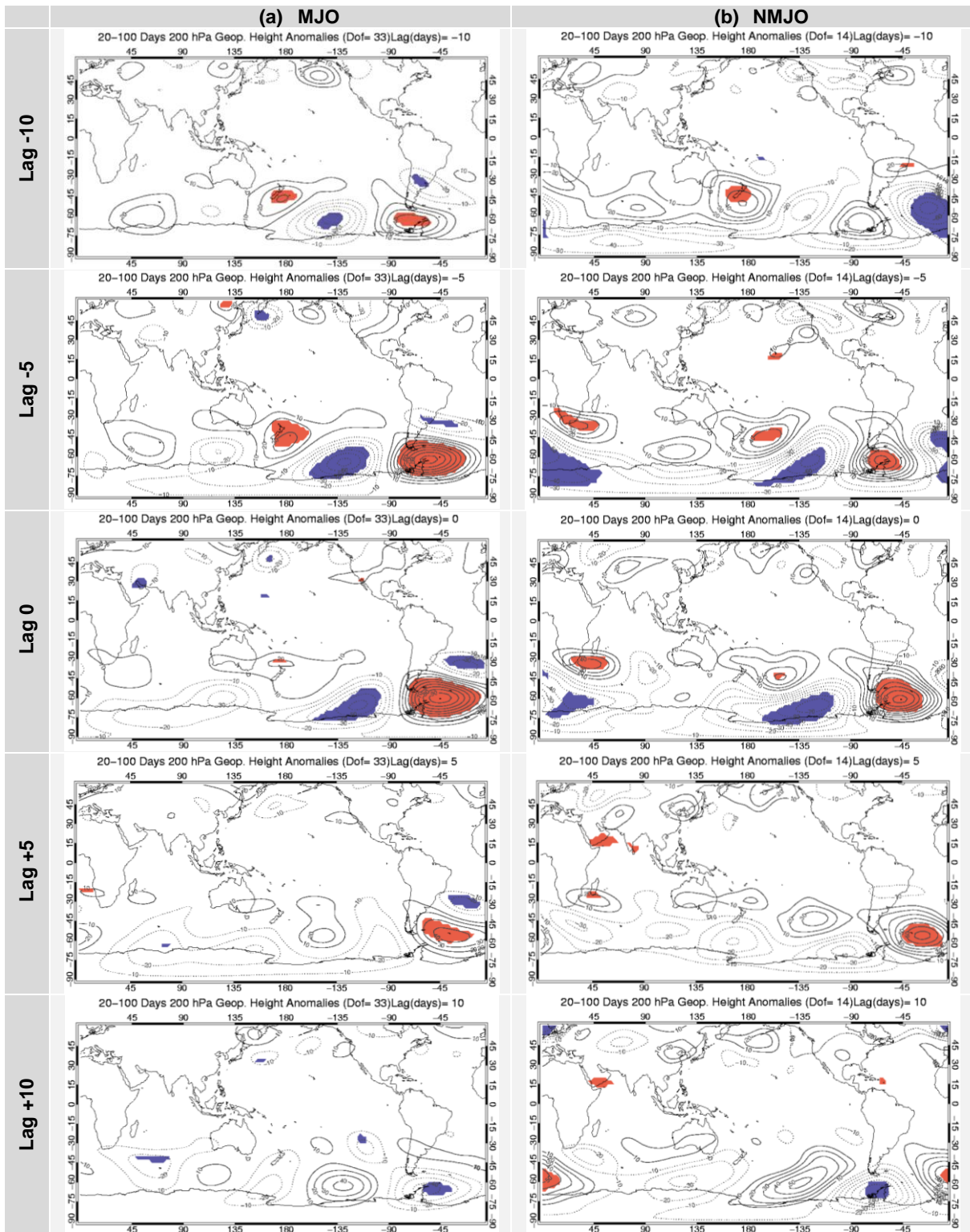


Figura 2.14. Idem a Figura 2.13, mas para os eventos intrassazonais quentes (WIE).

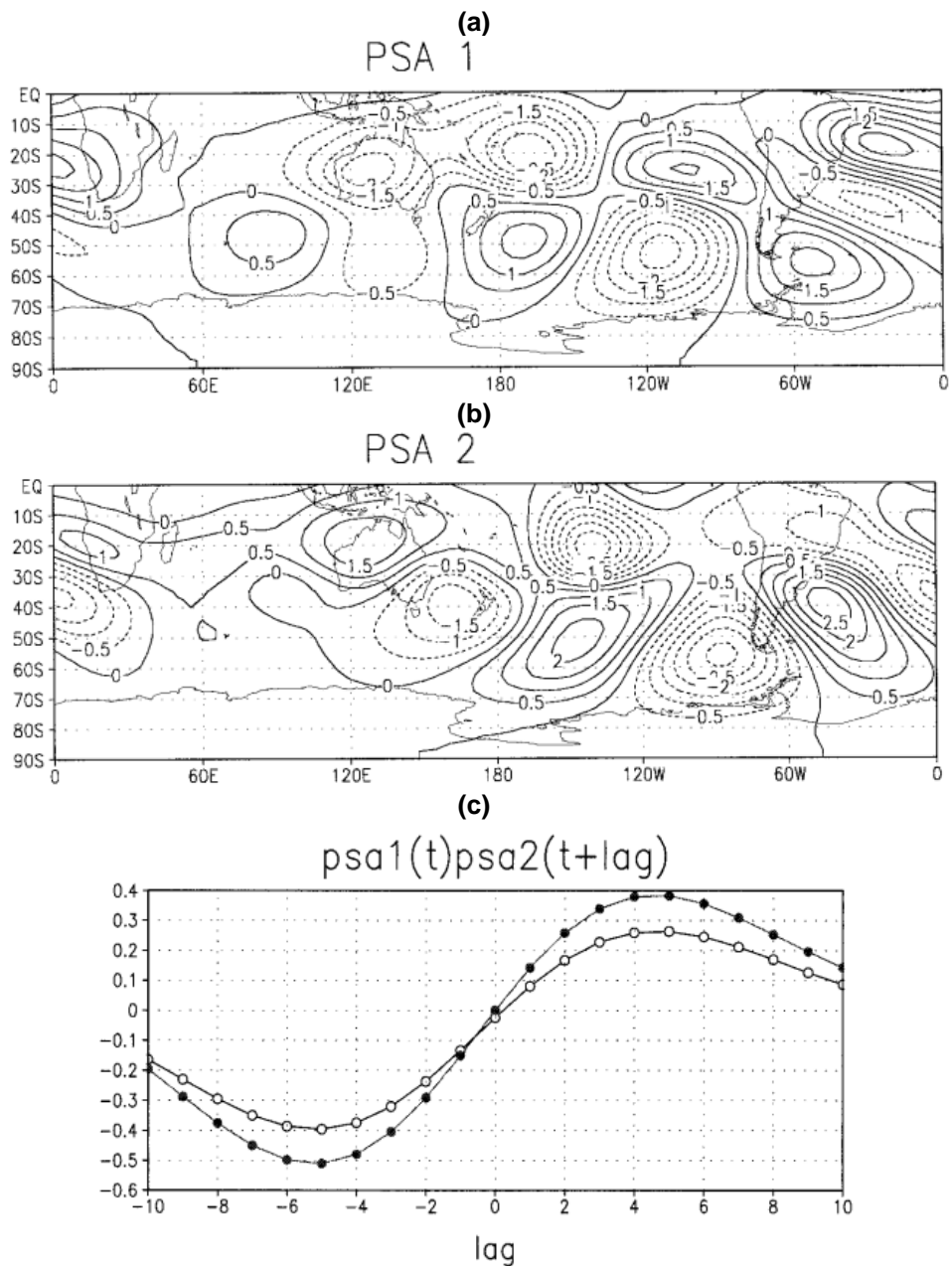


Figura 2.15. (a) EOF1 e (b) EOF2 da função corrente turbulenta em 200 hPa durante o inverno austral. (c) Correlações defasadas entre a PC1 e PC2 das anomalias totais (círculo em branco) e da série temporal filtrada na banda intrassazonal (10-90 dias) (círculo em preto). Figura extraída de Mo e Higgins (1998).

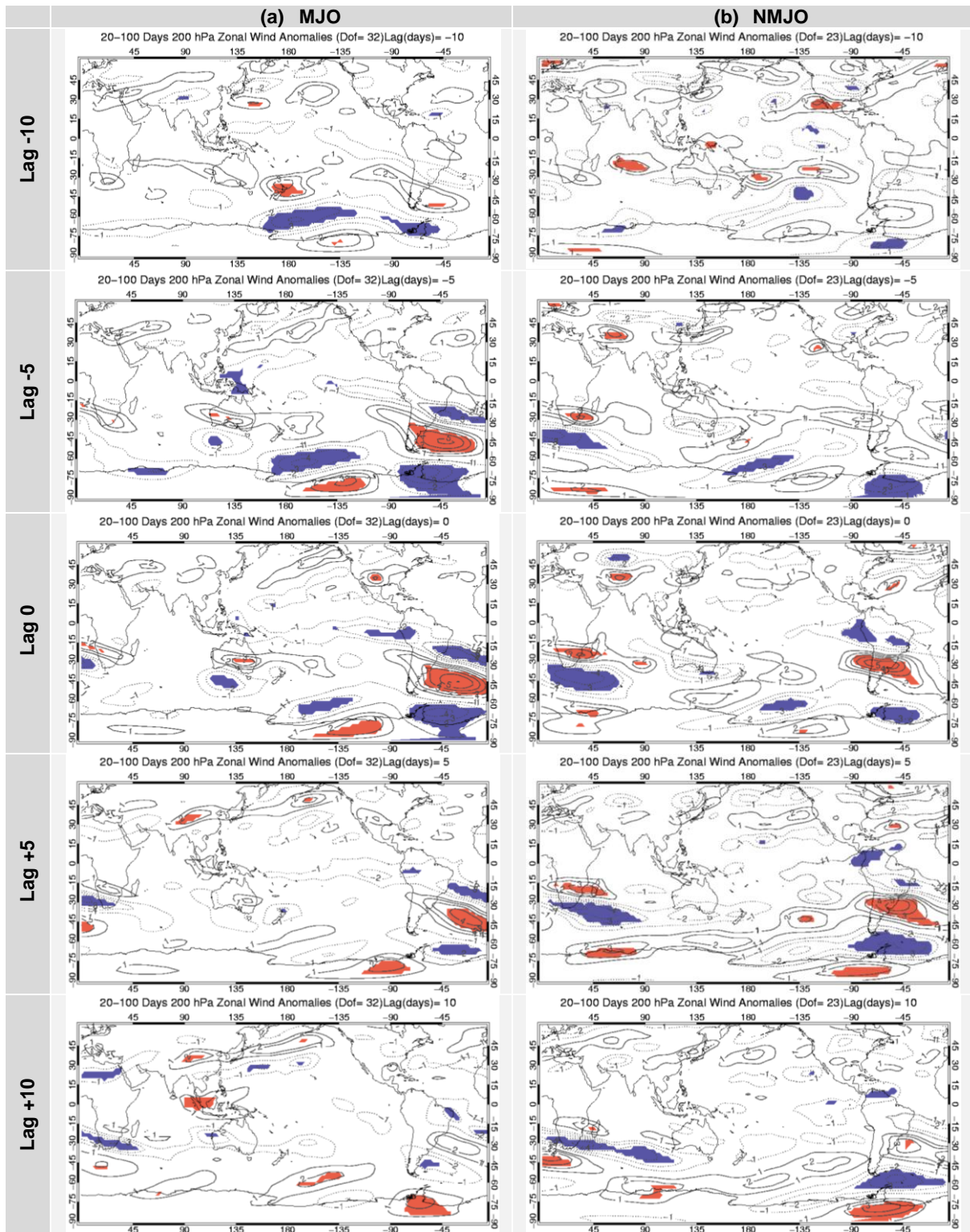


Figura 2.16. Idem a Figura 2.13, mas para as anomalias intrassazonais do vento zonal (m/s) em 200 hPa. O intervalo dos contornos é de 1m/s.

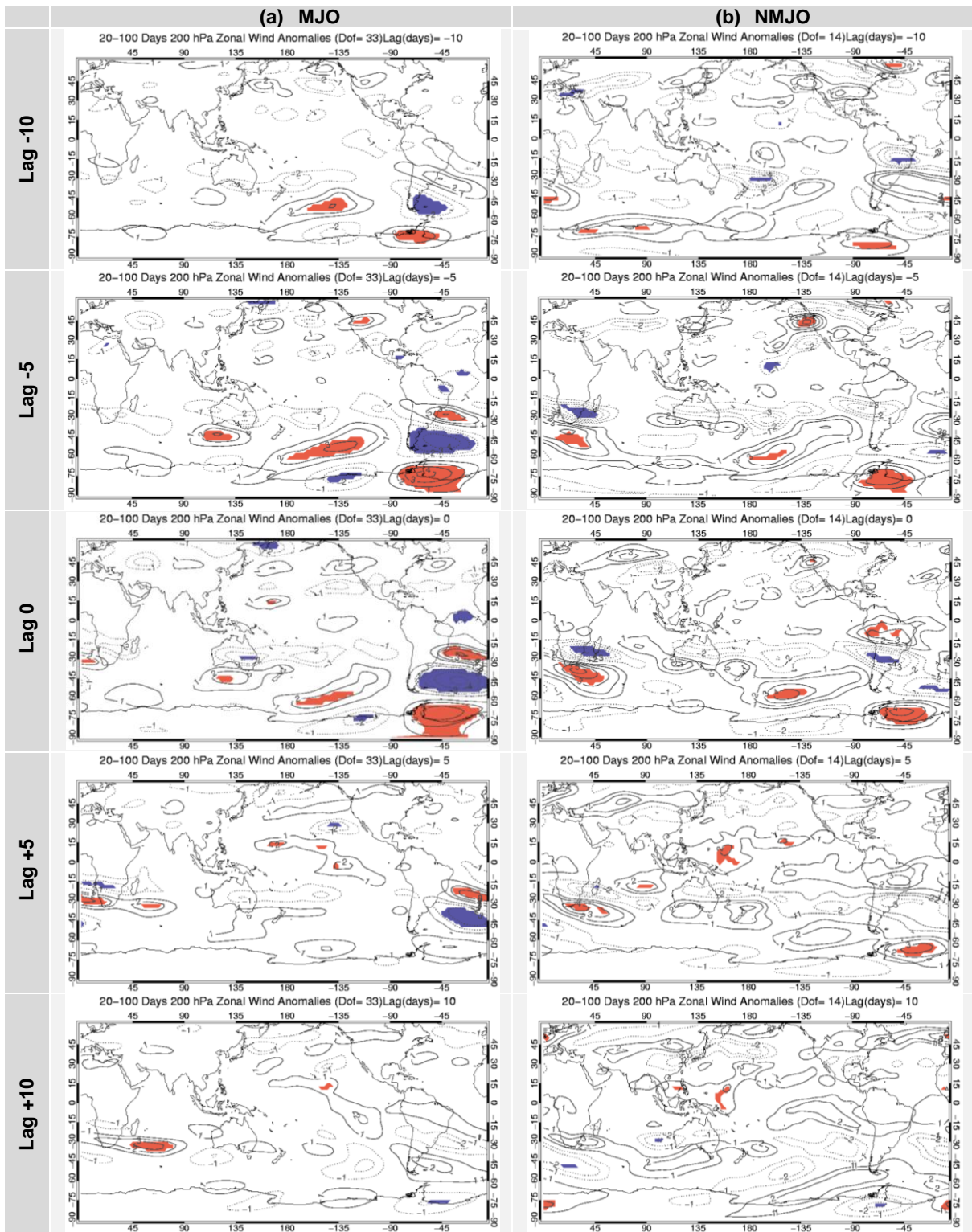


Figura 2.17. Idem a Figura 2.16, mas para os eventos intrassazonais quentes (WIE).

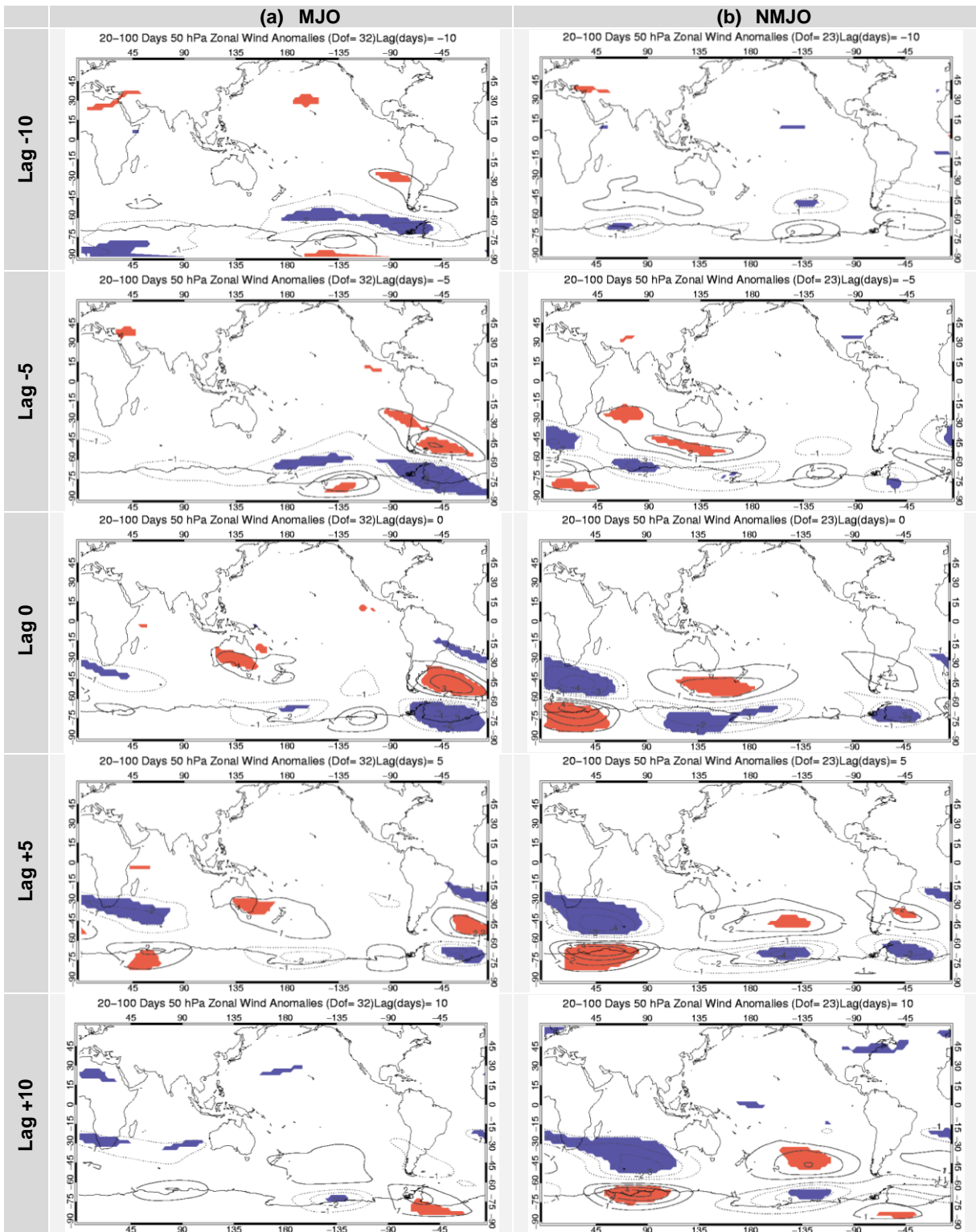


Figura 2.18. Idem a Figura 2.13, mas para as anomalias intrassazonais do vento zonal (m/s) em 50 hPa. O intervalo dos contornos é de 1m/s.

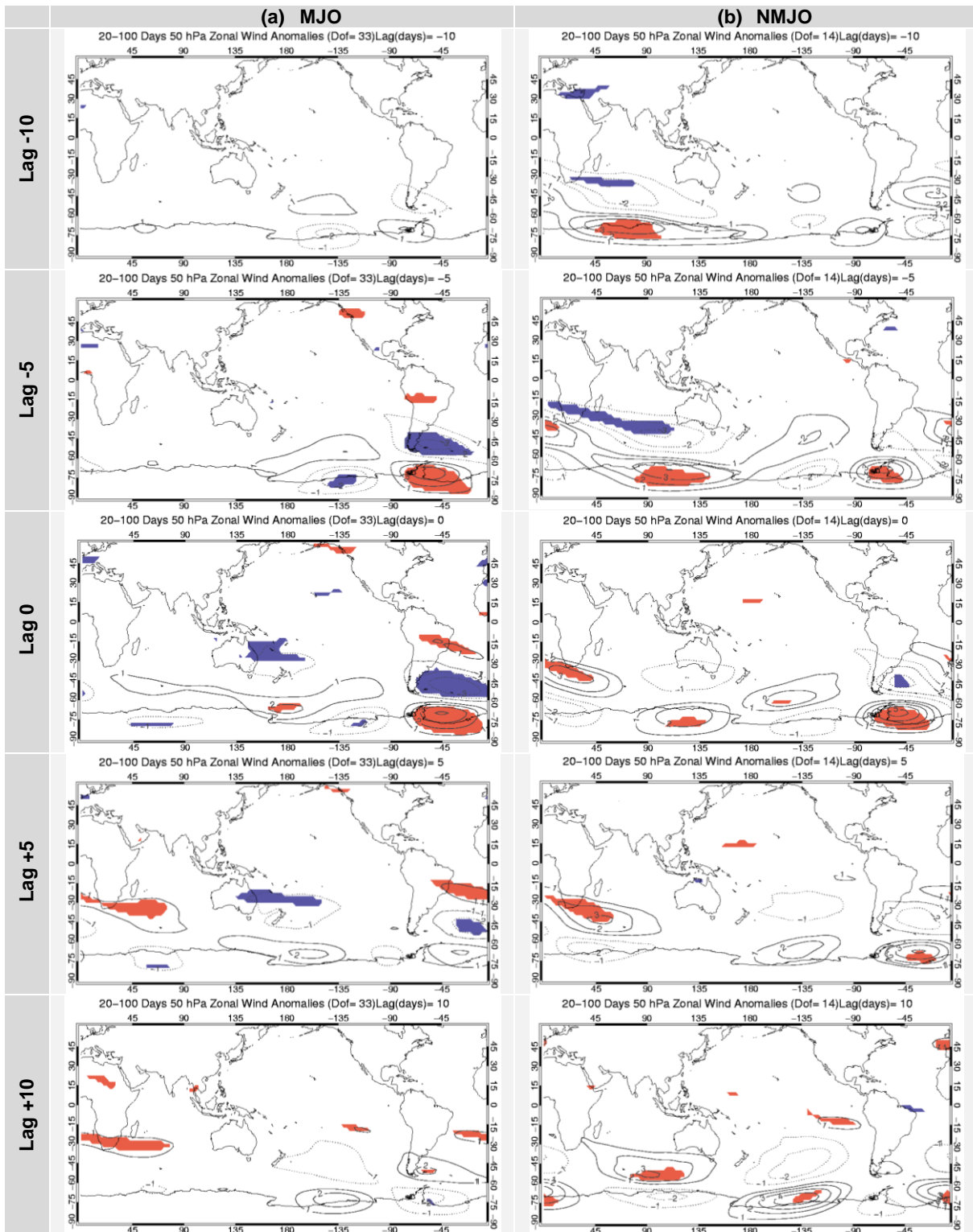


Figura 2.19. Idem a Figura 2.18, mas para os eventos intrassazonais quentes (WIE).

2.3.2. Primavera

Um trem de ondas bastante robusto é observado durante os CIE na primavera, assim como aquele observado no inverno, associado com anomalias negativas (ciclônicas) estatisticamente significativas de $H200_{IS}$ sobre a Península Antártica (**Figura 2.20**). Em ambos os casos (MJO e NMJO), as anomalias negativas de $H200_{IS}$ aparecem cerca de 10 dias ($lag = -10$) antes dos CIE sobre a região de estudo e se propagam lentamente para nordeste, atingindo a região sudeste da América do Sul cinco (5) dias após os eventos CIE, embora isto seja mais evidente nos eventos NMJO (**Figura 2.20b**). Concomitantemente, anomalias positivas (anticiclônicas) se aproximam do Mar de Bellingshausen. Esta configuração contribui para uma advecção fria desde baixos níveis (não mostrado) até altos níveis para as latitudes mais baixas do HS. Comparando-se os WIE (**Figura 2.21**) e os CIE (**Figura 2.20**), observa-se que estes estiveram associados a fases opostas do trem de ondas observado por meio de $H200_{IS}$. A configuração das anomalias de $H200_{IS}$ sugere uma advecção quente para a região de estudo nos eventos WIE (**Figura 2.21**). As composições de $H200_{IS}$ para os eventos NMJO (**Figura 2.20b** e **Figura 2.21b**) apresentaram um comportamento similar aos eventos MJO (**Figura 2.20a** e **Figura 2.21a**).

Observa-se, durante os CIE na primavera (**Figura 2.22**), a presença de anomalias negativas (de leste) de $U200_{IS}$ sobre a Península Antártica, deslocando-se lentamente para nordeste, em direção ao Mar de Weddell, no decorrer dos dias que antecedem os eventos IS ($lag=-10$ a $lag=-5$). No dia dos eventos CIE ($lag=0$) as anomalias de leste de $U200_{IS}$ estão localizadas sobre o Mar de Weddell, contribuindo para que o ar frio daquela região seja advectado para a Península Antártica e, conseqüentemente, ocasionando os eventos CIE. De modo geral, características opostas aos CIE foram observadas em $U200_{IS}$ para os WIE (**Figura 2.23**) sobre a Península Antártica na primavera. As características da circulação nos CIE e WIE associados com a MJO (**Figura 2.22a** e **Figura 2.23a**) são semelhantes àquelas observadas nos eventos NMJO (**Figura 2.22b** e **Figura 2.23b**). Os resultados apresentados até o momento para a primavera são semelhantes ao padrão de teleconexão PSA (*e.g.*, Mo e Higgins, 1998; **Figura 2.15**).

Na baixa estratosfera, a circulação zonal IS ($U50_{IS}$) associada aos CIE na primavera (**Figura 2.24**) apresenta um padrão de anomalias semelhantes a $U200_{IS}$ (**Figura 2.22**). As mesmas características foram observadas nos WIE, porém numa fase oposta do trem de ondas (**Figura 2.25**).

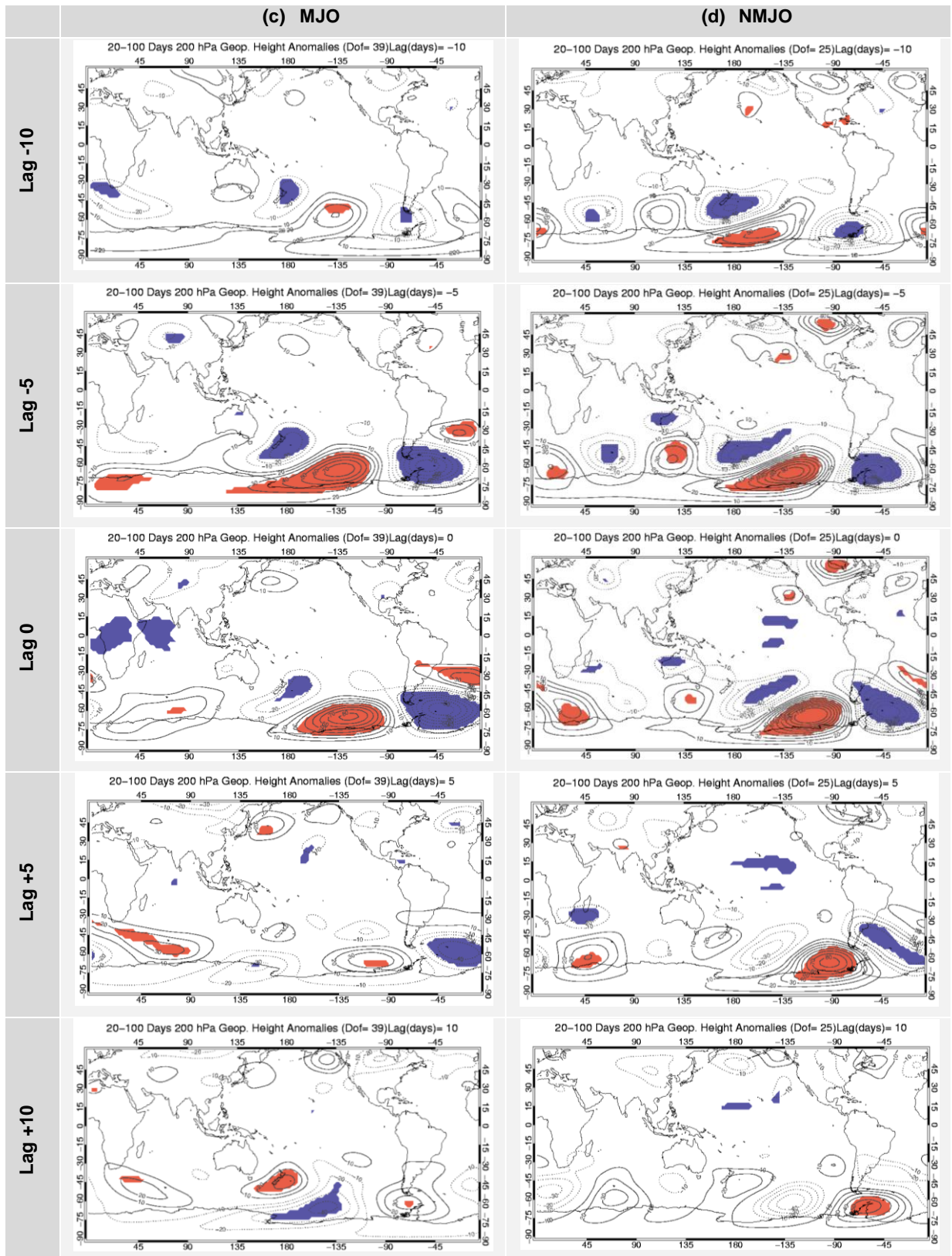


Figura 2.20. Idem a Figura 2.13, mas para a primavera.

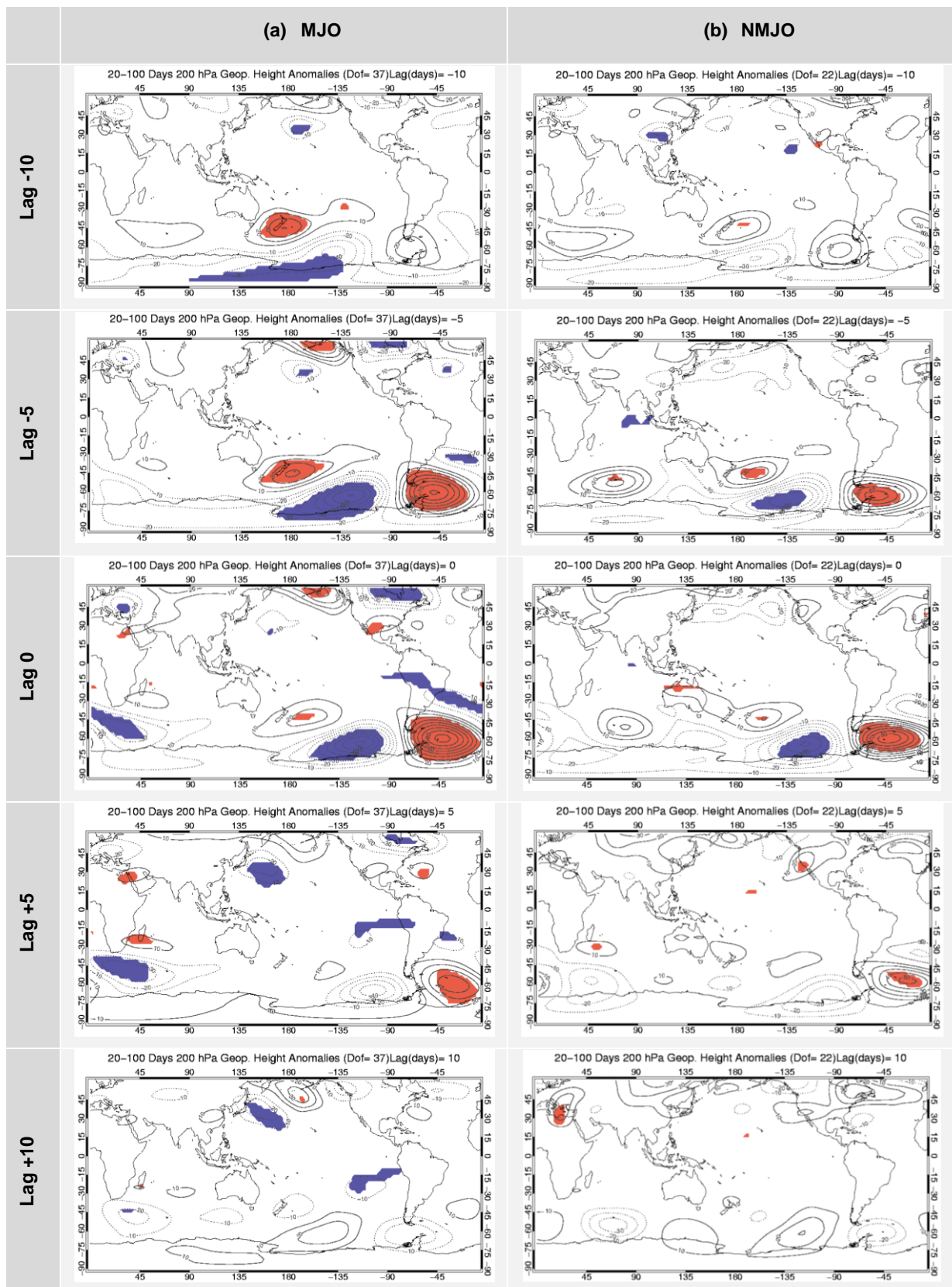


Figura 2.21. Idem a Figura 2.20, mas para os eventos intrassazonais quentes (WIE).

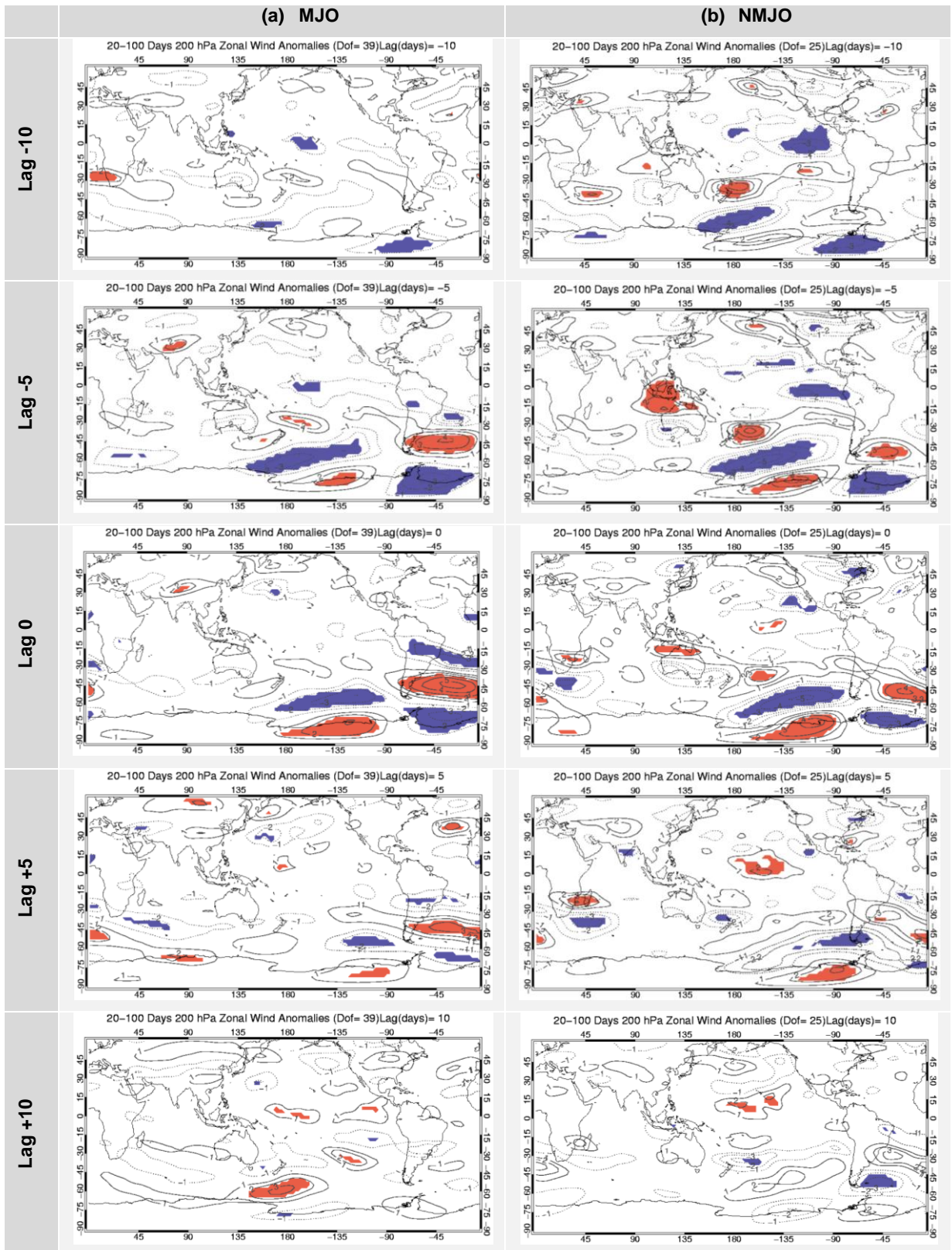


Figura 2.22. Idem a Figura 2.16, mas para a primavera.

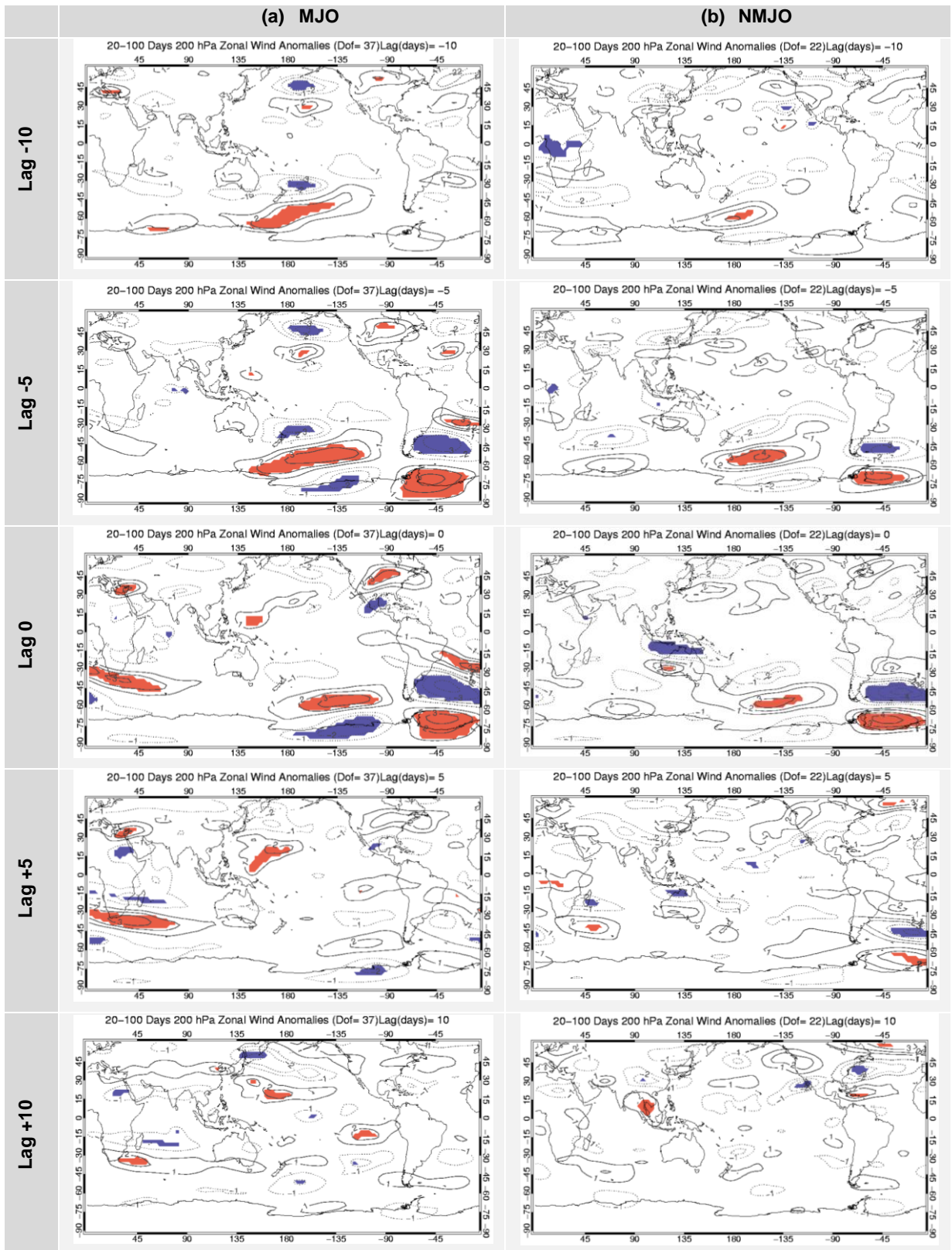


Figura 2.23. Idem a Figura 2.22, mas para os eventos intrassazonais quentes (WIE).

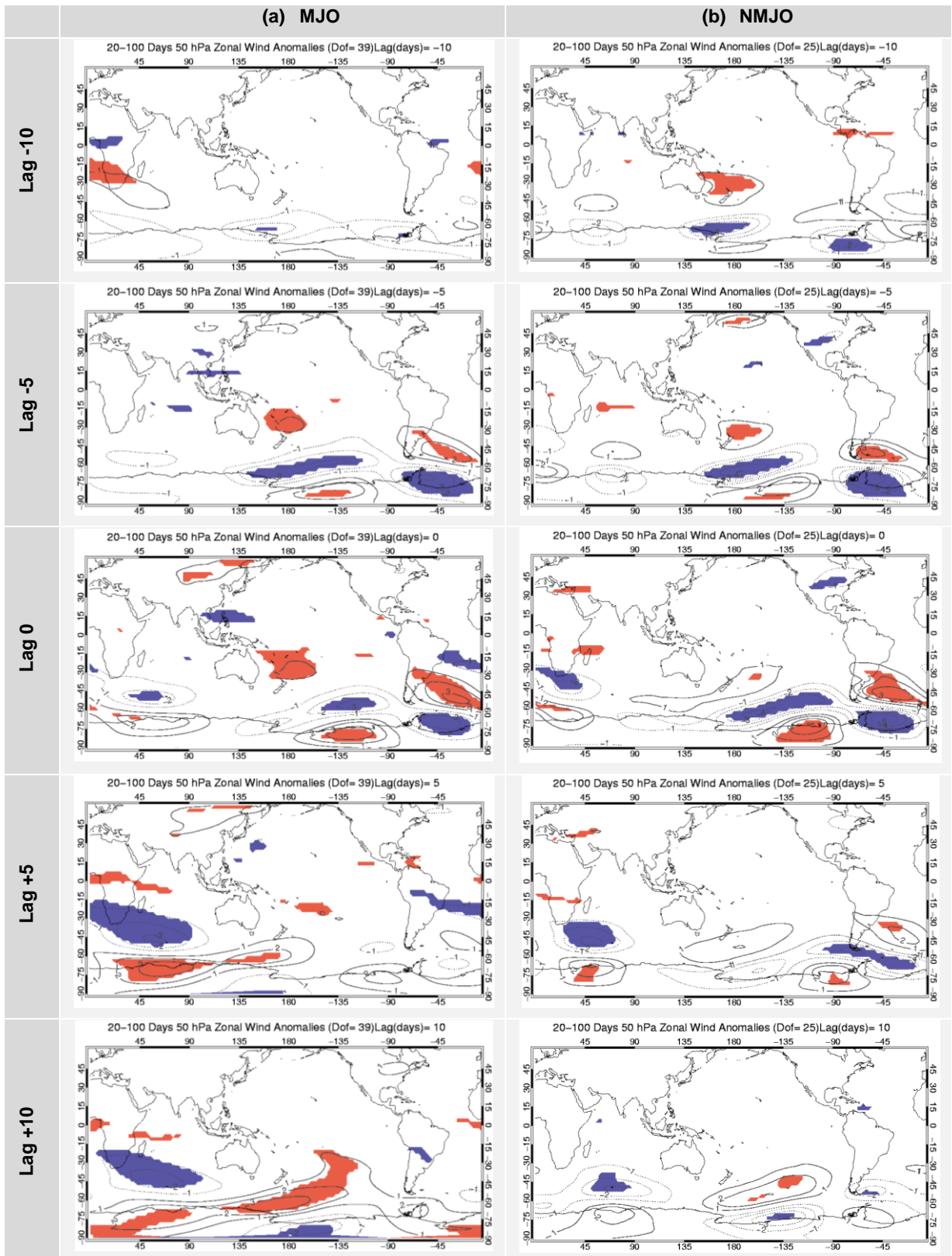


Figura 2.24. Idem a Figura 2.18, mas para a primavera.

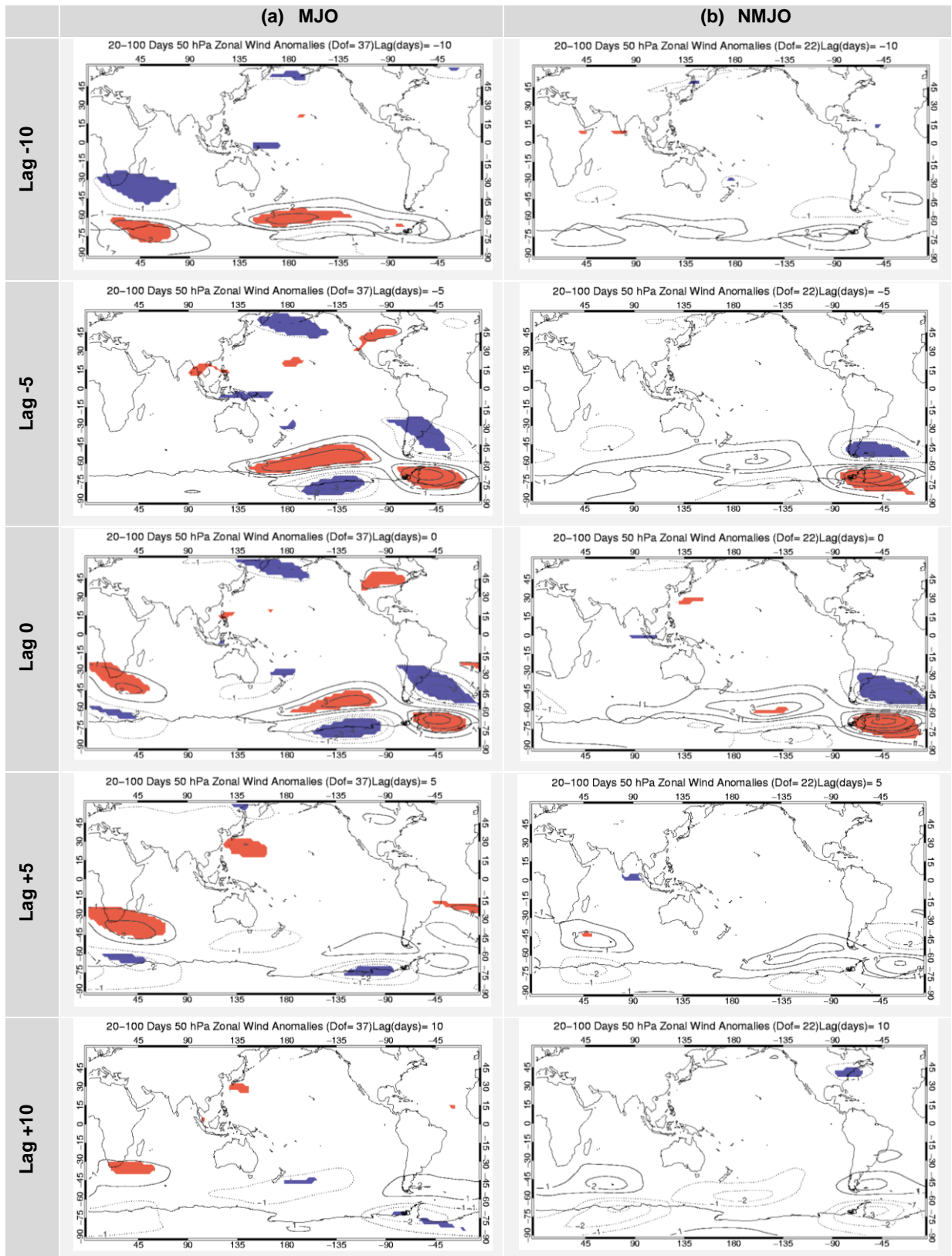


Figura 2.25. Idem a Figura 2.24, mas para os eventos intrassazonais quentes (WIE).

2.3.3. Discussão dos resultados

Os resultados apresentados nesta etapa do estudo sugerem que o trem de ondas observado nos eventos IS de temperatura na Península Antártica, semelhante ao PSA, possui uma estrutura vertical barotrópica equivalente (por meio das observações de $U_{200_{IS}}$ e $U_{50_{IS}}$). Conforme descrito em Hoskins e Karoly (1981), a resposta atmosférica a fontes de calor tropicais apresenta uma estrutura vertical baroclínica na vizinhança da forçante e uma estrutura barotrópica equivalente em latitudes médias e altas. Mo e White (1985) também encontraram uma evidência observacional de padrões de teleconexão em latitudes médias, apresentando uma estrutura barotrópica equivalente, com estrutura ondulatória de número de onda zonal 3. Diversos trabalhos (*e.g.*, Hoskins e Karoly, 1981; Hoskins e Ambrizzi, 1993) mostraram que a propagação de energia das ondas de Rossby barotrópicas geradas nos trópicos sofre uma curvatura para leste em direção ao equador na região do jato polar devido à refração dessas ondas por conta do intenso gradiente meridional de vorticidade absoluta nessas regiões. Isto explica como a região de estudo pode ser influenciada por fenômenos tropicais como a MJO. No entanto, como apresentado na seção 2.2, nem todos os eventos IS de temperatura na Península Antártica podem ser atribuídos à MJO. Existe um número substancial de eventos NMJO, principalmente no inverno e na primavera, que precisam ser investigados (**Figura 2.5**).

Motivada pelo trabalho de Hsu e Weng (2002), mencionado no Capítulo 1 (seção 1.2), a próxima seção abordará a variabilidade IS na estratosfera, a interação com a troposfera e os possíveis impactos na ocorrência dos eventos NMJO.

2.4. Interação troposfera-estratosfera e os eventos MJO e NMJO

A primeira questão a ser explorada nesta seção é como a circulação zonal varia com a altitude, em qual latitude a variabilidade do vento zonal (U) é maior e em qual estação do ano isso ocorre. Embora já tenha sido apresentado o espectro sazonal de U_{200} , U_{50} e U_{10} para o domínio da região de estudo, esta análise do perfil do desvio padrão de U em cada estação do ano (**Figura 2.26**) ajudará entender o que acontece com a circulação zonal na troposfera e na estratosfera nas diferentes épocas do ano.

A **Figura 2.26** mostra uma comparação entre o desvio padrão das anomalias totais (total) e o desvio padrão das anomalias intrassazonais (IS) de U para o período de 1979 a 2009. Esta comparação é feita para o desvio padrão anual (**Figura 2.26i**) e sazonal (**Figura 2.26ii-v**). Observa-se, para o HS, que o desvio padrão anual total de U é maior na região em torno de 60°S ,

entre 30 hPa e 10 hPa (**Figura 2.26ai**). Isto é, a variabilidade máxima anual de U é observada na estratosfera, associada a variabilidade do vórtice polar, sobre a região de estudo. A maior variabilidade do vórtice polar no HS ocorre na primavera (**Figura 2.26aii**). Quanto ao desvio padrão anual de U_{IS} (**Figura 2.26bi**), observa-se que existe uma pequena contribuição da escala IS (desvio padrão entre 3-4 m/s) na variabilidade total de U (desvio padrão entre 25-30 m/s) na região de máxima variabilidade do vórtice polar (**Figura 2.26a**). Porém, quando analisado sazonalmente, observa-se que a contribuição IS na variabilidade total de U é maior na primavera (desvio padrão U_{IS} entre 5-6 m/s, **Figura 2.26bii**), representando cerca de 20% a variabilidade total de U nesta época do ano (**Figura 2.26aii**).

Portanto, estes resultados sugerem que a variabilidade IS do vórtice polar na primavera sobre a região de estudo possa ser um indício de que há uma variabilidade IS importante na estratosfera antártica, principalmente na primavera, e que possivelmente esteja associada aos eventos NMJO. Thompson et al.(2002) mostraram evidências que anomalias de baixas (altas) temperaturas do ar em superfície durante o inverno e o aumento na frequência de ocorrência de extremos frios (quentes) sobre algumas regiões continentais no HN estariam relacionadas ao enfraquecimento (intensificação) do vórtice polar estratosférico durante o inverno no HN.

A seguir será investigado como ocorrem às interações entre a troposfera e a estratosfera para entender como a variabilidade IS na estratosfera pode provocar eventos IS de temperatura em superfície na Península Antártica. Para tal, serão calculados os fluxos turbulentos de calor e de momento, utilizando o Fluxo Eliassen-Palm (EP) (e.g., Edmon *et al.*, 1980).

O Fluxo EP tem sido utilizado para diagnosticar a propagação de onda e a interação entre o fluxo médio-onda (Andrews e McIntyre, 1976; 1978; Edmon *et al.*, 1980; Palmer 1981; Hartmann *et al.*,1984).

O formalismo matemático para o cálculo do vetor fluxo EP pode ser entendido pelo diagnóstico da transformada Euleriana das equações do momentum médio zonal e da termodinâmica (e.g., Hartmann et al.1984), tal que:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f \bar{v}^* - \bar{\mathfrak{S}} = \nabla \cdot F / (\rho_0 a \cos \phi e^{-z/H}) \equiv DF \quad (\text{Equação 2.5})$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{\theta}_z \bar{w}^* - \bar{Q} = 0 \quad (\text{Equação 2.6})$$

onde $\bar{\mathfrak{S}}$ representa as fontes de momento em escala sub-grade e Q é o efeito do aquecimento diabático; u e v são a componente zonal e meridional da velocidade do vento e θ é a temperatura potencial. DF é a forçante zonal induzida de onda por unidade de massa agindo no fluxo médio e

θ_z mede a estabilidade estática. Barras e linhas $(\bar{\cdot})$ denotam médias zonais e desvio das mesmas, respectivamente. F é o Fluxo Eliassen-Palm (EP). As médias residuais da circulação meridional $(0, \bar{v}^*, \bar{w}^*)$ são definidas por:

$$\bar{v}^* = \bar{v} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 \overline{v'\theta' / \theta_z}) \quad (\text{Equação 2.7})$$

$$\bar{w}^* = \bar{w} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\cos \phi \overline{v'\theta' / \theta_z}) \quad (\text{Equação 2.8})$$

O vetor fluxo EP é definido por:

$$F \equiv (0, F_y, F_z) \equiv \rho_0 a \cos \phi \{ -\overline{u'v'}, \quad f \overline{v'\theta' / \theta_z} \} \quad (\text{Equação 2.9})$$

onde, $\rho_0(z) = \rho_s \exp\left\{-\frac{z}{H}\right\}$, $z = -H \ln\left(\frac{p}{p_s}\right)$, $H = 7 \text{ km}$ e $P_s = 10^5 \text{ Pa}$.

A componente vertical do fluxo EP (F_z) é proporcional ao transporte meridional de calor ou ao transporte vertical de energia potencial pela onda planetária. Assim, as secções transversais altura-latitude contendo os vetores de fluxo EP, representam a direção de propagação das ondas de Rossby. O vetor fluxo EP foi calculado utilizando os dados diários das reanálises II do NCEP-DOE e multiplicado por $2\pi a \cos \varphi$ devido a geometria esférica da superfície da Terra, como em Palmer (1981) e Hartmann *et al.* (1984), onde a é o raio da Terra e φ é a latitude.

A climatologia da temperatura, da circulação e do fluxo EP entre a troposfera e a estratosfera está descrita em Boiaski (2007).

Após o cálculo do fluxo EP, foi computada a densidade espectral média da temperatura e dos fluxos turbulentos de momento (F_y) e de calor (F_z) em 200 hPa, 50 hPa e em 10 hPa, semelhante à metodologia descrita na seção 2.3.

A densidade espectral média mostra um pico significativo em torno de 20 dias em T200 e T50 sobre a região de estudo na primavera, porém o mesmo não é observado em T10 (**Figura 2.27a**). Não há variabilidade significativa na temperatura nestes níveis sobre a região de estudo no verão (**Figura 2.27b**). No outono, observa-se um pico significativo entre 10-17 dias somente em T50 (**Figura 2.27c**). A temperatura no inverno, nos níveis considerados, não apresenta variabilidade significativa sobre a região de estudo (**Figura 2.27d**).

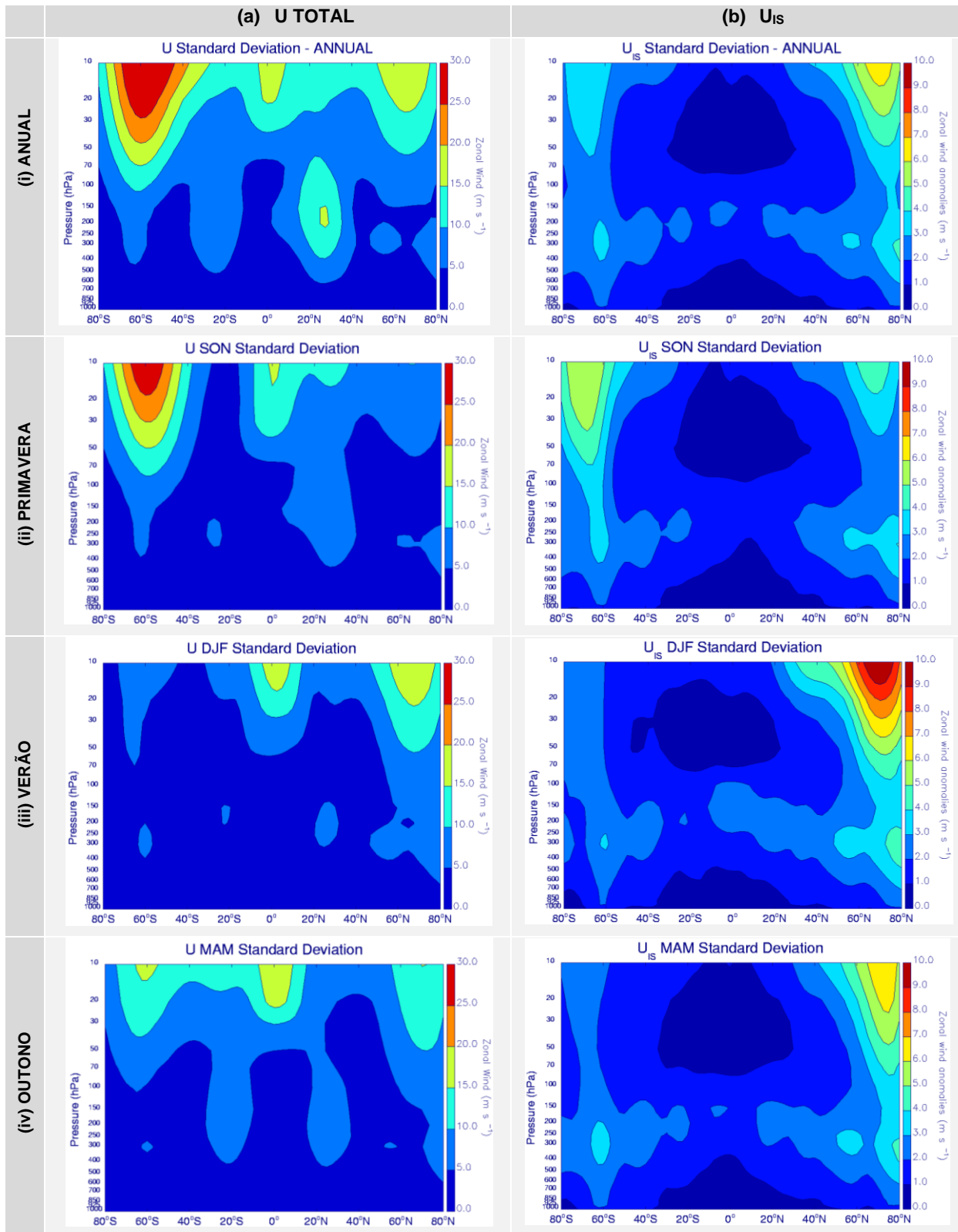
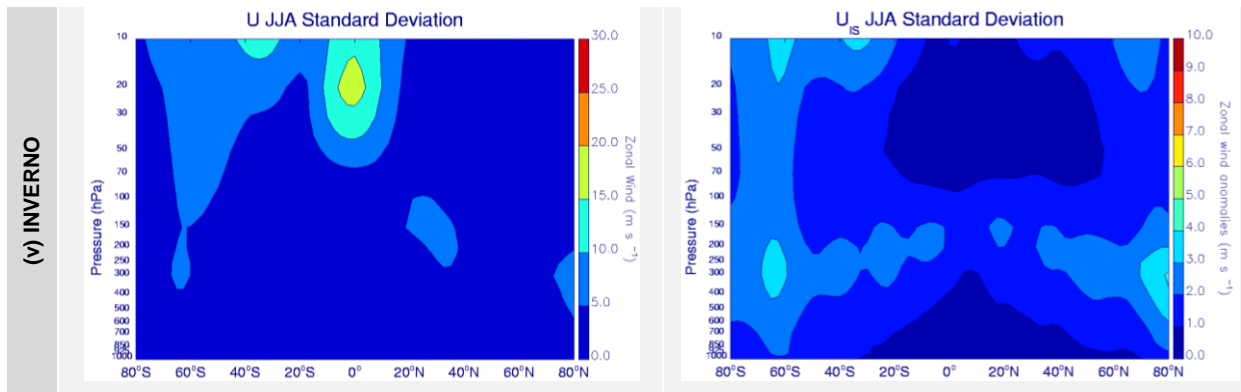


Figura 2.26. Perfil do desvio padrão da componente zonal do vento (m/s) no período 1979-2009: (a) Total e (b) Intrassazonal (IS).



(Continuação Figura 2.26)

O espectro do fluxo turbulento de momento em 200 hPa (Fy200) mostra um pico significativo em torno de 13 dias na primavera para a região de estudo (**Figura 2.28a**). Observa-se para Fy50 um pico em torno de 20 dias e outro pico entre 12 dias e a mais alta frequência. O mesmo pico de 20 dias é observado em Fy10, porém não significativo. Para Fy10 na primavera observa-se um pico significativo em torno de 11 dias. Observa-se fraca variabilidade IS em Fy na região de estudo no verão (**Figura 2.28b**). No outono, observa-se o mesmo pico de 13 dias em Fy200 observado na primavera e uma variabilidade significativa em mais alta frequência (**Figura 2.28c**). O espectro de Fy50 no outono mostra um pico entre 12-20 dias, semelhante ao que foi observado na primavera. Uma variabilidade significativa entre 11-20 dias é observada em Fy10 no outono, além de uma variabilidade em alta frequência. Por fim, observa-se uma fraca variabilidade IS em Fy200 no inverno (**Figura 2.28d**). No entanto, observa-se um pico entre 12-20 dias em Fy50 e um pico entre 10-20 dias em Fy10 na região de estudo no inverno.

De maneira geral, o fluxo turbulento de calor (Fz) apresenta uma variabilidade semelhante à Fy (**Figura 2.29**), destacando-se a fraca variabilidade IS dos fluxos no verão (**Figura 2.29b**) e no outono (exceto em Fz10, **Figura 2.29c**) e uma variabilidade IS significativa entre 10-20 dias na primavera (**Figura 2.29a**) e no inverno (**Figura 2.29d**), principalmente para Fz50 e Fz10.

Estes resultados indicam que há uma variabilidade IS nos fluxos no inverno e na primavera e que o sinal desta variabilidade é mais evidente na estratosfera.

Portanto, a etapa a seguir consistiu em filtrar a temperatura, a circulação zonal e os fluxos Fy e Fz na escala intrassazonal, utilizando a mesma metodologia empregada na seção 2.3, obtendo-se as anomalias IS da temperatura (T_{IS}), do vento zonal (U_{IS}) e do fluxo EP (EP_{IS}). As composições defasadas de U_{IS} e EP_{IS} e de T_{IS} e EP_{IS} foram feitas para investigar diretamente a contribuição de U_{IS} e T_{IS} em EP_{IS} nos eventos MJO e NMJO.

Os resultados para o inverno serão apresentados e discutidos na seção 2.4.1, enquanto que os resultados para a primavera serão abordados na seção 2.4.2.

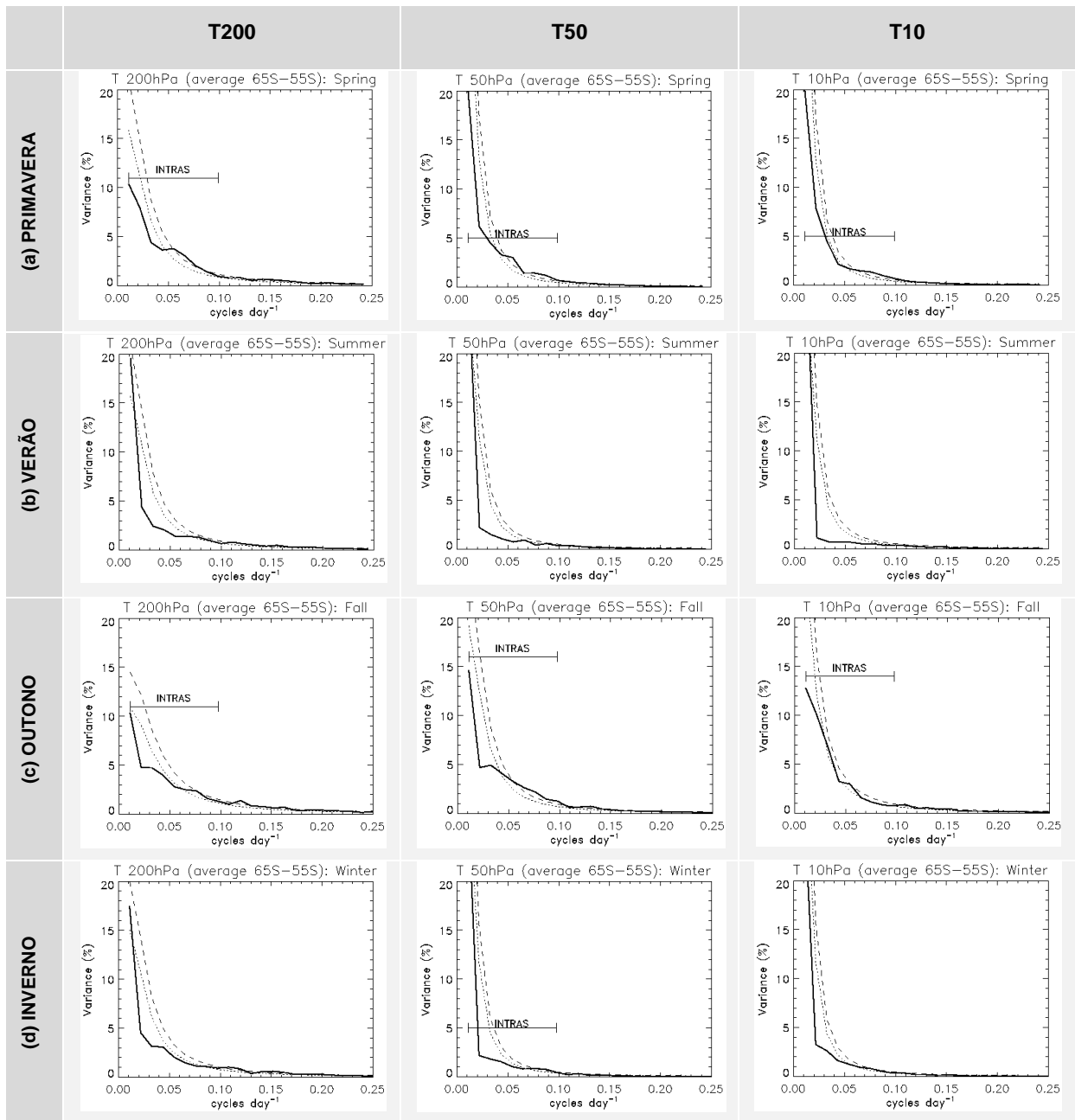


Figura 2.27. Densidade espectral média da temperatura do ar em 200 hPa, 50 hPa e 10 hPa no domínio entre 65°S-55°S e 65°W-55°W (próximo a região de estudo) para cada estação do ano (a-d) no período de 1979-2009. As linhas pontilhadas e tracejadas representam o ruído vermelho e o nível de significância estatística de 95%, respectivamente.

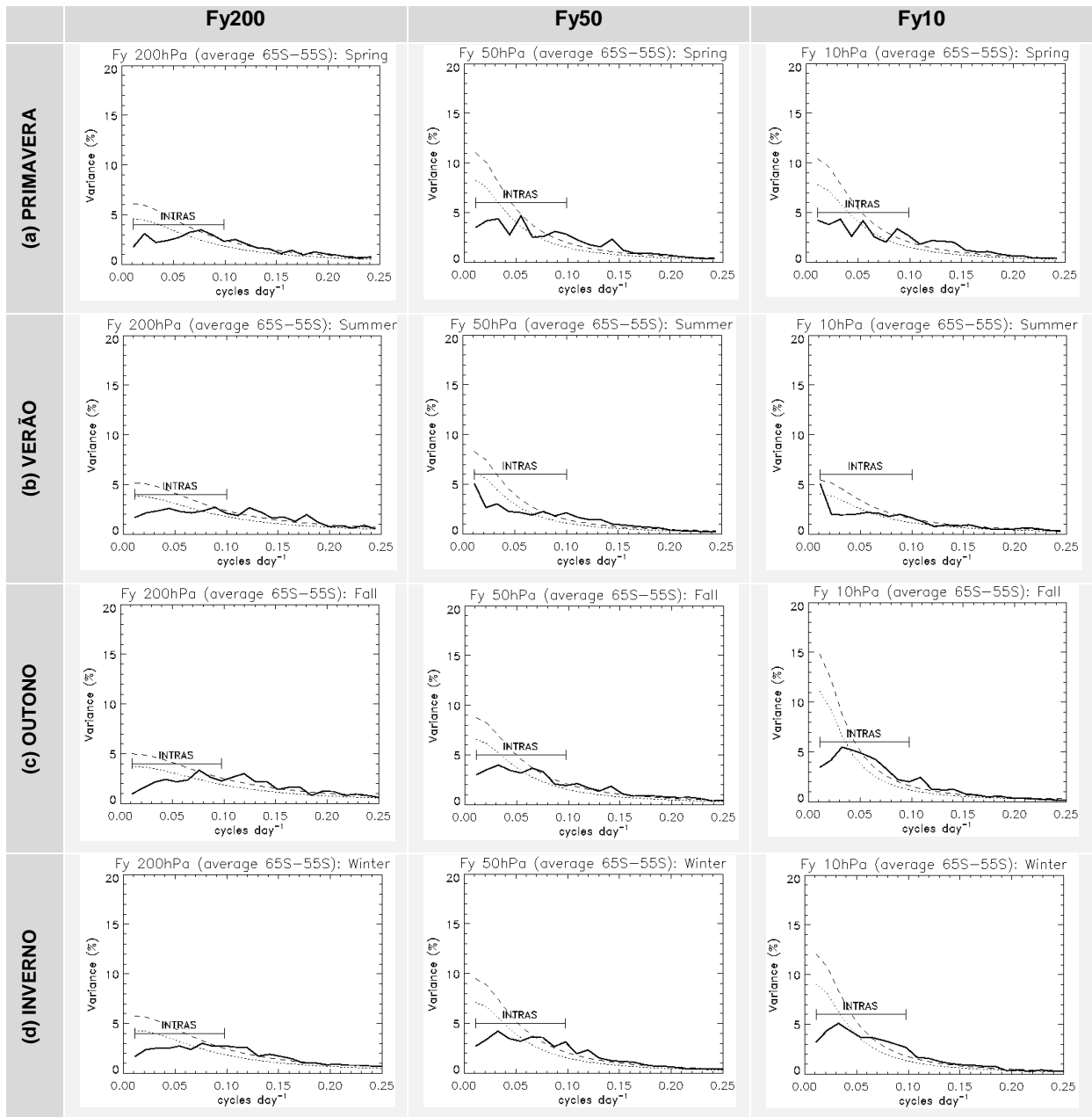


Figura 2.28. Idem a Figura 2.27, mas para o fluxo turbulento de momento (F_y).

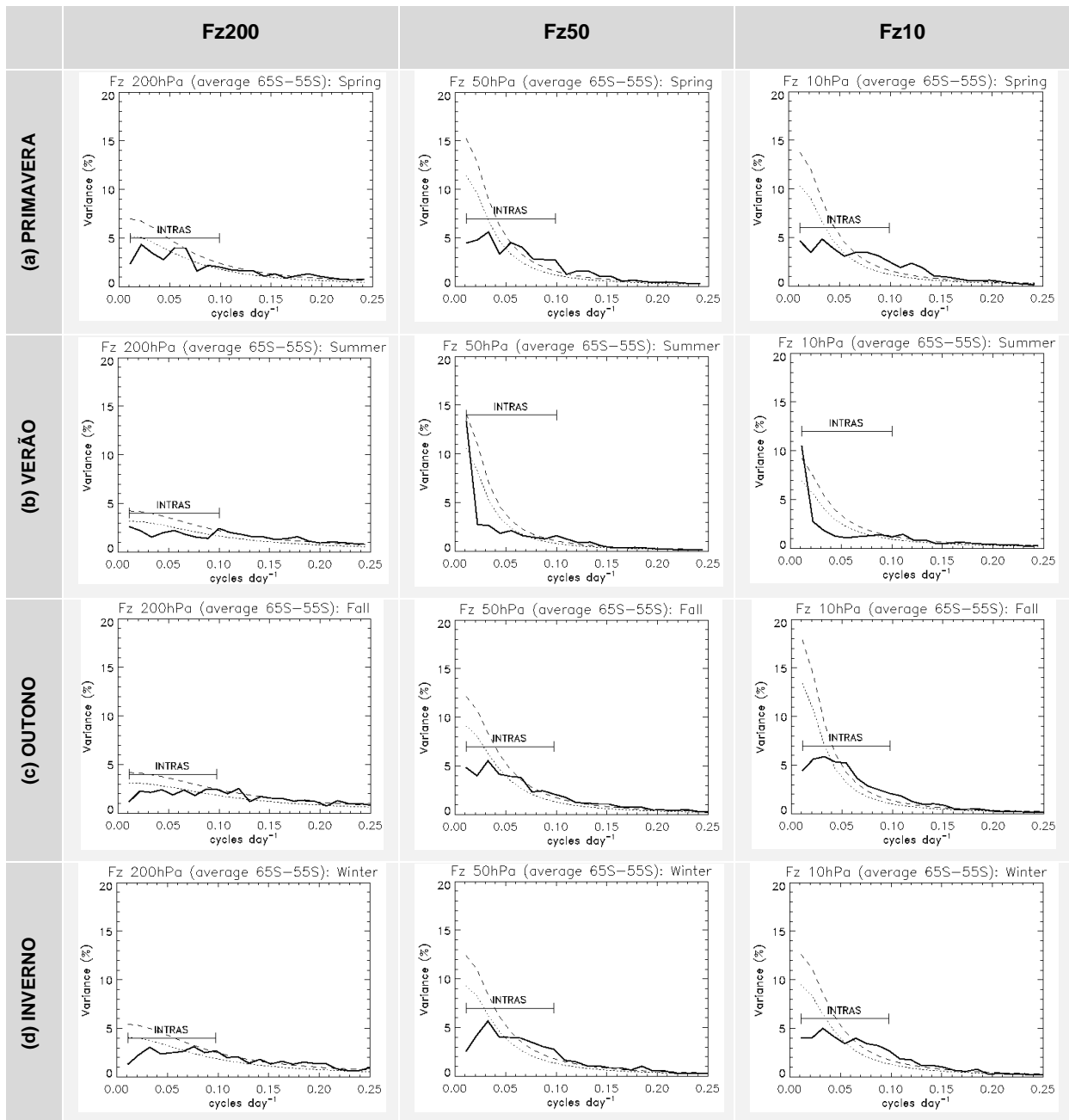


Figura 2.29. Idem a Figura 2.27, mas para o fluxo turbulento de calor (Fz).

2.4.1. Inverno

Observa-se durante os CIE-MJO, o predomínio de anomalias negativas (de leste) de U_{IS} sobre a Península Antártica, contribuindo para o enfraquecimento do jato e do vórtice polar no inverno, com maior intensidade nos dias que antecedem os CIE-MJO ($lag=-10$ a $lag=-5$, **Figura 2.30a**). Associado ao enfraquecimento do vórtice polar na escala IS observa-se um fluxo anômalo de momento (F_y) na baixa estratosfera (acima de 50 hPa) no sentido do polo para o equador ($lag=-10$ a $lag=-5$, **Figura 2.30a**) e um resfriamento anômalo na estratosfera ($lag=-10$ a $lag=-5$, **Figura 2.31a**) próximo a região de estudo. Concomitantemente, um fluxo anômalo de calor (F_z) na escala IS é observado no sentido da alta troposfera para a baixa estratosfera ($lag=-10$ a $lag=-5$, **Figura 2.31a**). No dia dos eventos CIE-MJO e cinco dias depois, ocorre uma inversão em F_z , ou seja, o fluxo de calor é observado no sentido da baixa estratosfera para a alta troposfera ($lag=0$ a $lag=+5$, **Figura 2.31a**). Observa-se que o resfriamento anômalo, observado na estratosfera 10 dias antes da ocorrência dos CIE-MJO, atinge à troposfera no dia do evento ($lag=0$, **Figura 2.31a**).

Nos CIE-NMJO, as anomalias de leste de U_{IS} são mais evidentes a partir de cinco dias antes da ocorrência dos eventos ($lag=-5$ a $lag=0$, **Figura 2.30b**) e estão confinadas em latitudes mais altas (ao sul de $60^\circ S$) quando comparadas as anomalias nos CIE-MJO para o mesmo período (**Figura 2.30a**). Outra diferença está na altitude das anomalias mais intensas de U_{IS} : os CIE-MJO apresentam um máximo nas anomalias de leste na troposfera (**Figura 2.30a**), enquanto nos CIE-NMJO as anomalias de leste de maior magnitude ocorrem na estratosfera (**Figura 2.30b**). Embora haja o enfraquecimento da circulação zonal em ambos os casos sobre a região de estudo, diferenças substanciais são observadas na intensidade e no sentido do fluxo EP_{IS} . O valor do fluxo EP_{IS} encontra-se no canto inferior direito de cada figura. Observa-se na **Figura 2.30b** que a componente F_z do fluxo EP_{IS} é dominante nos eventos CIE-NMJO, indicando o predomínio do fluxo de calor anômalo no sentido da estratosfera para a troposfera sobre a região de estudo. Associado a este fluxo, observa-se anomalias negativas de T_{IS} na estratosfera a partir de cinco dias antes dos eventos CIE-NMJO ($lag=-5$, **Figura 2.31b**). Estas anomalias chegam à troposfera no dia do evento ($lag=0$, **Figura 2.31b**) e se intensificam na estratosfera após os CIE-NMJO ($lag=+5$ a $lag=+10$, **Figura 2.31b**).

Os eventos WIE estão associados com anomalias positivas (de oeste) de U_{IS} sobre a Península Antártica em ambos os casos (MJO e NMJO), contribuindo para a intensificação do jato e do vórtice polar no inverno, porém com maior intensidade nos eventos NMJO ($lag=-10$ a $lag=+10$, **Figura 2.32**). Associado a intensificação do jato polar na escala IS observa-se um aumento do fluxo de momento (F_y) na alta troposfera (em torno de 100 hPa) no sentido do polo

para o equador nos WIE-MJO ($lag=-10$ a $lag=-5$, **Figura 2.32a**) e um aquecimento anômalo na estratosfera no dia do evento e cinco dias depois ($lag=0$ a $lag=+5$, **Figura 2.33a**) próximo a região de estudo. A componente F_y de EP_{IS} predomina nos eventos MJO (**Figura 2.32a**), enquanto nos eventos NMJO (**Figura 2.32b**) a componente F_z parece ser mais importante na ocorrência dos eventos IS de temperatura não associados com a MJO. Neste caso (WIE-NMJO), observa-se o oposto ao que foi observado nos CIE-NMJO, *i.e.*, o fluxo de calor anômalo (F_z) ocorre no sentido da troposfera para a estratosfera sobre a região de estudo ($lag=-10$ a $lag=0$, **Figura 2.33b**). Associado a este fluxo, observa-se o predomínio de anomalias positivas de T_{IS} na estratosfera nos eventos WIE-NMJO ($lag=-10$ a $lag=+10$, **Figura 2.33b**). Estas anomalias chegam à troposfera cinco dias antes dos eventos e permanecem sobre a região de estudo até o dia dos WIE-NMJO ($lag=-5$ a $lag=0$, **Figura 2.33b**). Depois disso, o fluxo F_z enfraquece ($lag=+5$, **Figura 2.33b**) e muda de direção 10 dias após os WIE-NMJO ($lag=+10$, **Figura 2.33b**).

De maneira geral, o fluxo EP_{IS} e as anomalias de T_{IS} no inverno foram mais intensos (maior magnitude) nos eventos NMJO do que nos eventos MJO. Os eventos MJO e NMJO apresentaram sentidos opostos do fluxo EP_{IS} , principalmente nos dias anteriores aos eventos (exceto nos eventos WIE).

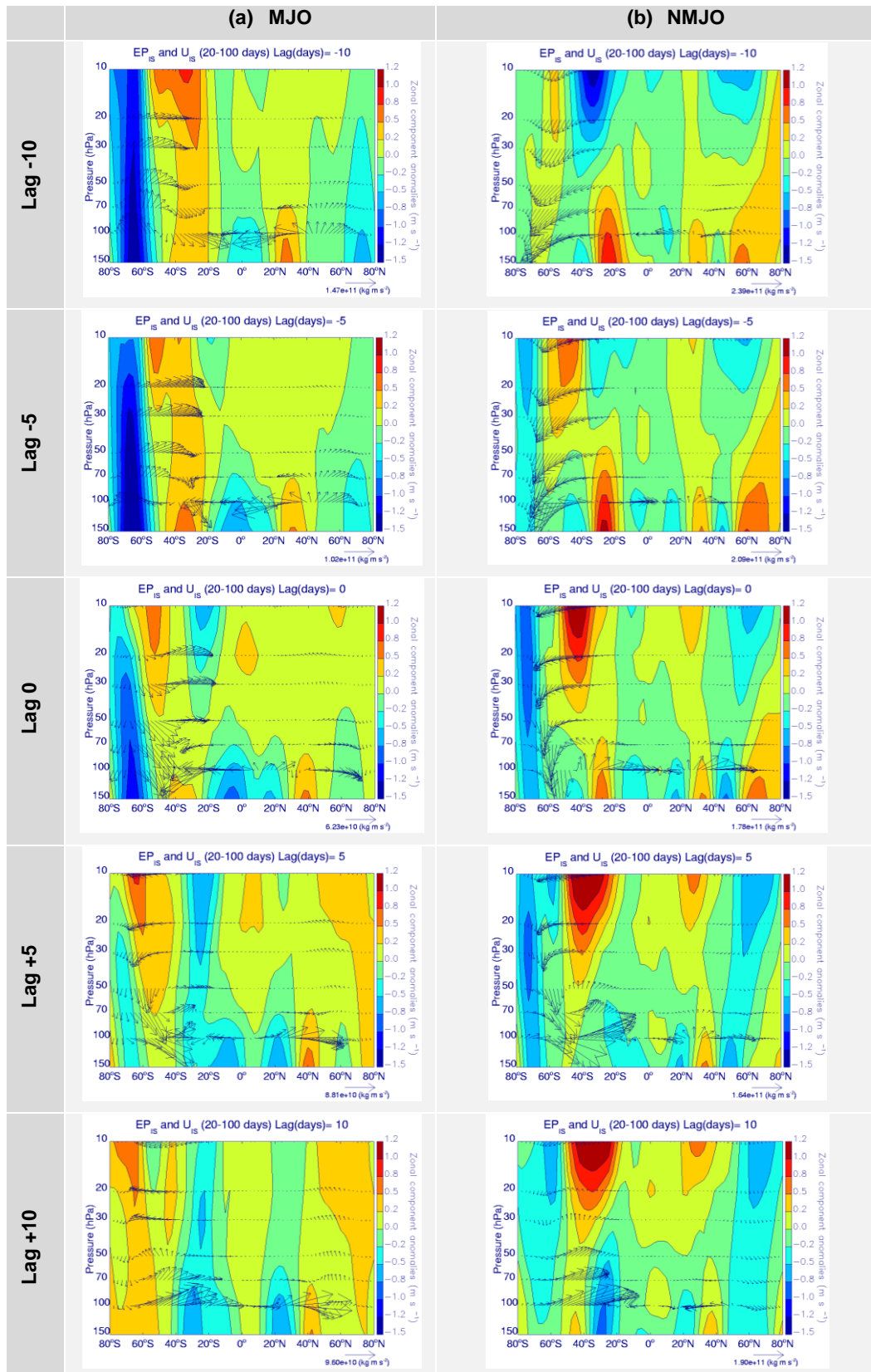


Figura 2.30. Composições defasadas das anomalias intrassazonais do vetor EP ($10^{11} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-2}$) e do vento zonal (m/s) durante os eventos extremos intrassazonais frios (CIE) no inverno: (a) CIE associados com a MJO e (b) CIE não associados com a MJO. O vetor EP em 150 hPa foi multiplicado por 10^{-2} devido as diferenças de magnitude entre a troposfera e estratosfera. Os vetores EP foram escalados tal que $F \rightarrow (cF_y, F_z)$, onde $c = 0.0091$, como descrito em Palmer (1981).

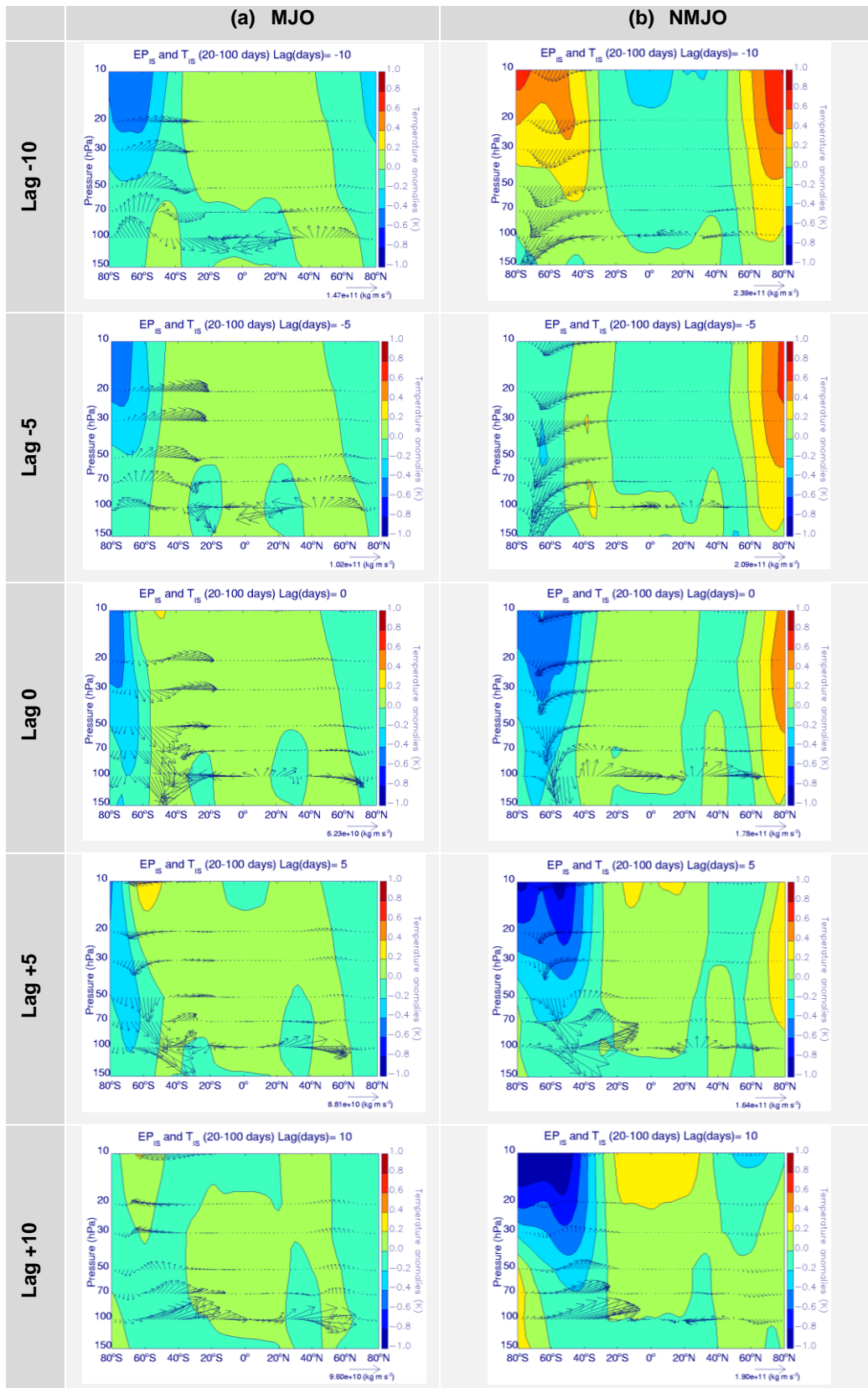


Figura 2.31. Idem a Figura 2.30, mas para as anomalias intrassazonais de temperatura (T_{1s}) em $^{\circ}\text{C}$.

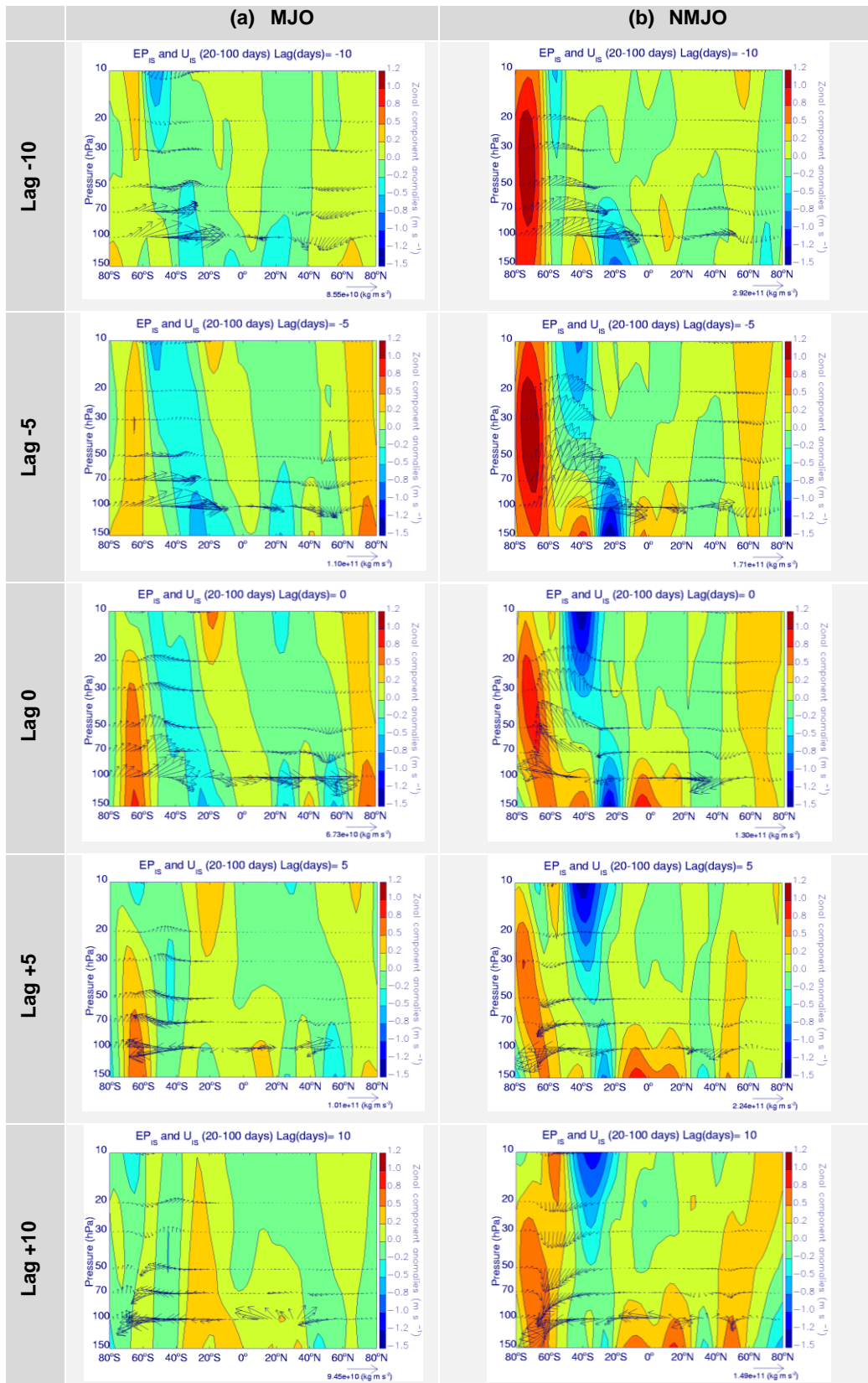


Figura 2.32. Idem a Figura 2.30, mas para os eventos extremos intrassazonais quentes (WIE).

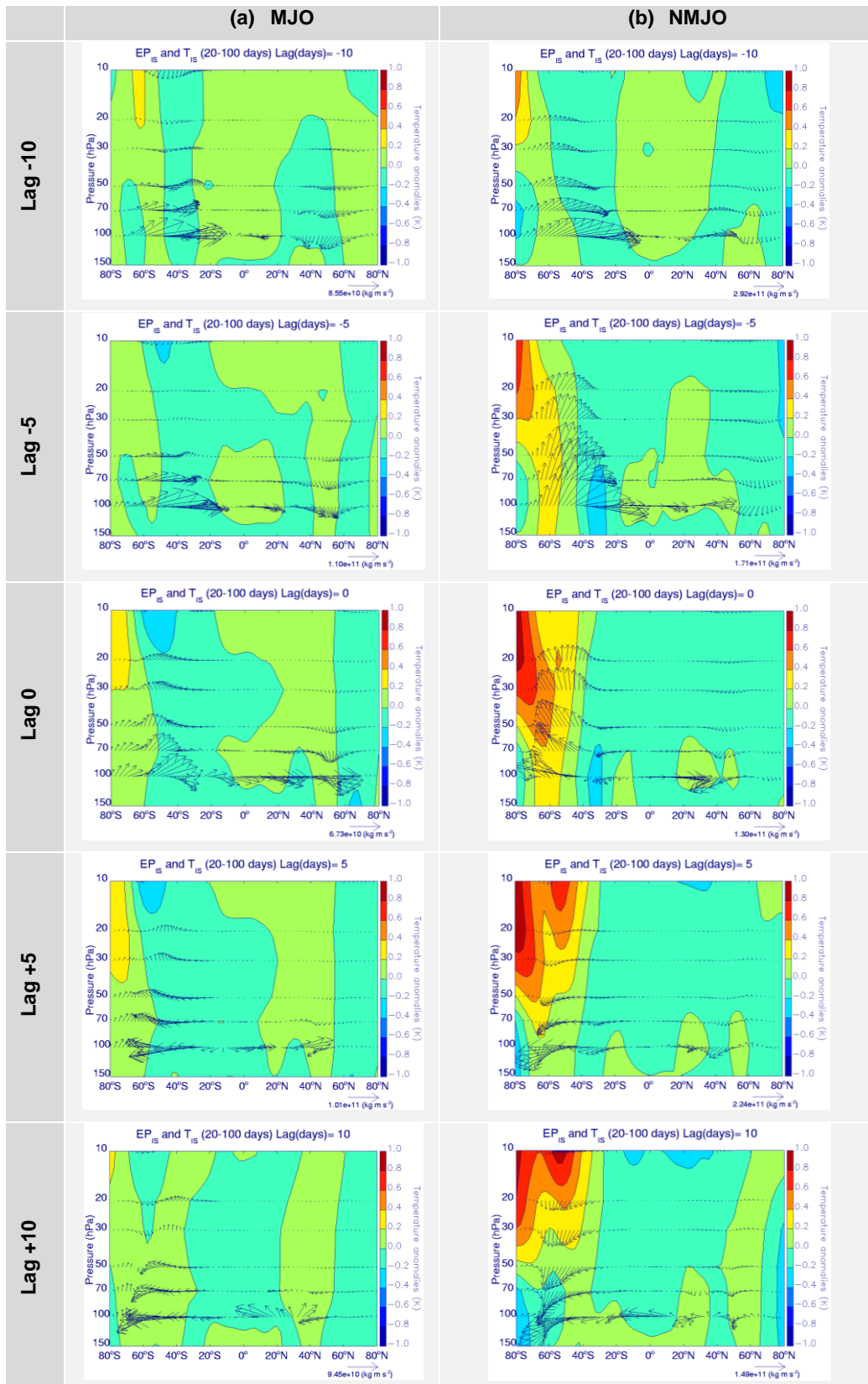


Figura 2.33. Idem a Figura 2.31, mas para os eventos extremos intrassazonais quentes (WIE).

2.4.2. Primavera

De modo semelhante ao que foi observado nos CIE-MJO no inverno, observa-se o predomínio de anomalias negativas (de leste) de U_{IS} sobre a Península Antártica, contribuindo para o enfraquecimento do jato e do vórtice polar na escala IS na primavera, com maior intensidade nos dias que antecedem os eventos ($lag=-10$ a $lag=-5$, **Figura 2.34a**). Associado ao enfraquecimento do vórtice polar na escala IS observa-se um fluxo anômalo de calor (Fz) no sentido da alta troposfera para a baixa estratosfera ($lag=-10$ a $lag=-5$, **Figura 2.34a**) e um leve resfriamento anômalo na estratosfera e na alta troposfera próximo à região de estudo ($lag=-10$ a $lag=-5$, **Figura 2.35a**). A partir do dia dos eventos CIE-MJO ocorre uma inversão em Fz , ou seja, o fluxo de calor anômalo é observado no sentido da baixa estratosfera para a alta troposfera, associado a uma mudança de fase nas anomalias de U_{IS} (de negativas para positivas) sobre a região de estudo ($lag=0$ a $lag=+10$, **Figura 2.34a**). Neste mesmo período, observa-se, por meio da componente Fy , um fluxo de momento no sentido do polo para o equador na alta troposfera nos CIE-MJO. Ressalta-se que o resfriamento anômalo, observado na estratosfera 10 dias antes da ocorrência dos CIE-MJO, rapidamente é substituído por um aquecimento anômalo na escala IS que atinge à alta troposfera no dia do evento ($lag=0$, **Figura 2.35a**). Embora haja o enfraquecimento da circulação zonal em ambos os casos sobre a região de estudo nos eventos CIE, diferenças substanciais são observadas na intensidade e no sentido do fluxo EP_{IS} . Observa-se na **Figura 2.34b** o predomínio do fluxo de calor anômalo no sentido da estratosfera para a troposfera sobre a região de estudo nos dias que antecedem os eventos CIE-NMJO ($lag=-5$ a $lag=-10$, **Figura 2.34b**). A partir do dia dos eventos CIE-NMJO ocorre uma inversão em Fz ; o fluxo de calor anômalo é observado no sentido da alta troposfera para a baixa estratosfera ($lag=0$ a $lag=+10$, **Figura 2.34b**). Destaca-se nos eventos CIE-NMJO as persistentes anomalias negativas de T_{IS} , mais intensas na estratosfera e mais fracas na troposfera ($lag=-10$ a $lag=+10$, **Figura 2.35b**), e as anomalias de leste de U_{IS} sobre a região de estudo ($lag=-10$ a $lag=+10$, **Figura 2.34b**).

Assim como observado no inverno, os eventos WIE estão associados com anomalias positivas (de oeste) de U_{IS} sobre a Península Antártica em ambos os casos (MJO e NMJO), contribuindo para a intensificação do jato e do vórtice polar na primavera (**Figura 2.36**). No entanto essas anomalias são mais persistentes sobre a região de estudo nos eventos WIE-NMJO ($lag=-10$ a $lag=+5$, **Figura 2.36b**). O fluxo EP_{IS} é observado no sentido da troposfera para a estratosfera nos eventos WIE-MJO ($lag=-5$ a $lag=+10$, **Figura 2.36a**) e da estratosfera para troposfera nos eventos WIE-NMJO ($lag=-5$ a $lag=+5$, **Figura 2.36b**), próximo à região de

estudo. Nos dias que antecedem os WIE, observa-se um fraco aquecimento anômalo na alta troposfera e baixa estratosfera, próximo à região de estudo, nos eventos MJO ($lag=-10$ a $lag=-5$, **Figura 2.37a**). Já nos eventos WIE-NMJO observa-se o predomínio de anomalias positivas de T_{IS} na estratosfera nos dias que antecedem os eventos em superfície ($lag=-10$ a $lag=-5$, **Figura 2.37b**).

De maneira geral, o fluxo EP_{IS} e as anomalias de T_{IS} na primavera foram mais intensos (maior magnitude) nos eventos NMJO do que nos eventos MJO. Além disso, nos eventos MJO o fluxo EP_{IS} é mais intenso na alta troposfera (**Figura 2.34a**), enquanto nos eventos NMJO o fluxo é mais intenso na estratosfera (**Figura 2.34b**). Os eventos MJO e NMJO apresentaram sentidos opostos do fluxo EP_{IS} . Os eventos MJO são precedidos de fluxos EP_{IS} no sentido da troposfera para a estratosfera, enquanto os eventos NMJO são precedidos de fluxos no sentido da estratosfera para a troposfera.

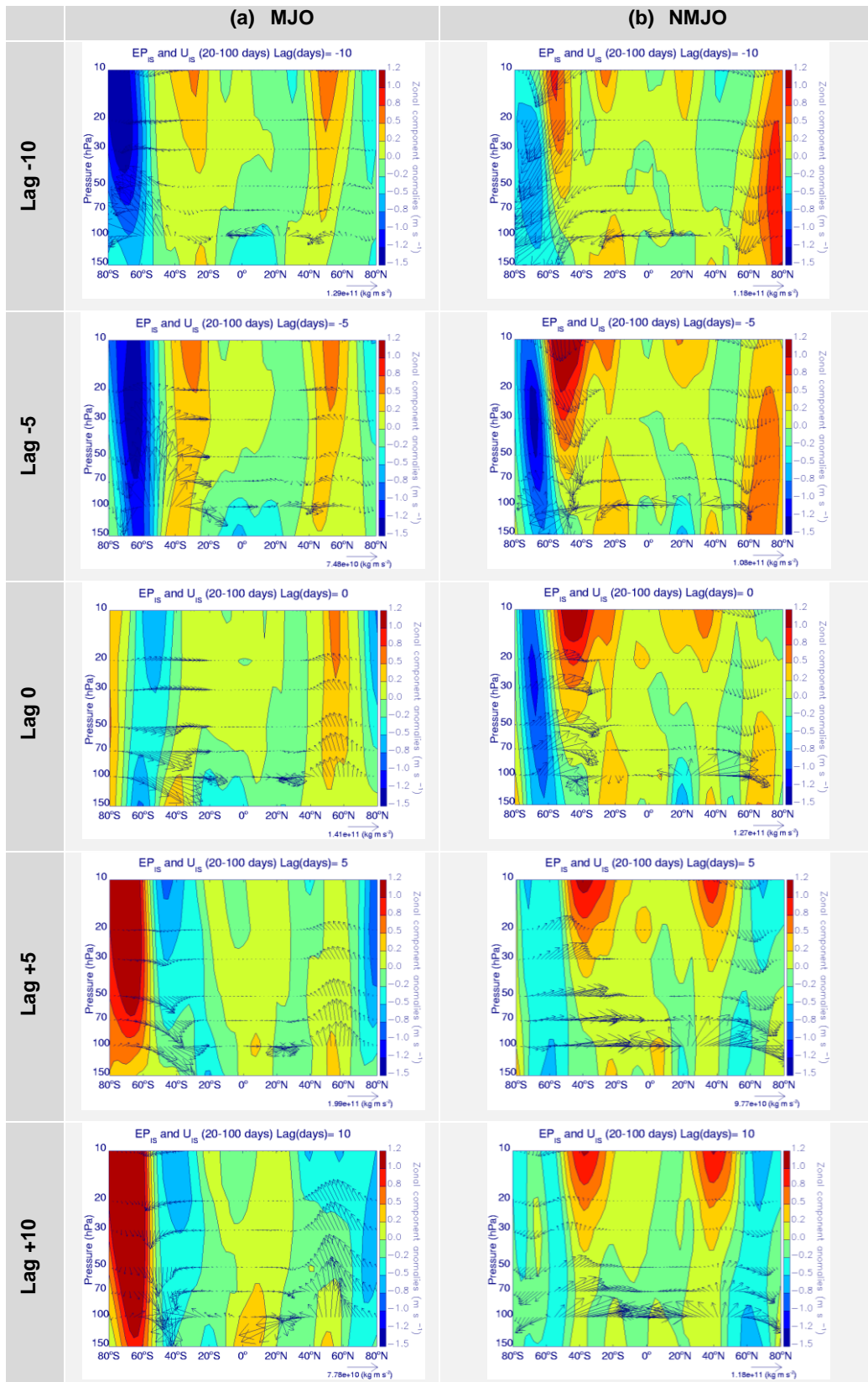


Figura 2.34. Idem a Figura 2.30, mas para os CIE na primavera.

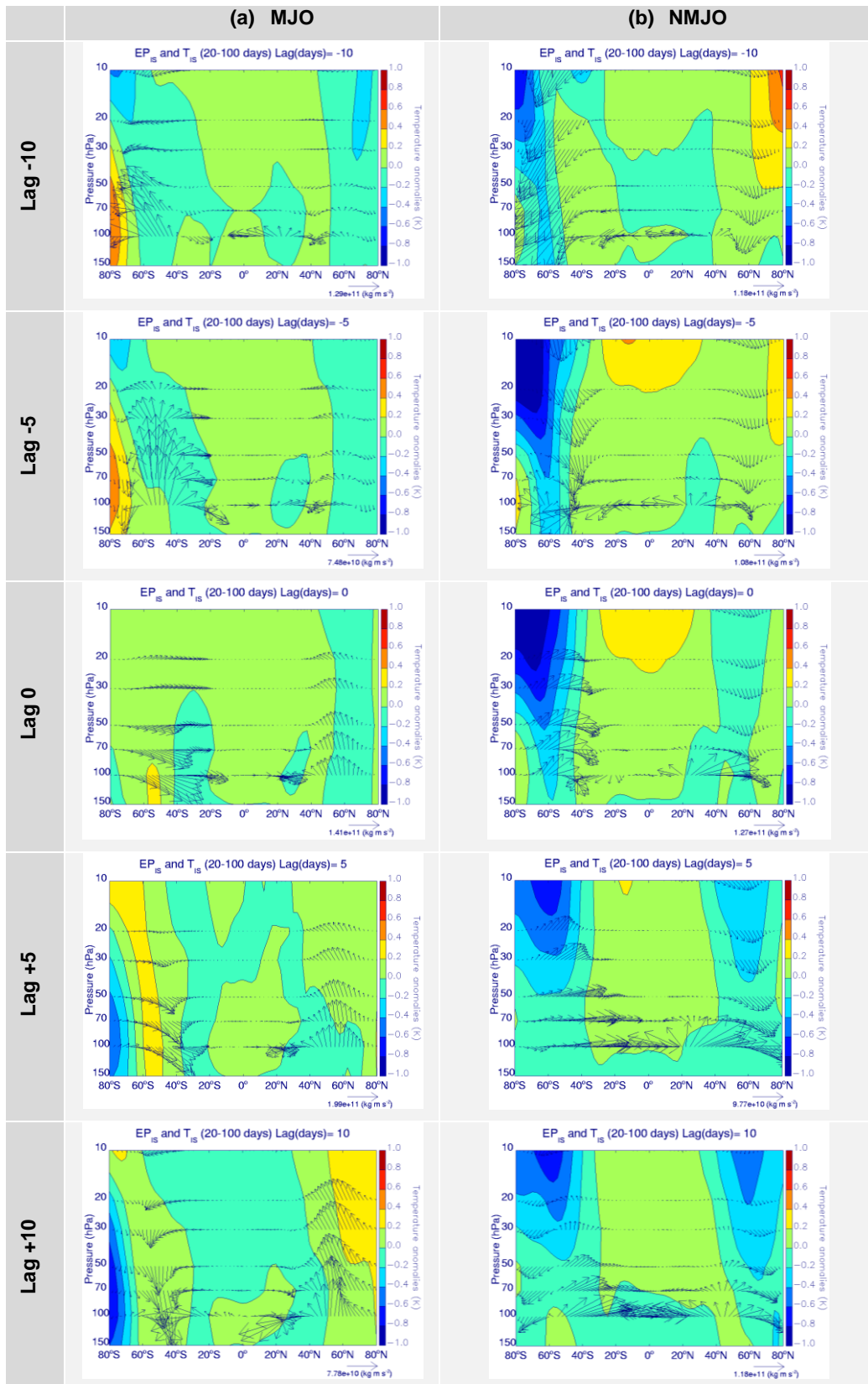


Figura 2.35. Idem a Figura 2.31, mas para os CIE na primavera.

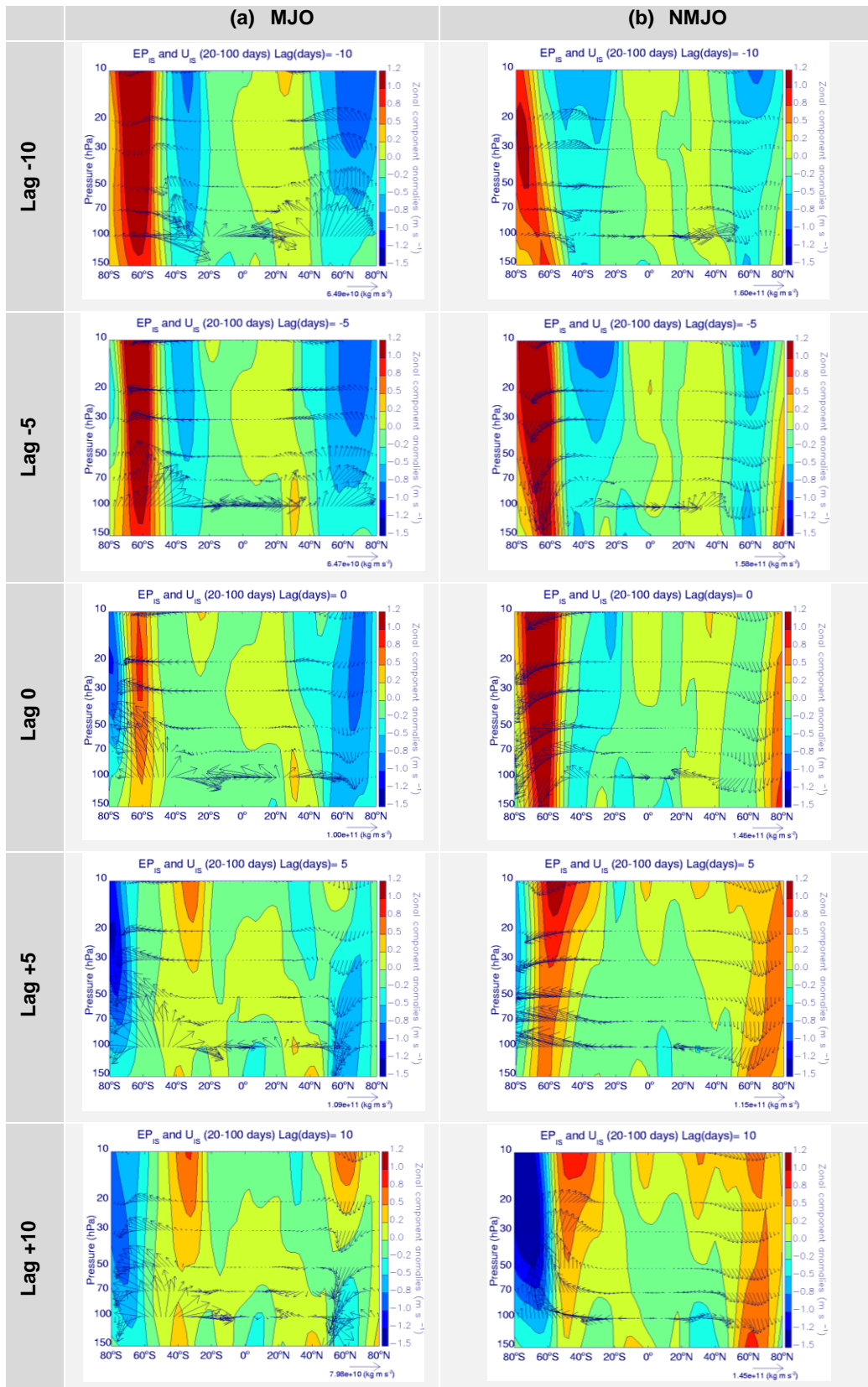


Figura 2.36. Idem a Figura 2.32, mas para os WIE na primavera.

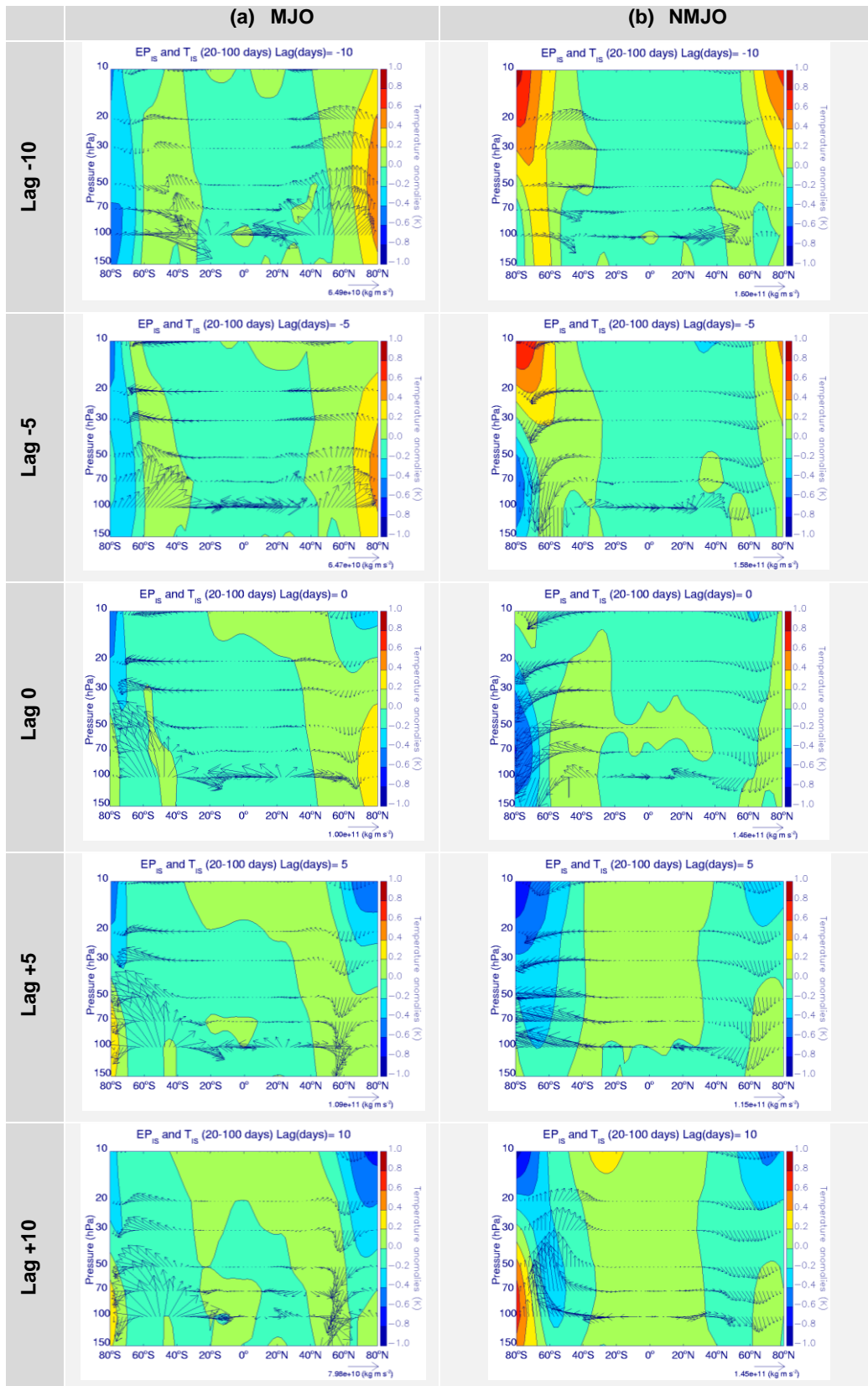


Figura 2.37. Idem a Figura 2.33, mas para os WIE na primavera.

2.4.3. Discussão dos resultados

Assim como mencionado no Capítulo 1 (seção 1.2), a troposfera influencia a estratosfera principalmente por meio da propagação vertical das ondas atmosféricas. Estas ondas geram mudanças na circulação estratosférica e, ao interagirem com a circulação estratosférica, podem retornar para a troposfera e criar efeitos no tempo e no clima próximo à superfície.

Estudos observacionais sugerem que a intensidade do vórtice polar estratosférico influencia a circulação na troposfera no HS (*e.g.*, Thompson *et al.*, 2005). Além disso, as variações do vórtice polar estratosférico no HS são seguidas por mudanças na temperatura da superfície na maior parte da Antártica (Thompson *et al.*, 2005). Existe uma forte relação entre períodos de enfraquecimento do vórtice polar e incursões severas de ar frio no HN. Thompson *et al.* (2002) mostraram evidências que anomalias de baixas (altas) temperaturas do ar em superfície durante o inverno e o aumento na frequência de ocorrência de extremos frios (quentes) sobre algumas regiões continentais no HN estariam relacionadas ao enfraquecimento (intensificação) do vórtice polar estratosférico durante o inverno no HN.

De maneira geral, os eventos intrassazonais frios (CIE) em superfície estiveram associados com o enfraquecimento do jato e do vórtice polar na escala IS sobre a região de estudo. O oposto foi observado nos eventos intrassazonais quentes (WIE). O fluxo EP_{IS} e as anomalias de T_{IS} foram mais intensos (maior magnitude) nos eventos NMJO do que nos eventos MJO, indicando um forte acoplamento entre a troposfera e a estratosfera nos eventos NMJO. Os eventos MJO e NMJO apresentaram sentidos opostos do fluxo EP_{IS} .

Em suma, a propagação vertical de energia associada à propagação meridional do trem de ondas nos eventos MJO ocorre no sentido da troposfera para a estratosfera, enquanto nos eventos NMJO a propagação de energia ocorre no sentido da estratosfera para a troposfera. A maior atividade de onda observada nos eventos NMJO pode ser explicada pela geração de ondas planetárias forçadas pela topografia da Antártica (Hsu e Weng, 2002).

Maiores detalhes sobre as características tal como a estrutura vertical e a propagação zonal dos modos observados neste estudo serão apresentadas na próxima seção.

2.5. Estrutura vertical da circulação atmosférica nos eventos MJO e NMJO

Os resultados apresentados nas seções 2.4.1 e 2.4.2 mostraram que a propagação vertical do trem de ondas, semelhante ao PSA, é um mecanismo importante nos eventos IS de temperatura na Península Antártica. Nesta seção será abordada, de forma qualitativa, a estrutura vertical dessas ondas, assim como a propagação zonal e o número de onda característico desses modos.

Portanto, os resultados serão apresentados numa seção longitude versus pressão, obtidos para o domínio entre 65°S e 55°S, em torno da latitude das estações utilizadas neste estudo (Figura 2.1).

2.5.1. Inverno

Um padrão de onda bastante robusto é observado na troposfera e na baixa estratosfera no hemisfério oeste nos CIE-MJO, propagando-se para leste, atingindo sua máxima amplitude nos dias dos eventos ($lag=0$, Figura 2.38a). Este padrão de onda é caracterizado por anomalias IS negativas de geopotencial (H_{IS}), localizadas em torno da longitude das estações utilizadas neste estudo (em torno de 60°W), e por anomalias positivas de H_{IS} a oeste. Nos dias que antecedem os eventos observa-se que as anomalias negativas de H_{IS} apresentam uma estrutura vertical barotrópica equivalente, enquanto as anomalias positivas apresentam uma leve inclinação para oeste com a altura ($lag=-10$ a $lag=-5$, Figura 2.38a). A partir do dia dos eventos CIE-MJO observa-se uma onda na baixa estratosfera no hemisfério leste, propagando-se para leste e para baixo, em direção a troposfera, no decorrer nos dias ($lag=0$ a $lag=+10$, Figura 2.38a). A estrutura vertical dessa onda é caracterizada por uma inclinação para oeste com a altura, a qual é uma característica dos distúrbios baroclínicos. Uma característica semelhante é observada por meio de U_{IS} , porém observa-se o predomínio das anomalias de leste U_{IS} em boa parte do domínio, incluindo a região de estudo (Figura 2.39a). Já em relação às anomalias IS de temperatura (T_{IS}) observa-se que o padrão é bastante semelhante ao observado em H_{IS} , com destaque para as anomalias frias sobre a região de estudo desde a superfície até aproximadamente 300 hPa e o par de anomalias na baixa estratosfera no hemisfério leste, indicando anomalias quentes a oeste e frias a leste, associadas com as anomalias positivas e negativas de H_{IS} , respectivamente (Figura 2.40a e Figura 2.39a).

Nos eventos CIE-NMJO, observa-se um padrão de onda semelhante ao que foi observado nos eventos CIE-MJO, porém o par de anomalias no hemisfério oeste apresenta menor amplitude, enquanto as anomalias na estratosfera no hemisfério leste apresentam maiores amplitudes nos eventos CIE-NMJO (**Figura 2.38b**). Destaca-se nas anomalias de U_{IS} , após os eventos CIE-NMJO ($lag=+5$ a $lag=+10$, **Figura 2.39b**), o predomínio de anomalias de oeste (leste) no hemisfério leste e de anomalias de leste (oeste) no hemisfério oeste na troposfera (estratosfera). Em relação às anomalias de T_{IS} , destacam-se as anomalias frias na baixa estratosfera e troposfera a oeste da região de estudo a partir de cinco dias antes dos eventos CIE-NMJO ($lag=-5$ a $lag=+10$, **Figura 2.40b**). Estas anomalias apresentam uma inclinação maior com a altura quando comparado aos eventos CIE-MJO, sugerindo que a estrutura vertical seja mais baroclínica no hemisfério leste nos eventos NMJO.

A fase do trem de ondas é oposta nos eventos WIE, caracterizado por anomalias positivas de H_{IS} e de T_{IS} sobre a região de estudo (**Figura 2.41** e **Figura 2.43**, respectivamente) e anomalias positivas (de oeste) de U_{IS} mais robustas a oeste da região (**Figura 2.42**). As diferenças entre os eventos WIE-MJO e WIE-NMJO são semelhantes às aquelas observadas nos eventos CIE, com destaque para as anomalias de H_{IS} com maior amplitude no hemisfério leste e a inclinação para oeste com a altura das anomalias de T_{IS} nos eventos NMJO (**Figura 2.41** e **Figura 2.43**, respectivamente).

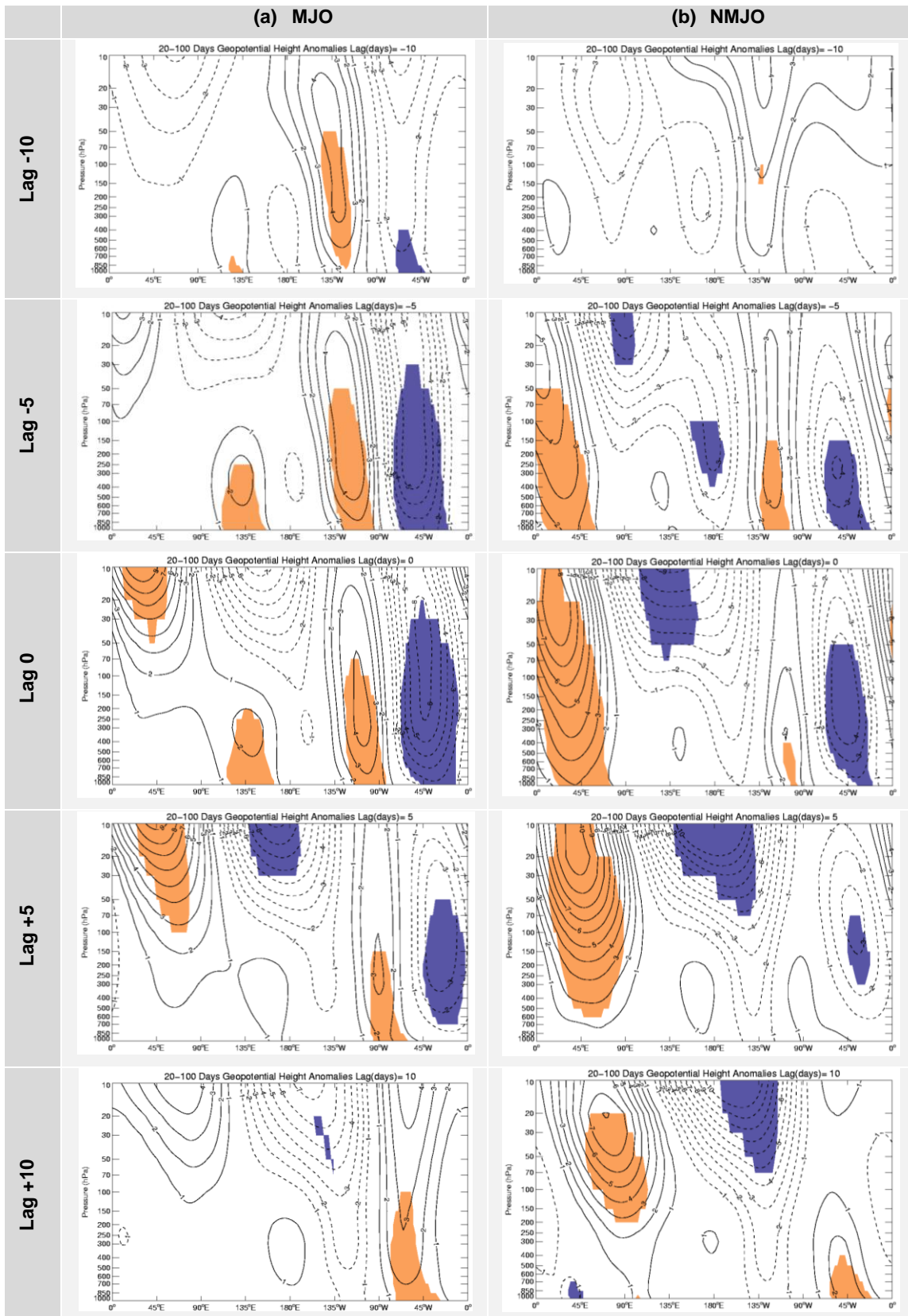


Figura 2.38. Idem a Figura 2.13, mas para uma seção longitude versus pressão. A média foi calculada no domínio entre 65°S e 55°S. O intervalo dos contornos é de 1 mgp.

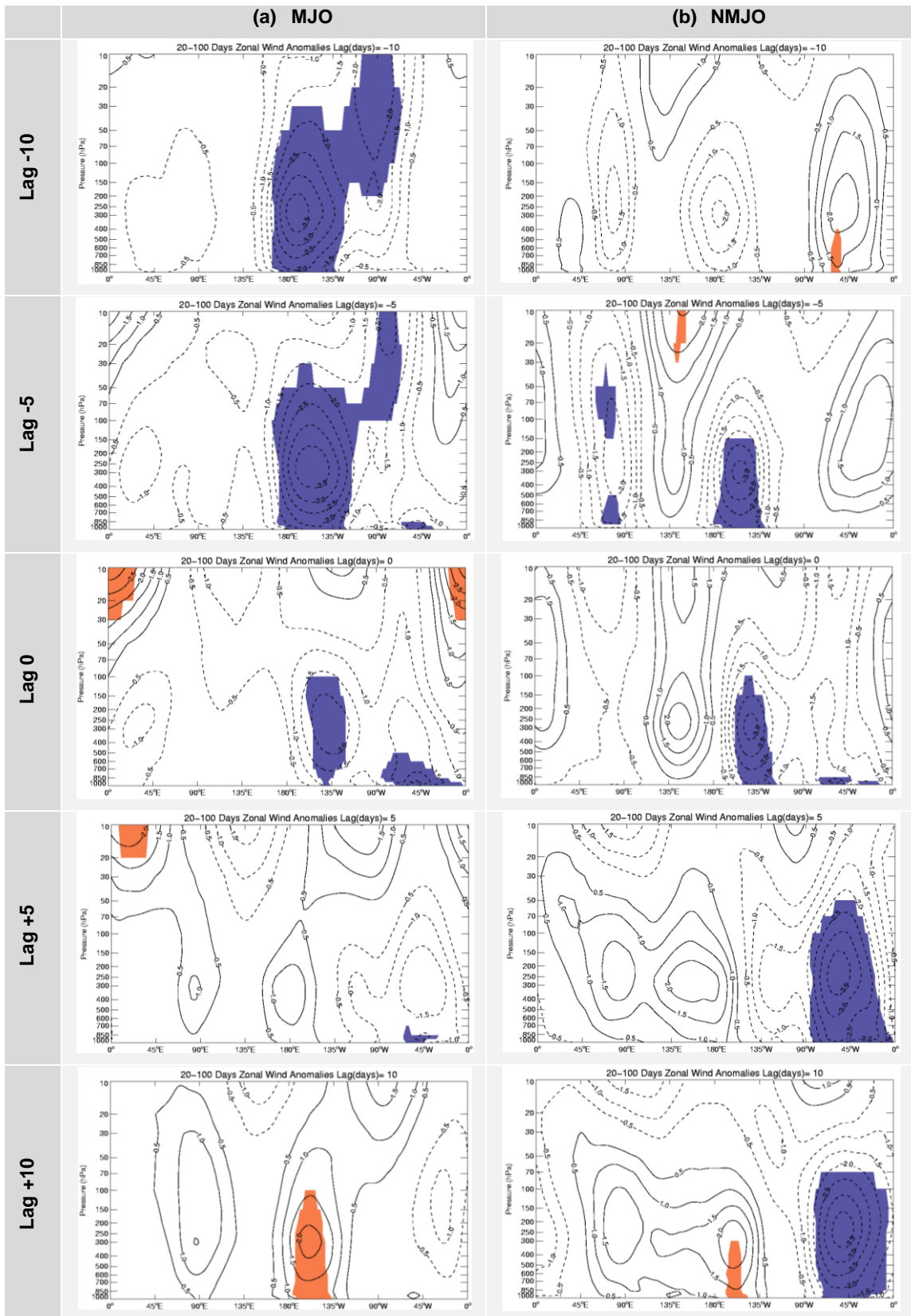


Figura 2.39. Idem a Figura 2.38, mas para as anomalias intrassazonais do vento zonal (m/s). O intervalo dos contornos é de 0,5 m/s.

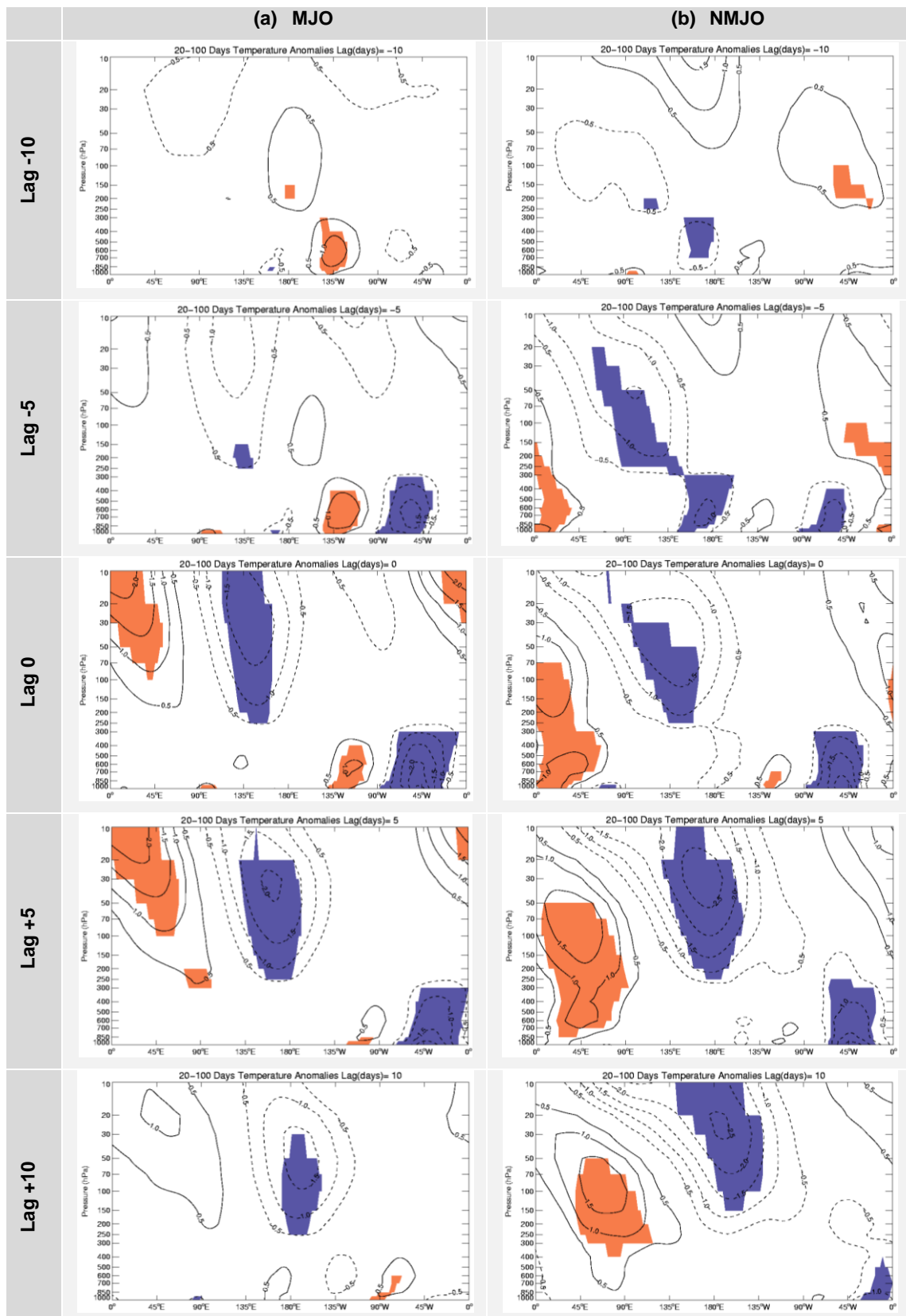


Figura 2.40. Idem a Figura 2.38, mas para as anomalias intrassazonais de temperatura ($^{\circ}\text{C}$). O intervalo dos contornos é de $0,5^{\circ}\text{C}$.

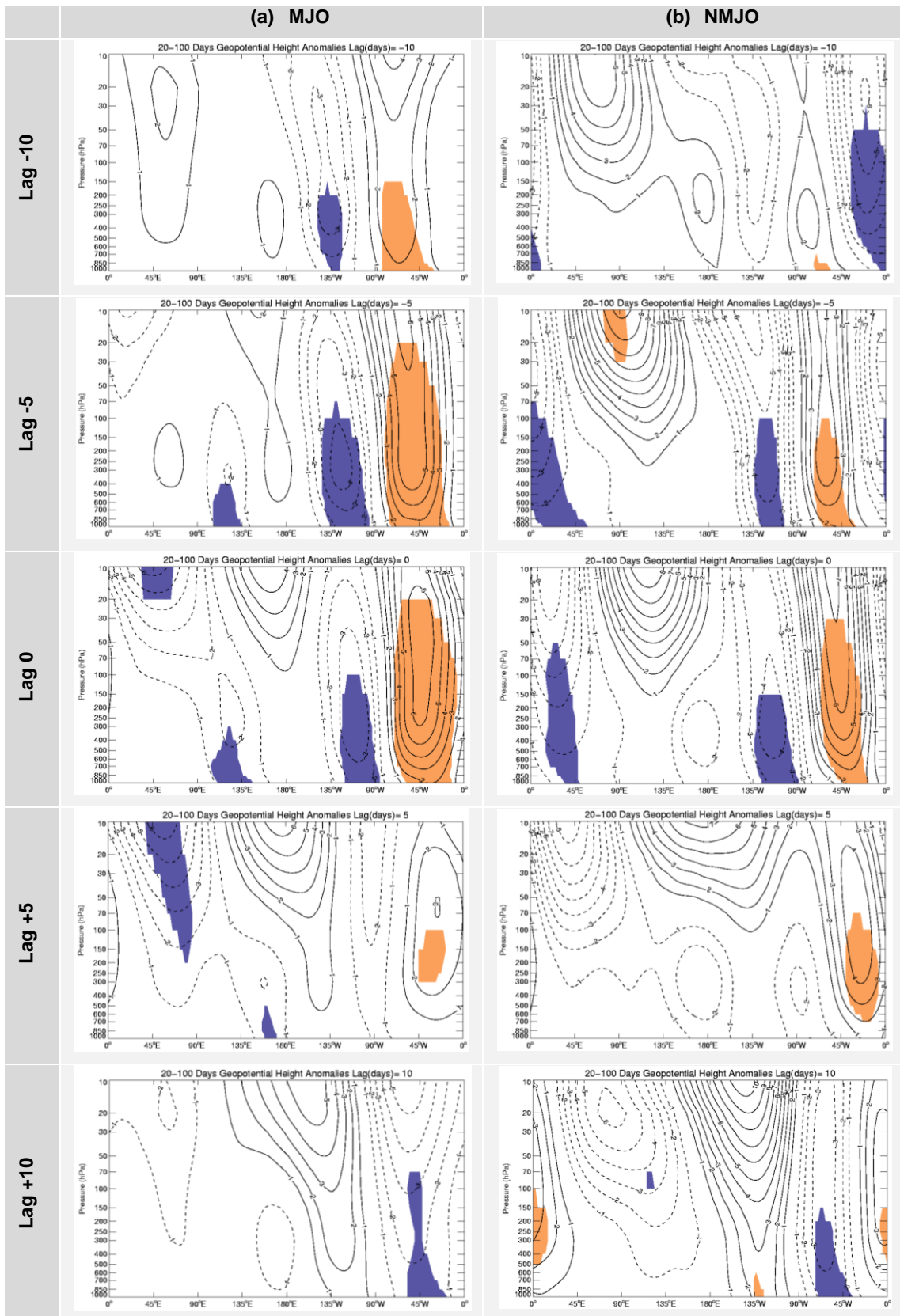


Figura 2.41. Idem a Figura 2.38, mas para os eventos intrassazonais quentes (WIE).

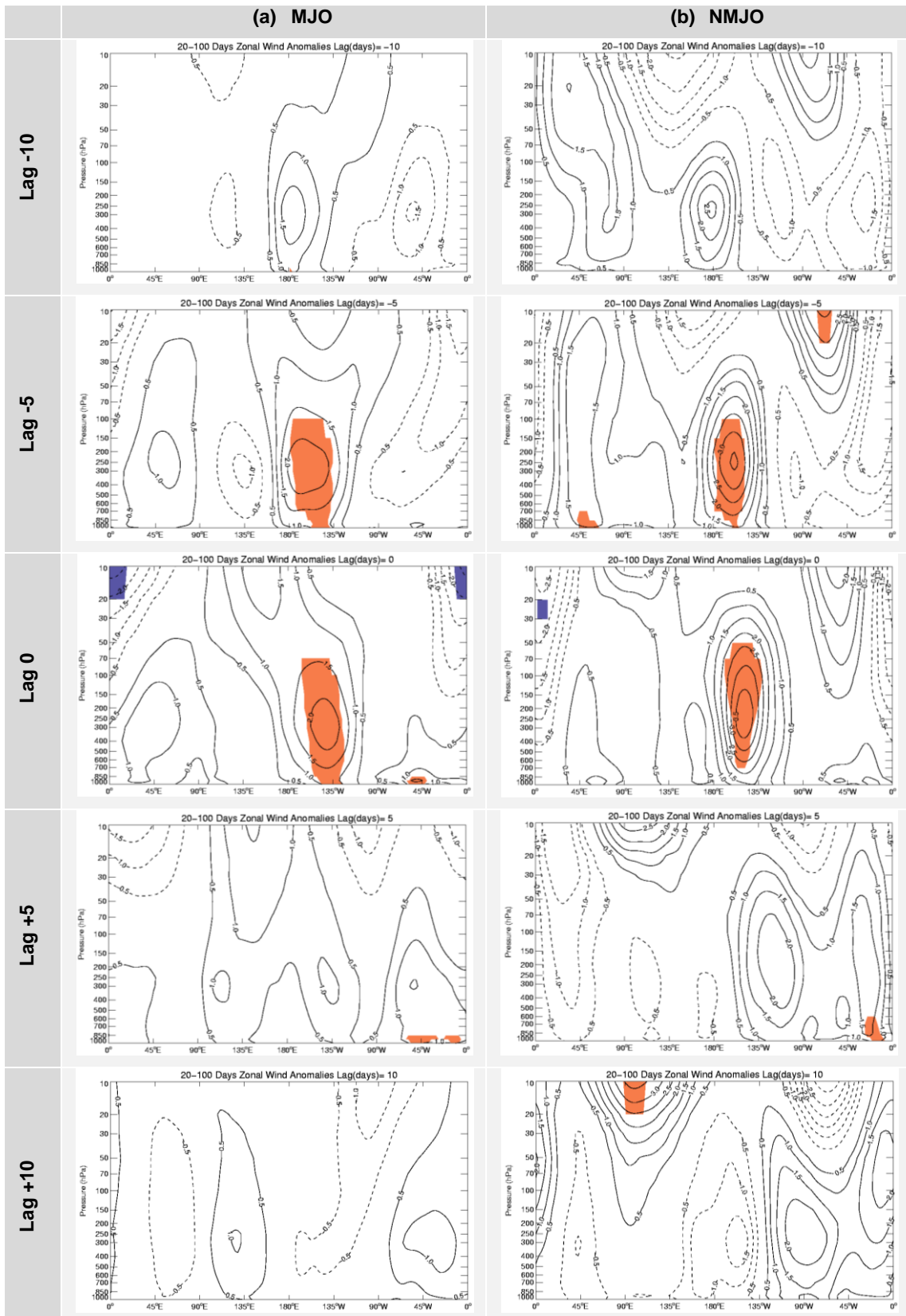


Figura 2.42. Idem a Figura 2.39, mas para os eventos intrassazonais quentes (WIE).

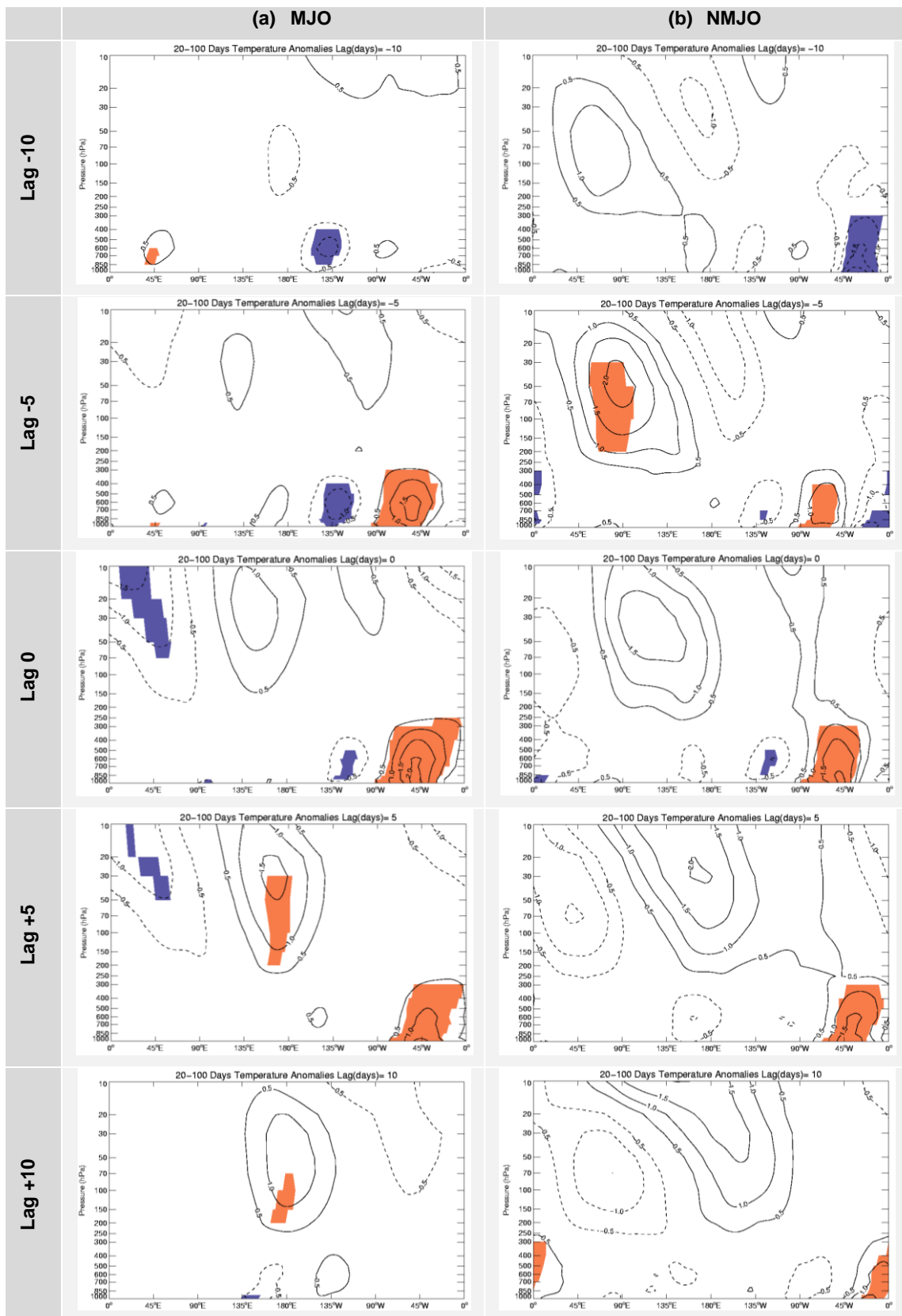


Figura 2.43. Idem a Figura 2.40, mas para os eventos intrassazonais quentes (WIE).

2.5.2. Primavera

Características muito semelhantes ao inverno são observadas nos CIE-MJO na primavera. As anomalias de H_{IS} mostram uma estrutura vertical barotrópica equivalente no hemisfério oeste, enquanto que no hemisfério leste as anomalias de maior amplitude encontram-se na baixa estratosfera (**Figura 2.44a**). Observa-se o predomínio das anomalias de leste U_{IS} em boa parte do domínio, incluindo a região de estudo (**Figura 2.45a**). Já em relação às anomalias IS de temperatura (T_{IS}) observa-se que o padrão é bastante semelhante ao observado em H_{IS} , com destaque para as anomalias frias sobre a região de estudo desde a superfície até aproximadamente 300 hPa e o par de anomalias na baixa estratosfera no hemisfério leste, indicando anomalias quentes a oeste e frias a leste, associadas com as anomalias positivas e negativas de H_{IS} , respectivamente (**Figura 2.46a e Figura 2.44a**). No entanto, observa-se por meio de T_{IS} que as anomalias no hemisfério oeste na troposfera estão defasadas em relação às anomalias na estratosfera, a partir de cinco dias antes até o dia dos eventos CIE-MJO ($lag=-5$ a $lag=0$, **Figura 2.46a**). A mesma situação é observada nos eventos CIE-MJO no inverno ($lag=-5$ a $lag=0$, **Figura 2.40a**).

Nos eventos CIE-NMJO, observa-se que o par de anomalias de H_{IS} no hemisfério oeste apresenta maior amplitude quando comparado aos eventos CIE-MJO, enquanto as anomalias na estratosfera no hemisfério leste apresentam menores amplitudes (**Figura 2.44b**). Além disso, a inclinação para oeste com altura das anomalias no hemisfério leste parece ser maior nos eventos CIE-MJO (**Figura 2.44a**). Ou seja, esta característica é oposta a que foi observada nos eventos CIE no inverno (**Figura 2.38**). Destaca-se nas anomalias de U_{IS} , o predomínio de anomalias de leste a oeste da região de estudo, assim como observado nos eventos CIE-MJO (**Figura 2.45a**), porém com maior amplitude nos CIE-NMJO (**Figura 2.45b**). Em relação às anomalias de T_{IS} , destacam-se as anomalias frias sobre a região de estudo na troposfera e a oeste da região na baixa estratosfera a partir de dez dias antes dos eventos CIE-NMJO ($lag=-10$ a $lag=+10$, **Figura 2.46b**).

A fase do trem de ondas é oposta nos eventos WIE, caracterizado por anomalias positivas de H_{IS} e de T_{IS} sobre a região de estudo (**Figura 2.47 e Figura 2.49**, respectivamente) e anomalias positivas (de oeste) de U_{IS} mais robustas a oeste da região nos eventos WIE-MJO (**Figura 2.48a**). As diferenças entre os eventos WIE-MJO e WIE-NMJO são semelhantes às aquelas observadas nos eventos CIE na primavera, com destaque para a inclinação para oeste com a altura das anomalias de T_{IS} nos eventos NMJO (**Figura 2.49**, respectivamente).

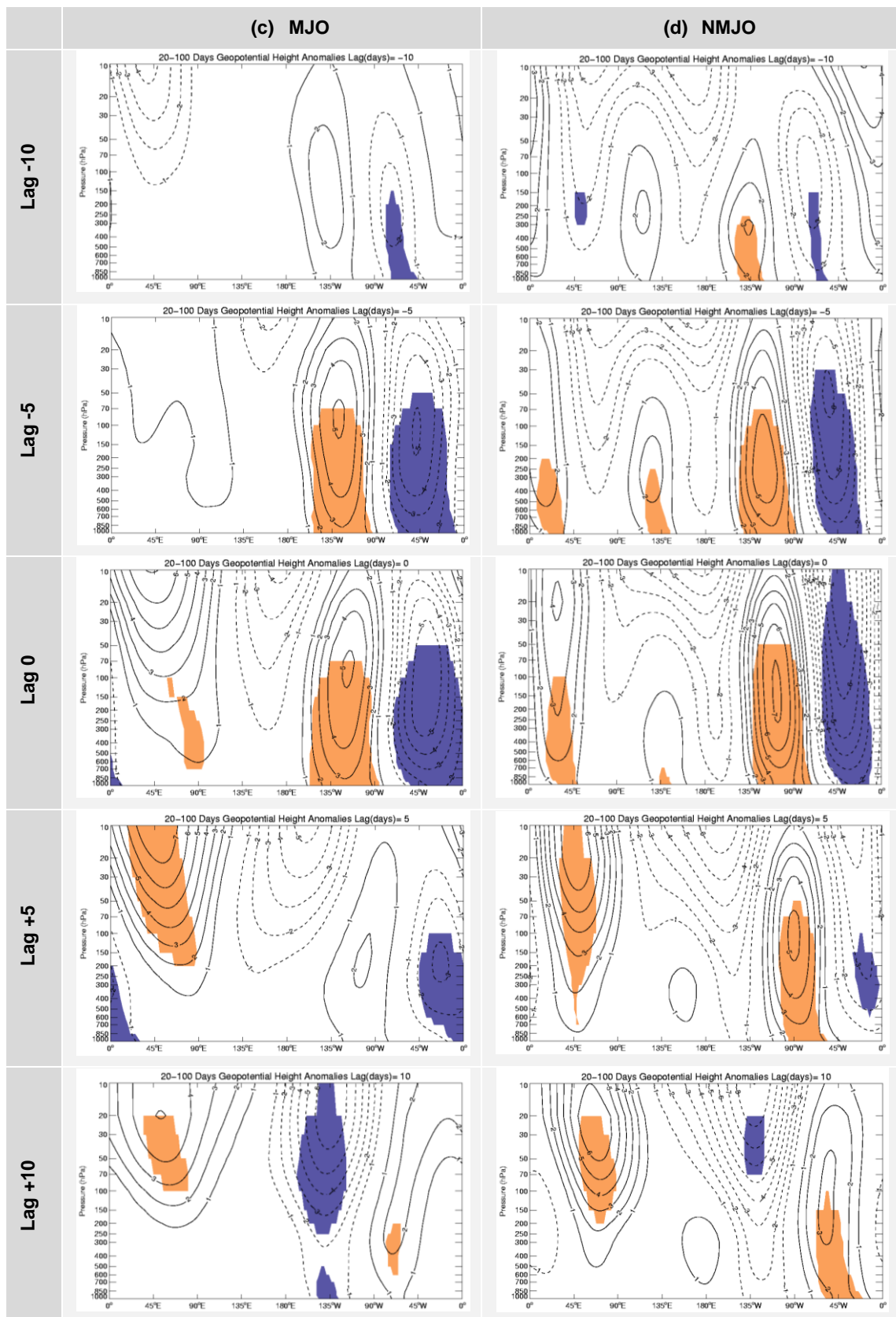


Figura 2.44. Idem a Figura 2.38, mas para os CIE na primavera.

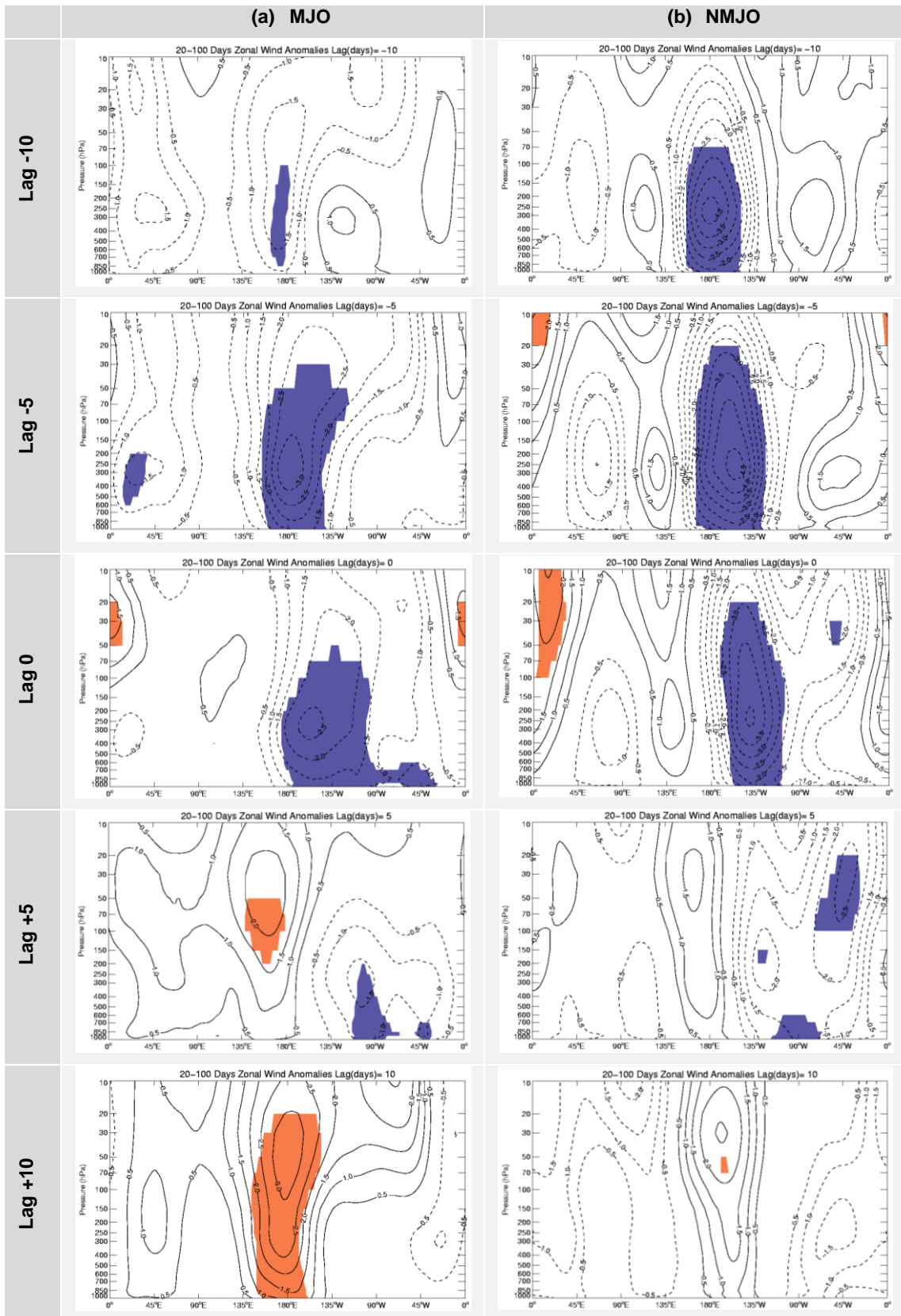


Figura 2.45. Idem a Figura 2.39, mas para os CIE na primavera.

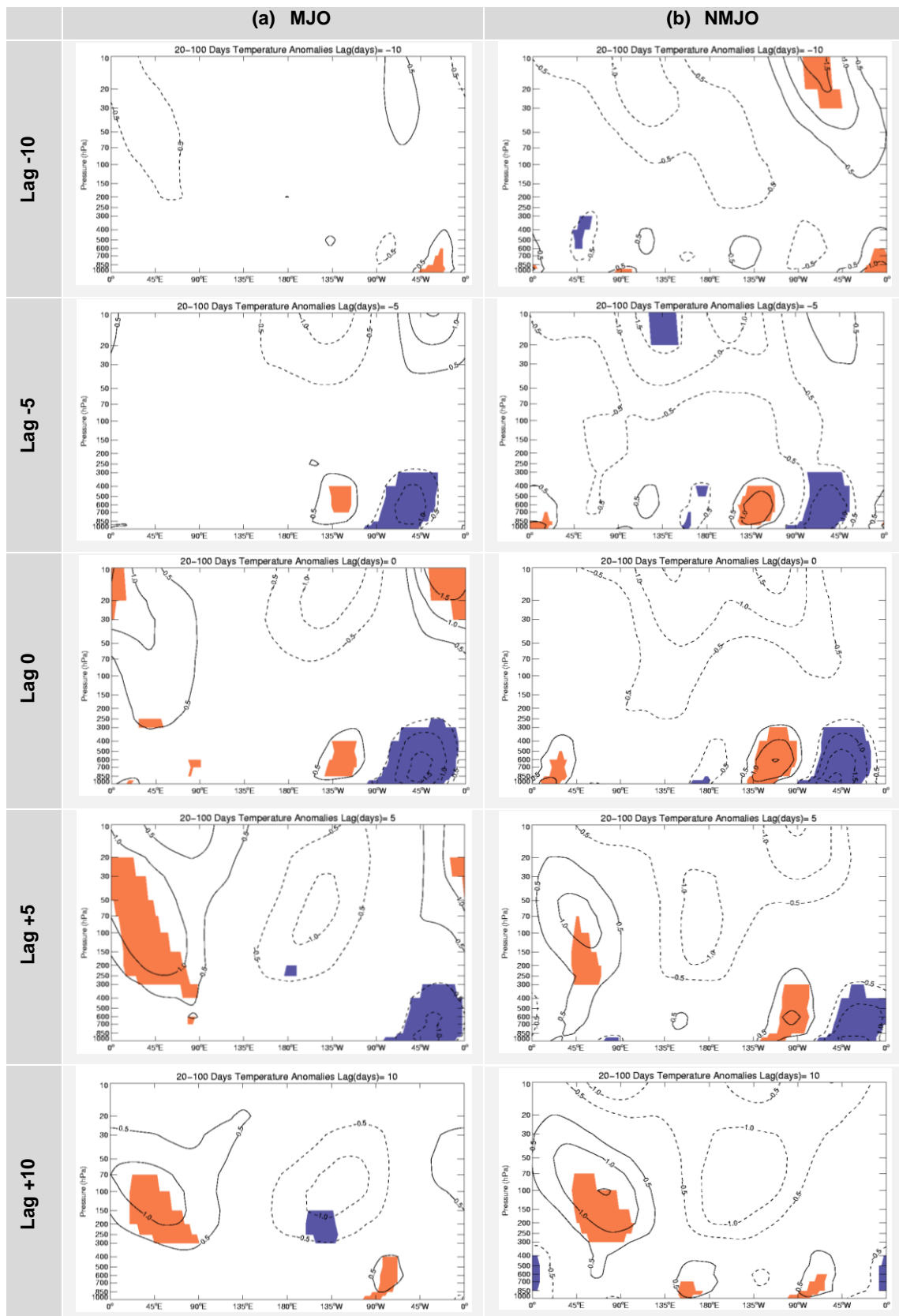


Figura 2.46. Idem a Figura 2.40Figura 2.39, mas para os CIE na primavera.

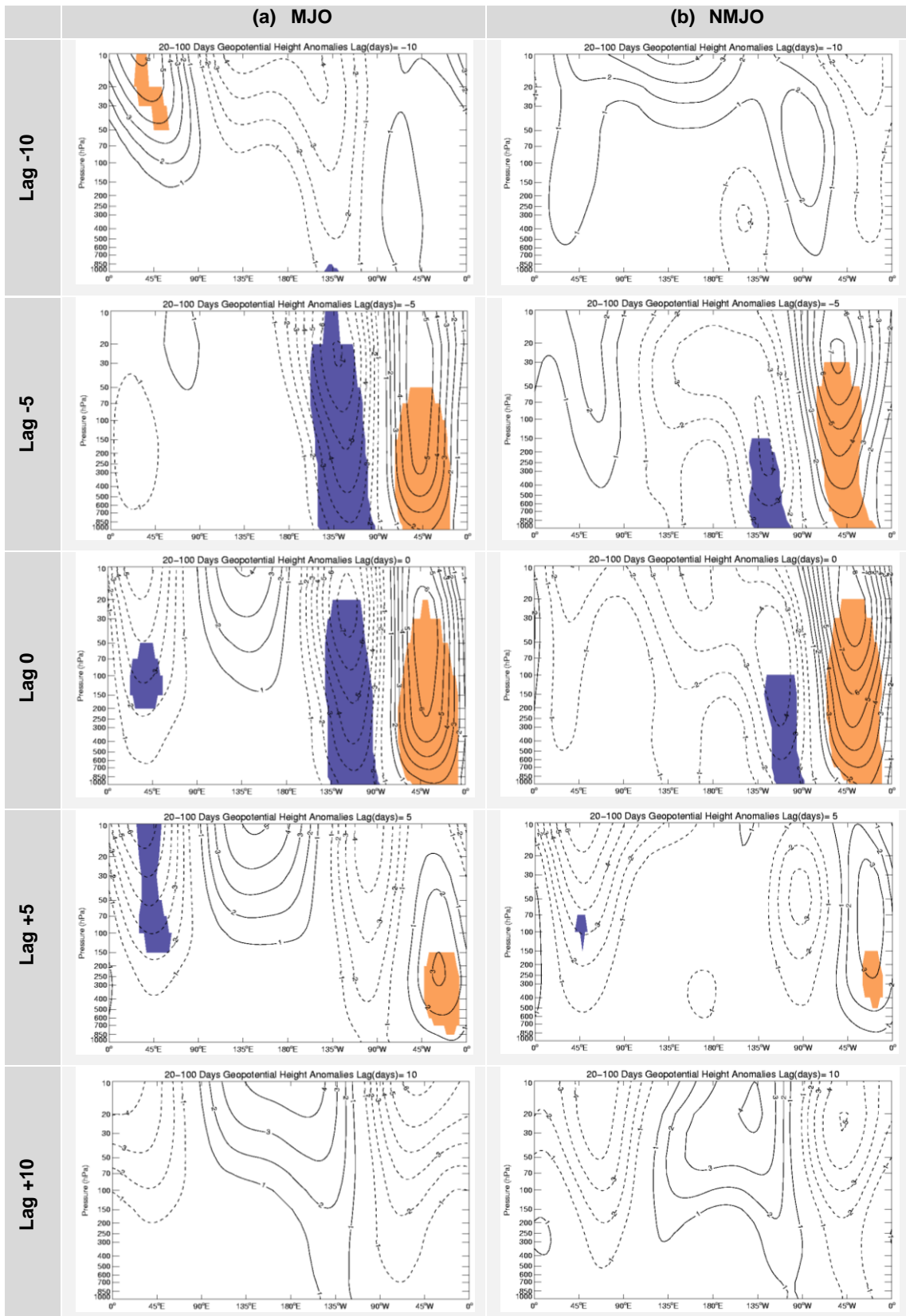


Figura 2.47. Idem a Figura 2.38, mas para os WIE na primavera.

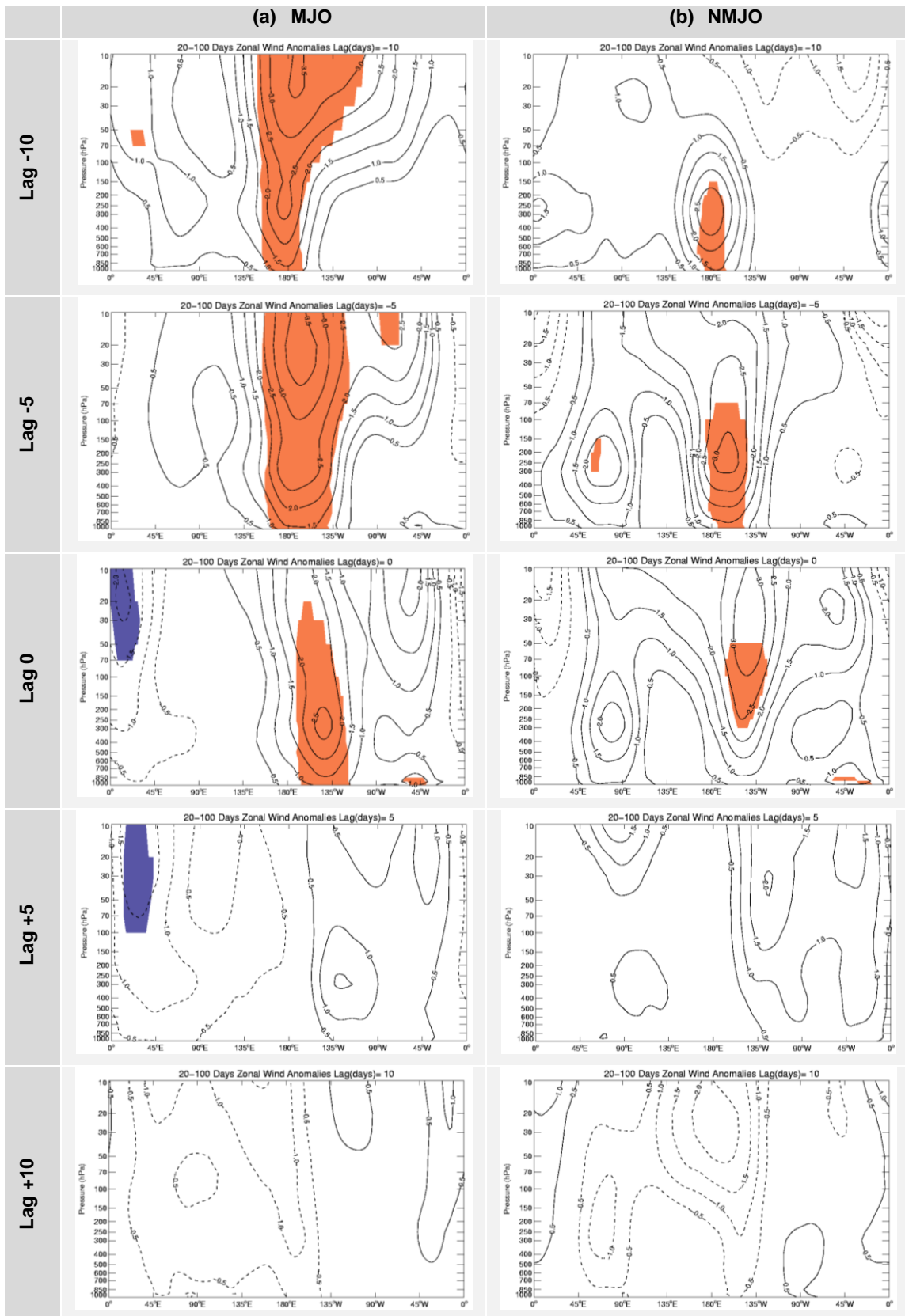


Figura 2.48. Idem a Figura 2.39, mas para os WIE na primavera.

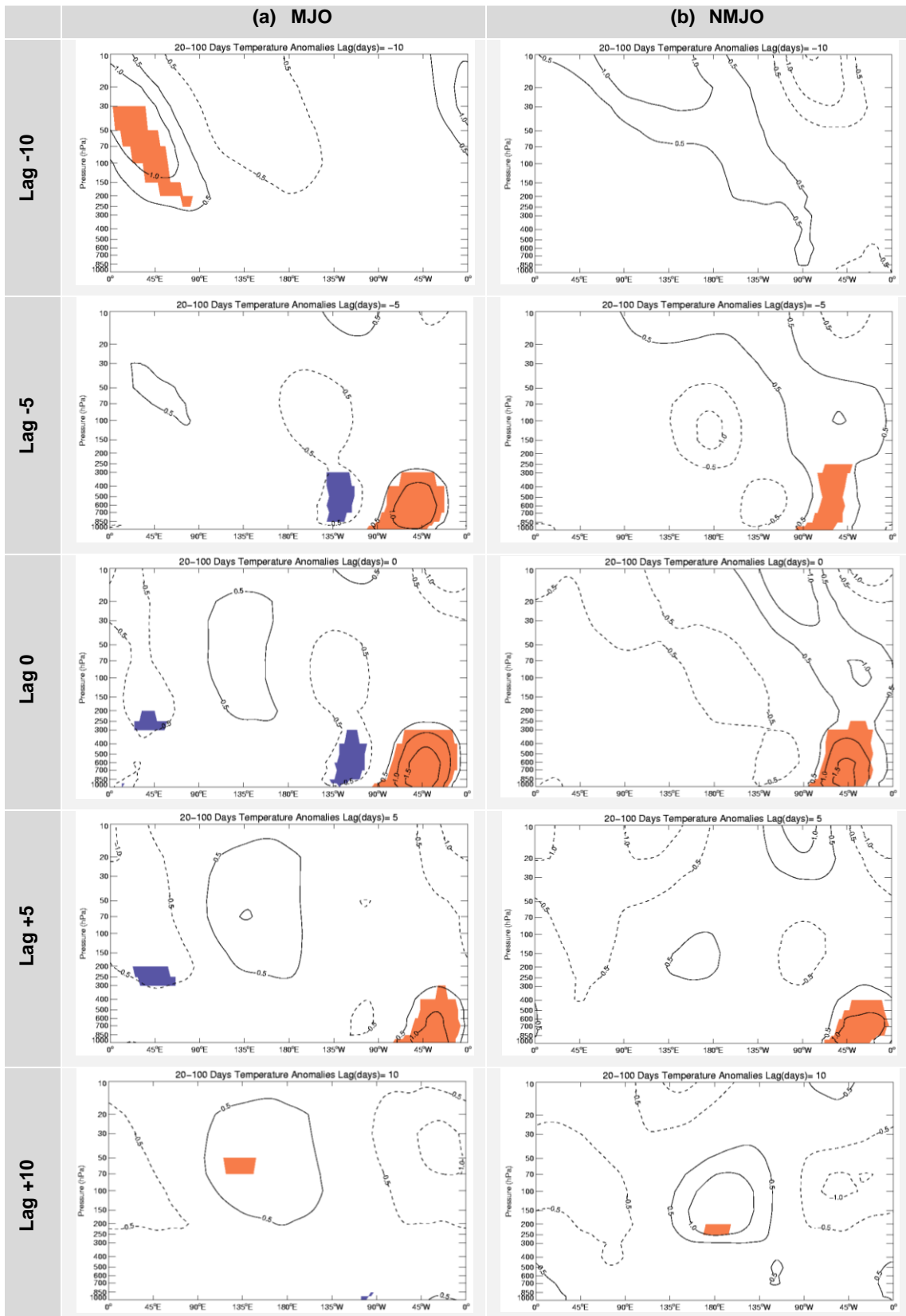


Figura 2.49. Idem a Figura 2.40, mas para os WIE na primavera.

2.5.3. Discussão dos resultados

Uma parcela significativa da variabilidade espacial e temporal da atmosfera está contida nos movimentos de escala planetária. Embora tais características de grande escala sejam dominantes na estratosfera e no inverno (Randel 1988), a variabilidade das ondas planetárias é também importante na troposfera, a qual tem sido relacionada com bloqueio (e.g., Quiroz 1987), regimes persistentes de tempo (e.g., Hansen e Sutera 1986) e com a variabilidade do *storm track* (e.g., Lau 1988).

De acordo com Randel (1988), existe uma grande variação sazonal nas ondas estacionárias na estratosfera do HS. O autor sugere duas importantes escalas temporais para as ondas planetárias na estratosfera do HS: 1) ondas transientes com uma escala de tempo entre 5-30 dias; e 2) ondas quasi-estacionárias com escalas de tempo maiores que 30 dias, cujas características variam sazonalmente. Diversos autores (e.g., van Loon *et al.* 1973; Hartmann 1977; Randel 1987a) salientaram que durante o inverno no HS (junho-agosto) as ondas estacionárias são mais fracas do que as componentes transientes e elas são caracterizadas por uma estrutura vertical barotrópica equivalente. Em contraste, as ondas estacionárias na estratosfera durante a primavera no HS (setembro-novembro) são fortemente baroclínicas e as ondas transientes assumem um papel secundário.

No presente estudo, o modo barotrópico equivalente observado no hemisfério oeste tanto no inverno quanto na primavera parece ser dominante na ocorrência dos eventos IS de temperatura na Península Antártica. No entanto, este modo parece ser acompanhado por uma estrutura vertical baroclínica no hemisfério leste, com anomalias significativas na estratosfera. Este modo baroclínico parece ser mais evidente nos eventos NMJO no inverno (e.g., **Figura 2.38** e **Figura 2.40**) e nos eventos na primavera (e.g., **Figura 2.44** e **Figura 2.46**). Ambos os modos propagam-se para leste. Hsu e Weng (2002) encontraram um padrão de circulação na estratosfera antártica, com número de onda um, propagando-se para leste, com periodicidade em torno de 30 dias, o qual foi denominado Oscilação Intrassazonal Antártica Estratosférica (em inglês, *Stratospheric Antarctic Intraseasonal Oscillation* - SAIO). Os autores relataram uma inclinação para oeste com altura deste modo, na qual é mais evidente no hemisfério leste, assim como foi observado nas anomalias de H_{IS} e T_{IS} no presente estudo. Segundo Hsu e Weng (2002), a SAIO pode ser vista como uma manifestação da onda planetária, a qual é forçada pela topografia da Antártica.

Capítulo 3: Estudo de caso utilizando o modelo regional atmosférico BRAMS

A discussão dos mecanismos associados com variações intrassazonais de temperatura na Península Antártica (Capítulo 2) claramente ressaltou a existência de interações em múltiplas escalas temporais e espaciais nos fenômenos que afetam a região. Mostrou-se que a variabilidade climática em escala intrassazonal depende de complexas interações entre os trópicos e os extratropicos e entre a troposfera e a estratosfera. Por outro lado, os resultados claramente sugerem que a atividade intrassazonal modula a atividade em escala sinótica que, por sua vez, afeta os sistemas em mesoescala. Localmente, estas interações afetam a região de modo distinto. A topografia complexa da Península, a cobertura de gelo marinho e a sua variabilidade sazonal estão entre os principais aspectos que geram distintas respostas locais. Compreender estas interações e impactos locais depende de uma adequada cobertura de dados que ainda hoje é deficiente. A modelagem regional é uma forma de explorar mecanismos e processos físicos que atuam na região. Entretanto, a adequada simulação dos fenômenos que atuam na região depende de vários fatores, entre eles a representação da topografia complexa e da cobertura de gelo marinho. O objetivo desta etapa do estudo é implantar a sazonalidade do gelo marinho no modelo regional atmosférico brasileiro BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) para melhor representar as variações da temperatura do ar e da circulação atmosférica observadas na Península Antártica, moduladas pela atividade IS descritas no Capítulo 2.

Uma descrição sobre o impacto do gelo marinho na temperatura sobre a região de estudo pode ser encontrada em Boiaski (2007).

3.1. Descrição do modelo numérico

3.1.1. *Brazilian Regional Atmospheric Modeling System* – BRAMS

O modelo regional atmosférico brasileiro BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) foi um projeto desenvolvido em parceria com as seguintes instituições: *ATmospheric, Meteorological and Environmental Technologies* (ATMET); Instituto de Matemática e Estatística da Universidade de São Paulo (IME/USP); Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG/USP) e o Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE)⁵. O BRAMS é uma versão adaptada do modelo regional atmosférico RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*, Cotton *et al.*, 2003), desenvolvido pela Universidade do Estado do Colorado (*Colorado State University* - CSU) e pela MRC/*ASTeR (*Mission Research Corporation/ASTeR Division*) – ambas as instituições norte-americanas. O RAMS é um modelo numérico não-hidrostático designado para simular circulações atmosféricas em diversas escalas (da micro até a grande escala). Entretanto, a sua aplicação mais frequente é voltada para fenômenos de meso-escala (escala horizontal da ordem de 2 a 2000 km) com a finalidade de fornecer tanto informações de previsão de tempo operacional, quanto suporte à pesquisa (Cotton *et al.* 2003).

O modelo fundamenta-se no conjunto de equações que governam a evolução do estado atmosférico, baseado nas leis de movimento de Newton e da termodinâmica de um fluido, incluindo parametrizações dos diversos processos físicos presentes nestas equações. É equipado com um esquema de aninhamento múltiplo de grades, permitindo que as equações do modelo sejam resolvidas simultaneamente sob qualquer número de grades computacionais com diferentes resoluções espaciais. Grades de maior resolução são utilizadas para simular detalhes dos sistemas atmosféricos de menor escala, tais como o escoamento sobre terrenos complexos e as circulações termicamente induzidas pela superfície. As grades maiores, de menor resolução, são utilizadas para modelar o ambiente destes sistemas menores, fornecendo assim as condições de fronteira para as grades mais finas. Além disso, as grades de menor resolução são utilizadas para simular os sistemas atmosféricos de grande escala, os quais interagem com os sistemas de menor escala resolvidos nas grades mais finas. Este procedimento contribui para uma correta representação dos campos meteorológicos e permitirá avaliar o papel das forçantes remotas tropicais (de grande escala) sobre a circulação atmosférica de meso-escala na região da Península Antártica.

⁵ <http://brams.cptec.inpe.br>

O modelo RAMS parametriza os processos de microfísica de nuvens, transferência radiativa, turbulência e interação solo-vegetação-atmosfera. Este último é obtido pelo modelo LEAF-3 (*Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model*, Walko *et al.*, 2000), o qual é uma representação dos aspectos da superfície, incluindo vegetação, solo, lagos, oceanos e cobertura de neve e suas influências uns sobre os outros e sobre a atmosfera.

Uma breve descrição sobre o modelo LEAF será apresentada na próxima seção.

3.1.2. *Land Ecosystem-Atmosphere Feedback Model* – LEAF

O modelo LEAF-3 inclui equações prognósticas para temperatura do solo e umidade em múltiplas camadas, temperatura da vegetação e água na superfície. Os termos de troca nestas equações prognósticas incluem trocas turbulentas, condução de calor, difusão de água e percolação nas camadas do solo, transferências radiativas de onda curta e onda longa, transpiração e precipitação. Um dos aspectos importantes do LEAF-3 é sua habilidade em representar variações de alta resolução nas características da superfície, tais como tipo de vegetação, inclinação do terreno, tipo de solo e umidade e corpos d'água, os quais freqüentemente variam consideravelmente sobre curtas distâncias horizontais. Cada tipo de superfície responde às influências da atmosfera adjacente de uma maneira própria. O LEAF-3 oferece a possibilidade de se considerar múltiplos tipos de superfície coexistindo dentro de uma única célula de grade, resolvida numa coluna de ar, através da definição de *patches*. Cada tipo de superfície ou *patch* consiste de sua própria vegetação, camadas de solo e ar do dossel (exceto para corpos d'água) sendo as variáveis prognósticas evoluídas para todos estes componentes pelo *patch*. Nessa aproximação, todos os *patches* interagem com a mesma coluna de ar, cada um de acordo com a sua cobertura fracional. Um benefício desta aproximação é a habilidade em representar vários tipos de superfície (*e.g.*, oceano e gelo) dentro de uma mesma célula de grade. Cada tipo de superfície ocupa uma fração da grade e é tratado separadamente. Esse procedimento leva em conta a contribuição de cada tipo de superfície em vez de considerar um tipo predominante em cada célula de grade. Outro benefício é a habilidade de tratar unicamente para cada *patch* a precipitação simulada que atinge o solo.

3.2. Motivação

Em um estudo recente, Carvalho *et al.* (2008) mostraram que o BRAMS tem alta capacidade de simular a variabilidade atmosférica devido aos sistemas de escala sinótica embebidos no trem de ondas atmosférico, responsáveis por extremos de temperatura na escala

intrassazonal sobre a Península Antártica (Boiaski, 2007). Os autores ressaltaram a importância da cobertura de gelo para simular corretamente o perfil de temperatura. No entanto, foram encontradas algumas diferenças entre as temperaturas simuladas e as observadas que poderiam ser explicadas pela deficiência nos dados de cobertura de gelo marinho disponível para o modelo. Ressalta-se que os dados de cobertura do solo do USGS (*United States Geological Survey*), utilizado rotineiramente no BRAMS, possuem sobre a Península Antártica a identificação para o gelo continental permanente; porém não há informações sobre o gelo marinho nesse conjunto de dados.

Assim, o presente estudo propôs incorporar uma representação mais realista da cobertura de gelo sobre a região de estudo no modelo BRAMS, incluindo as estimativas do gelo marinho e suas variações para melhorar a representação das variações da temperatura do ar e da circulação atmosférica observadas na Península Antártica, moduladas pela atividade IS (Capítulo 2).

Uma análise preliminar dos dados de reanálises do NCEP foi realizada com a finalidade de testar a viabilidade da utilização destes dados como condição inicial e condição de contorno para o modelo numérico BRAMS. A seguir, são comparados os ciclos anuais da temperatura do ar observada em algumas estações da Península Antártica versus as reanálises do NCEP de temperatura do ar a 2m (T2m) em pontos de grade próximos aos das estações (**Figura 3.1**). Observa-se que o ciclo anual da temperatura do ar observado nas três estações está em fase com o ciclo anual de T2m das reanálises do NCEP. Diferenças sistemáticas entre os ciclos anuais são observadas nas estações localizadas no oeste da Península Antártica: Arturo Prat (**Figura 3.1a**) e Ferraz (**Figura 3.1c**). Já na estação argentina Marambio (**Figura 3.1c**), localizada no setor leste da Península Antártica, o ciclo anual da temperatura observada é muito similar ao ciclo anual de T2m da reanálise NCEP.

Uma breve descrição sobre as limitações das reanálises para altas latitudes do HS foi apresentada no Capítulo 2 (seção 2.3). Maiores informações podem ser encontradas em Bromwich e Fogt (2004), Bromwich *et al.* (2007) e Setzer e Kayano (2009).

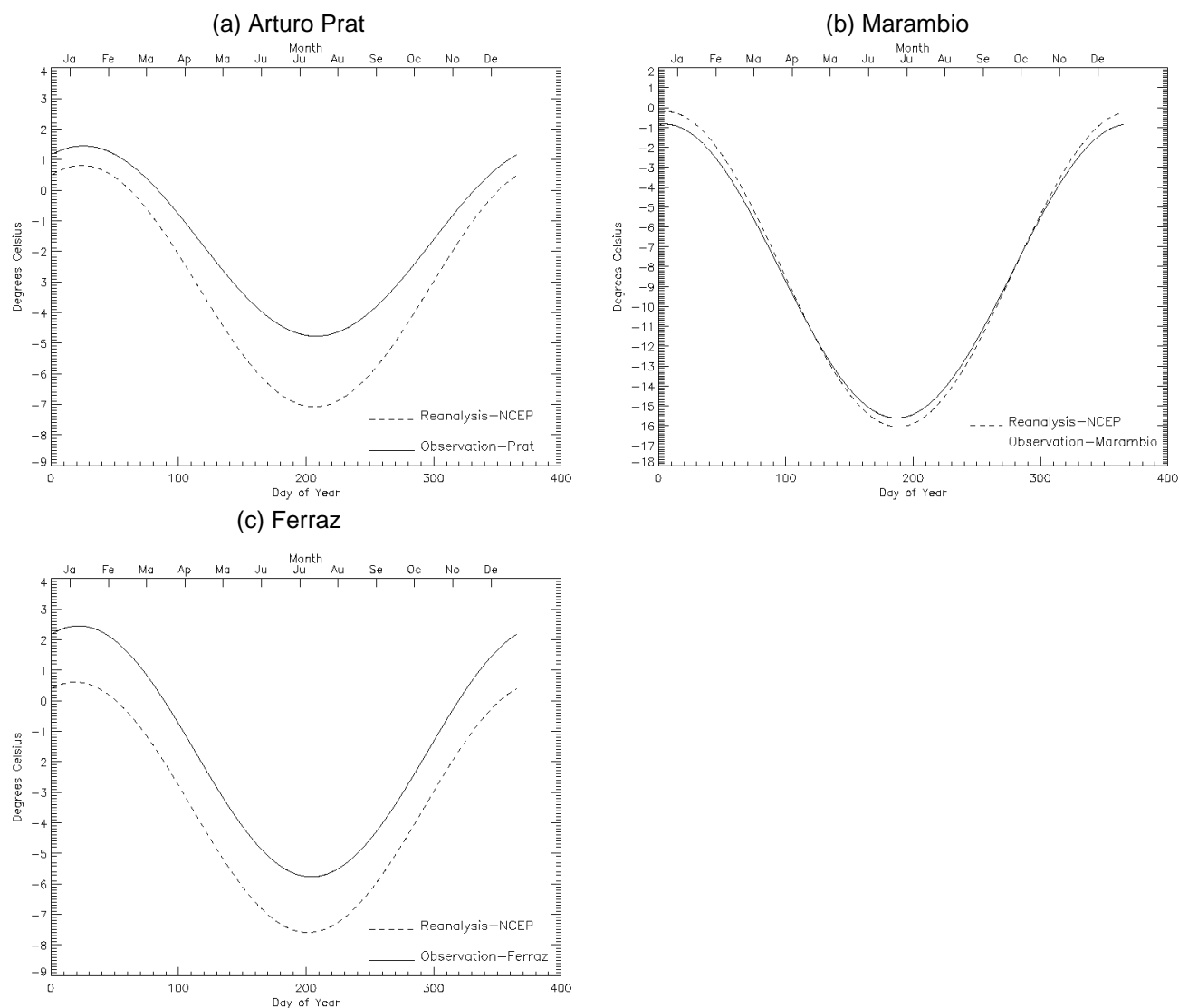


Figura 3.1. Comparação entre o ciclo anual médio da temperatura do ar a 2m (T2m) obtido pelas reanálises do NCEP versus o ciclo anual da temperatura do ar observada na estação Arturo Prat (a), Marambio (b) e Ferraz (c) entre 1990-2008. Os pontos de grade das reanálises correspondentes a cada estação foram: (a) 62.5°S e 60°W; (b) 65°S e 57.5°W; (c) 62.5°S e 57.5°W.

3.3. Definição dos experimentos

A versão 4.2 do BRAMS foi utilizada para simular dois casos, um MJO e outro NMJO, em quatro experimentos distintos: controle (ctr), superfície oceânica com gelo marinho (ice), superfície continental sem topografia (stp) e deserto (drt). Estes experimentos foram construídos com o objetivo de testar as condições de superfície (topografia e gelo) nas variáveis atmosféricas simuladas pelo modelo BRAMS na região da Península Antártica. A **Tabela 3.1** mostra as diferenças entre os experimentos em relação às condições de superfície (topografia e gelo). Maiores descrições sobre o experimento com gelo marinho serão dadas na próxima seção (3.3.1).

Tabela 3.1. Descrição dos experimentos realizados com o BRAMS: CTR (controle), ICE (com gelo marinho), STP (sem topografia), DRT (deserto).

	CTR	ICE	STP	DRT
Topografia	SIM	SIM	NÃO	SIM
Gelo	PERMANENTE	PERMANENTE+MARINHO	PERMANENTE	NÃO

Os experimentos foram realizados com duas grades aninhadas de 90x62 pontos cada e com espaçamento horizontal de 40 km e 10 km, respectivamente (**Figura 3.2**). Na vertical, 42 níveis sigma foram empregados, com espaçamento da grade começando em 70 m, aumentando progressivamente com a altura em um fator de *stretching* de 1.2 até 1000m. O primeiro nível do modelo está em 33.4 m acima da superfície. As condições iniciais e de fronteira lateral foram obtidas através de reanálises do NCEP/NCAR (2.5° de resolução horizontal), e as condições de fronteira inferior, dada pela topografia e cobertura do solo (ambas com resolução de 1 km), foram extraídas do USGS (acrônimo em inglês de *United States Geological Survey*) (**Figura 3.3** e **Figura 3.4**, respectivamente). Os dados de cobertura do solo do USGS correspondem ao período de abril de 1992 até março de 1993. A TSM utilizada (1 e 0.25° de resolução) foi obtida no NCDC/NOAA⁶. Os experimentos foram realizados com a atualização da TSM durante a integração.

Os esquemas de radiação Chen, difusão vertical Mellor-Yamada, difusão horizontal Smagorinsky e a parametrização de cumulus Grell foram empregados. O esquema de microfísica utilizado trata vapor d'água, chuva, pristine, gelo, neve, agregados, *graupel* e granizo como uma distribuição gamma generalizada.

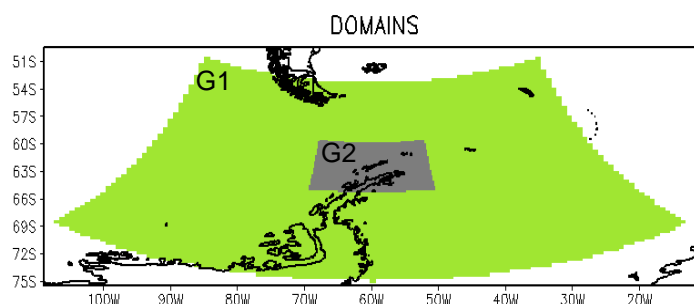


Figura 3.2. Domínio das grades utilizadas no BRAMS. Grade 1 (G1): 40 km e Grade 2 (G2): 10 km.

⁶ <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/research/sst/oi-daily.php>, em 10 de agosto de 2012

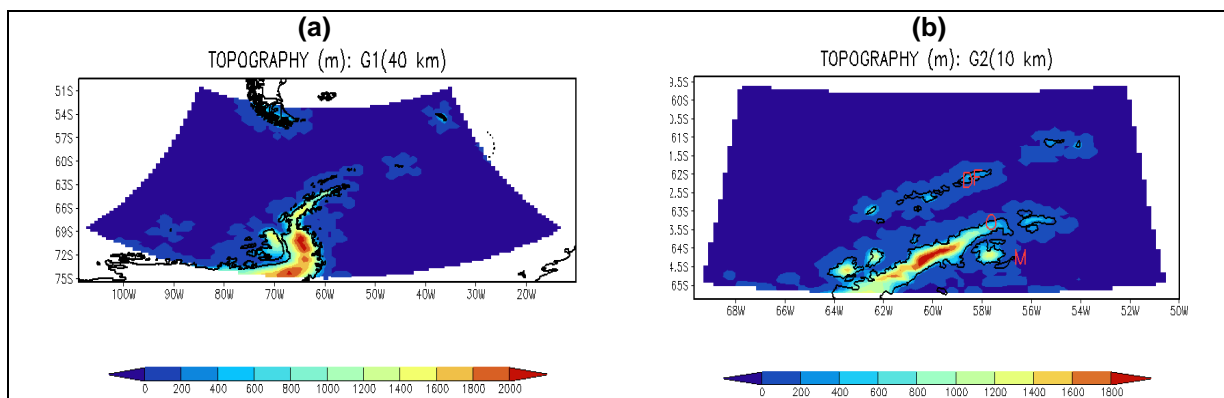


Figura 3.3. Topografia do modelo BRAMS a partir dos dados do USGS para as grades (a) G1 (40 km) e (b) G2 (10 km). As letras D, F, O e M indicadas em (b) destacam a localização das estações Dinamet, Ferraz, O’Higgins e Marambio, respectivamente.

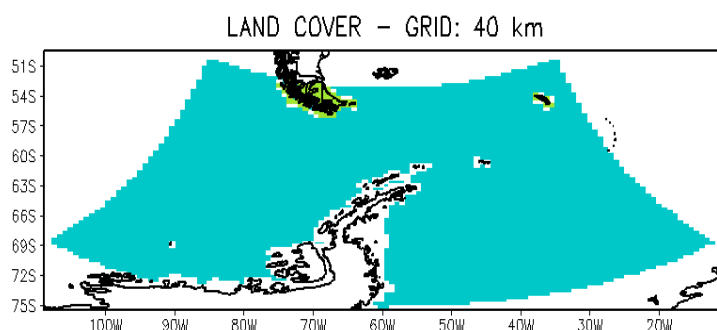


Figura 3.4. Cobertura do solo (dados de 1992-1993; USGS) para a grade G1 (40 km): gelo permanente (branco), oceano (azul), solo nu (verde).

O solo e a cobertura de neve estão divididos em vários níveis verticais, e a vegetação e o ar do dossel estão representados por um único nível. Foram utilizadas 4 camadas de neve e 9 camadas de solo em todos os experimentos.

As simulações foram feitas para um período de 30 dias:

1) Caso MJO: começando às 00 UTC do dia 20 de julho a 19 de agosto de 2002, quando houve a transição de um regime quente para frio na escala intrassazonal, observado na estação Dinamet, no qual esteve associado com a MJO;

2) Caso NMJO: começando às 00 UTC do dia 14 de agosto a 13 de setembro de 2005, quando houve o predomínio de um evento frio na escala intrassazonal não associado com a MJO, no qual foi observado na estação Dinamet. Este caso ocorreu 116 (123) dias depois (antes) da MJO e foi precedido por um evento WIE-NMJO entre os dias 03 de agosto e 13 de agosto de 2005.

3.3.1. Experimento com gelo marinho

A metodologia utilizada neste experimento é baseada no estudo realizado por Gandu⁷ (2009). Uma descrição sobre o procedimento utilizado é relatado a seguir.

O uso de algoritmos de conversão de gelo marinho para TSM é justificado, pois observações de TSM por satélites ou por observação direta tendem a ser deficientes na zona de gelo marginal (ZGM – MIZ, marginal ice zone). No trabalho de Reynolds et al. (2007), foi utilizada uma relação quadrática entre a fração de gelo oceânico (I) e a TSM (Ti) inferida, dada por:

$$T_i = aI^2 + bI + c \quad \text{para } I \geq I_0$$

onde Ti é a TSM inferida, I é a fração da concentração de gelo, que varia de 0 a 1, e I₀ é o valor mínimo de I usada para calcular a TSM. Foi também considerada uma versão linear mais simples dada por:

$$T_i = b'I + c' \quad \text{para } I \geq I_0$$

Os coeficientes a, b, c, b' e c' dessas relações empíricas foram determinados por regressão linear para bandas de 30° de longitude para cada Hemisfério. Além disso, para o caso do oceano, foi assumido que Ti é igual ao ponto de congelamento da água (-1,8°C) para concentrações de gelo igual a 100%. Da análise de dez anos de dados, Reynolds et al. (2007) adotaram a relação linear, aplicada somente a casos onde a concentração de gelo oceânico fosse maior que 50%.

Tendo em vista da complexidade que seria incorporar dados de cobertura de gelo observada no código do modelo BRAMS, e devido à facilidade com que seria usar uma relação empírica entre gelo oceânico e TSM, decidiu-se optar por esta última. A dificuldade seria que o procedimento de incluir uma nova variável no BRAMS requer modificações em diversas sub-rotinas do modelo, com modificações na alocação de memória e alterações em diversos outros procedimentos. A facilidade da nova abordagem seria a de que é possível “inverter” a equação usada por Reynolds et al. (2007) para definir a TSM a partir da cobertura de gelo observada, obtendo assim uma função da cobertura de gelo em função da TSM, que é uma variável normalmente utilizada pelo modelo BRAMS.

⁷ <http://www.bv.fapesp.br/pt/bolsas/77719/influencia-cobertura-gelo-maritimo-temperatura/>, em 03 de dezembro de 2012

A nova abordagem adotada foi baseada na ideia de que o esquema de interação entre a superfície e a atmosfera, o modelo LEAF (Walko et al. 2000), permite que cada célula da grade seja dividida em múltiplas áreas com distintos tipos de superfície (*patches*), e que cada *patch* interage com a coluna atmosférica acima com um peso que é proporcional a sua área na célula da grade. Assim, as simulações foram realizadas com quatro *patches*, sendo o primeiro, “oceano”, o segundo e o terceiro definidos pelos dados padrões do USGS, e o quarto *patch* imposto como sendo “gelo marinho”.

A próxima etapa dessa nova abordagem foi a definição da equação da cobertura de gelo em função da TSM para ser incluída no código do modelo. Foi escolhida a área simulada (Figura 3.2) para separar e comparar os dados de TSM e cobertura de gelo dos arquivos do NCDC-NOAA. Os dados relativos ao dia 01 de agosto de 2002 encontram-se na Figura 3.5. Como observado por Reynolds et al. (2007), e comentado acima, qualitativamente pode-se observar que a correlação entre a TSM e a fração de gelo (F_{ice}) é melhor quando F_{ice} é maior que 0,5. Nesta etapa do trabalho foi adotada a função linear apresentada na Figura 3.5, expressa por:

$F_{ice} = -1,671 - 1,475 \times TSM$, onde a TSM é expressa em °C, e F_{ice} está limitado entre 0 e 1. Assim, para TSM menores que $-1,81^{\circ}\text{C}$ F_{ice} é igual a 1 e para TSM maiores que $-1,13^{\circ}\text{C}$ F_{ice} é igual a zero.

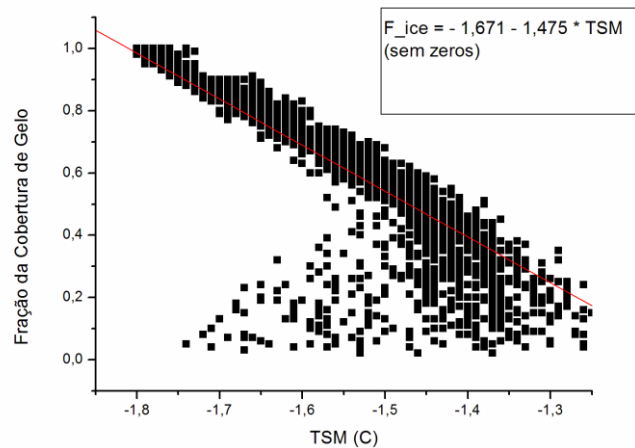


Figura 3.5. Fração da cobertura de gelo versus a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) em cada ponto do domínio do modelo. Fonte: cortesia do Dr. Adilson W. Gandu (IAG-USP).

Esta expressão foi incluída no código do modelo, de tal forma que toda vez que o programa atualizasse (diariamente) a TSM, nesse instante era calculado a fração de gelo marinho e as áreas dos patches 1 e 4 eram alteradas de forma consistente com esse valor. Ou seja:

$$\text{Área do patch 1 (oceano)} = (1 - F_{ice}) \times \text{Áreas anteriores dos patches 1 e 4}$$

$$\text{Área do patch 4 (gelo)} = F_{\text{ice}} \times \text{Áreas anteriores dos patches 1 e 4}$$

A **Figura 3.6** mostra as frações de cobertura de terra (gelo) para os dados utilizados normalmente pelo BRAMS (painel a) e a nova fração de gelo definida a partir da equação de transformação apresentada acima, utilizando TSM semanal e com 1 grau de resolução (painel b). É notável a diferença entre o conjunto de dados de TSM diária com 0.25 graus de resolução (painel c) e a TSM semanal com 1 grau de resolução (painel b), mostrando que o novo conjunto é bem mais consistente com as observações da cobertura de gelo (**Figura 3.7**).

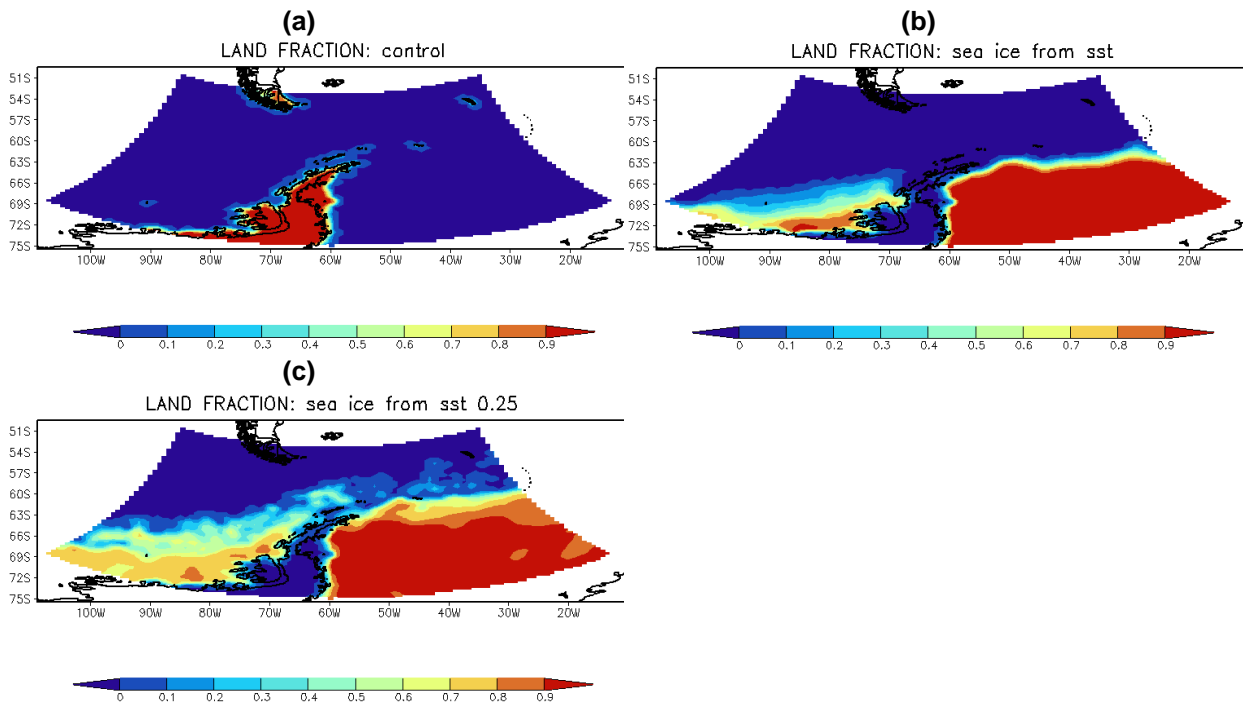


Figura 3.6. Fração de cobertura de terra (gelo) para a Península Antártica, baseada nos dados de tipos de superfícies do USGS (a), derivada a partir das TSM semanal com 1° de resolução (b), (c) derivada a partir das TSM diária com 0.25° de resolução. A fração de gelo apresentada no painel (b) e (c) é a média para o período 20 de julho a 19 de agosto de 2002.

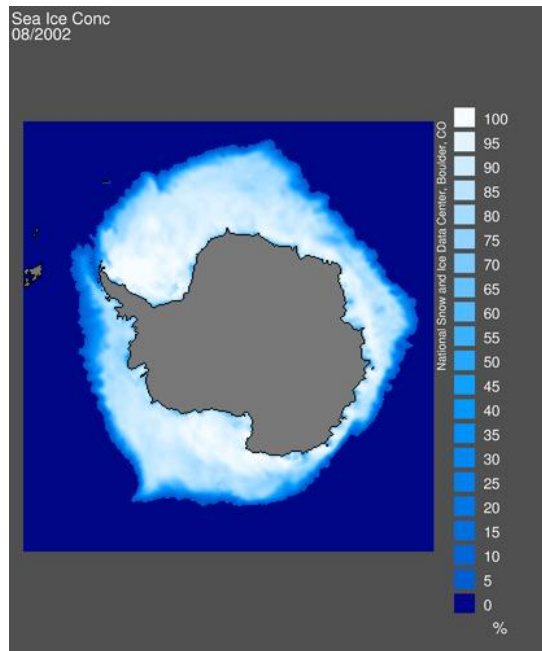


Figura 3.7. Concentrações de gelo marinho (porcentagem da área oceânica coberta por gelo marinho), derivadas das temperaturas de brilho dos sensores SMMR do satélite Nimbus-7 e SSM/I dos satélites F-8, F-11 e F-13 do DMSP, em uma grade de células com 25 x 25 km, para agosto de 2002. Extraída do site do NSIDC.

Ressalta-se também que os valores de albedo do gelo marinho simulados pelo modelo (**Figura 3.8**), estão próximos dos valores encontrados na literatura (entre 20% e 50%; Marshall e Plumb, 2008).

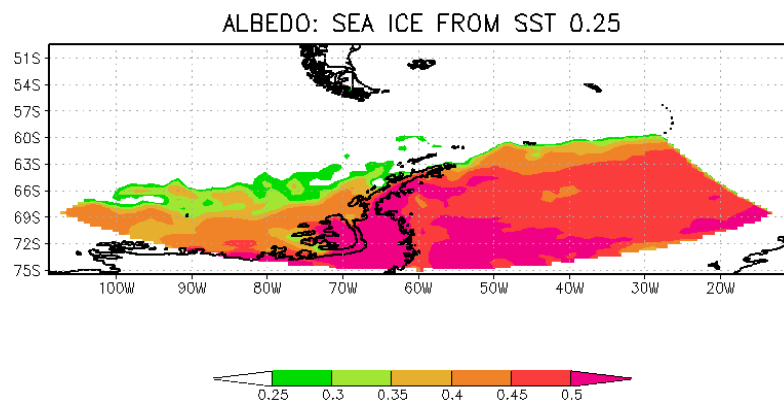


Figura 3.8. Albedo médio do gelo permanente e do gelo marinho simulado durante o período 20 de julho a 19 de agosto de 2002.

A etapa seguinte consistiu em ajustar os parâmetros do solo para o gelo marinho e testar a sensibilidade das variáveis atmosféricas a essas modificações. A classe de solo areia foi utilizada para representar o gelo marinho, pois é a classe de solo cujos parâmetros físicos são mais próximos dos parâmetros de gelo. Assim, os parâmetros da areia foram adaptados para o gelo, de acordo com Renfrew (2004). Na **Tabela 3.2** são apresentados os parâmetros físicos alterados.

Tabela 3.2. Parâmetros da areia que foram alterados para o gelo no modelo LEAF-3. Os parâmetros para gelo foram obtidos em Renfrew (2004).

<i>Soil type</i>	<i>Dry specific-heat capacity [J/m³.k]</i>	<i>Density [kg/m³]</i>	<i>Porosity [m³/m³]</i>	<i>Saturated hydraulic conductivity [m/s]</i>	<i>Saturated moisture potential [m]</i>	<i>b exponent</i>
areia	1465x10 ³	1600	0.395	0.18x10 ⁻³	-0.1210	4.05
gelo	1884x10 ³	900	0.050	0.01	-0.0244	1.00

Na **Figura 3.9** são apresentadas as diferenças entre a simulação com gelo marinho, obtido através da relação linear da **Figura 3.5** - utilizando TSM diária com 0.25° de resolução horizontal, e a simulação controle, baseada nos dados de superfície do USGS, i.e., somente gelo permanente (ver **Figura 3.6a**). Observa-se uma redução do fluxo de calor sensível em grande parte da região da Península Antártica, o que era esperado, uma vez que o gelo marinho dificulta a transferência do calor armazenado no oceano para a atmosfera (**Figura 3.9a**). A presença de gelo marinho também dificulta a evaporação da água do mar, diminuindo o fluxo de calor de latente na atmosfera, como pode ser observado na **Figura 3.9b**. A queda de temperatura do ar associada à presença do gelo marinho também se mostrou coerente (**Figura 3.9c**), incluindo as maiores diferenças observada sobre o Mar de Weddell - onde há maior concentração de gelo marinho (**Figura 3.7**). Em resposta a diminuição de temperatura, foi observado um aumento na pressão ao nível do mar na região da Península Antártica (**Figura 3.9d**). Por fim, houve uma intensificação do vento na zona marginal do gelo marinho (**Figura 3.9e**), possivelmente associada ao aumento no gradiente horizontal de pressão observado na **Figura 3.9d**.

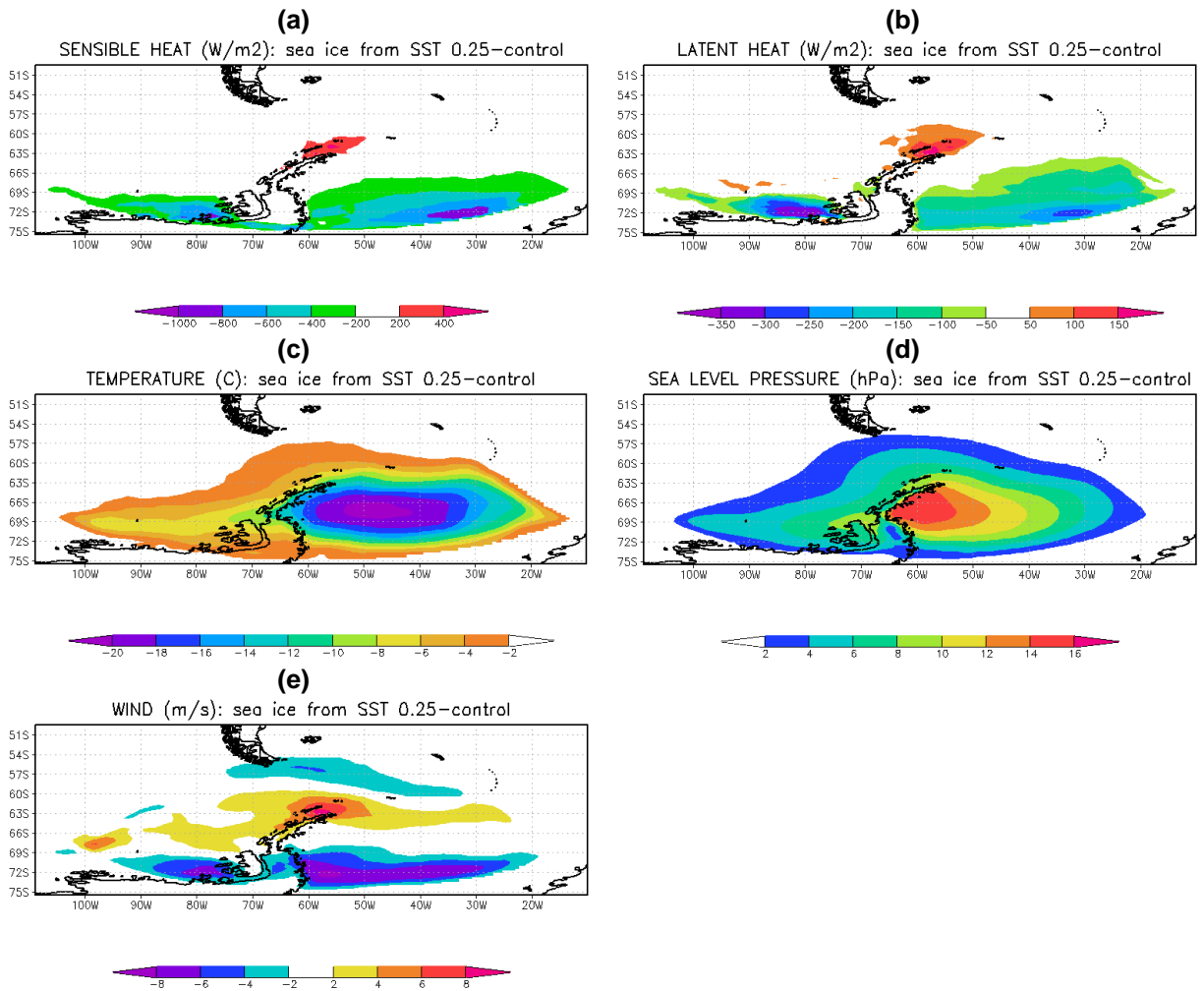


Figura 3.9. Diferença entre a simulação com gelo marinho e a simulação controle (vide explicação no texto acima) para (a) calor sensível médio, (b) calor latente médio, (c) temperatura média do ar à superfície, (d) pressão ao nível do mar média, (e) magnitude média do vento, para o período de 20 de julho a 19 de agosto de 2002.

3.4. Simulações versus observações

A etapa seguinte foi comparar as simulações com os dados observados de algumas estações da Península Antártica para o caso MJO (simulação entre 20 de julho a 19 de agosto de 2002) e para o caso NMJO (simulação entre 14 de agosto a 13 de setembro de 2005).

3.4.1. Caso MJO

A **Figura 3.10** mostra uma comparação entre as observações e as simulações de temperatura do ar no primeiro nível do modelo (33,4 m) nas estações Dinamet (**Figura 3.10a**), Ferraz (**Figura 3.10b**), Marambio (**Figura 3.10c**) e O'Higgins (**Figura 3.10d**) durante o evento MJO no inverno de 2002. É possível notar nos dados observados (linha preta) uma tendência de

aquecimento seguido por uma tendência de resfriamento durante o período simulado, sobreposta a variações de mais alta frequência. Estas variações indicam o controle dos distúrbios intrassazonais nos sistemas de escala sinótica sobre a região de estudo no período analisado. Em relação aos dados de reanálises (reana), observa-se certa concordância com os dados observados apenas no período entre 02 -12 de agosto nas estações Dinamet (**Figura 3.10a**) e Ferraz (**Figura 3.10b**). No restante do período simulado e nas demais estações, os dados de reanálise apresentaram um comportamento oposto às observações de temperatura do ar. Resultados semelhantes foram encontrados nas simulações controle na grade G1 (ctr1), controle na grade G2 (ctr2), sem topografia na grade G1 (stp1) e sem topografia na grade G2 (stp2). Destaca-se o desempenho das simulações com gelo marinho (ice1 e ice2) e deserto (drt1 e drt2) em representar o resfriamento no início do período simulado (de 20 de julho a 02 de agosto) na estação O'Higgins (**Figura 3.10d**). De maneira geral, as simulações com gelo marinho e deserto subestimaram os valores observados de temperatura do ar.

Comparando-se as simulações da temperatura do ar em 33,4 m (**Figura 3.10**) com as simulações da temperatura do dossel (tcan) (**Figura 3.11**), observa-se maior variabilidade da tcan no período simulado, com destaque para o melhor desempenho das simulações controle (ctr1 e ctr2) e sem topografia (stp1 e stp2) no período entre 02 -12 de agosto nas estações Dinamet (**Figura 3.11a**) e Ferraz (**Figura 3.11b**). Tcan é a temperatura do ar controlada pelos processos em superfície e, portanto, depende da cobertura do solo. Neste estudo, a tcan foi obtida a partir da superfície de gelo permanente, exceto na simulação deserto (drt1 e drt2). Ressalta-se que ao extrair os dados de tcan para as simulações ctr1, stp1 e ice1 para a estação Marambio, o ponto de grade (grade G1) mais próximo da estação localiza-se no oceano e, portanto, os valores de tcan nestas simulações apresentaram pouca variabilidade ao longo do período (**Figura 3.11c**).

De acordo com o Diagrama de Taylor (Anexo B) para tcan (**Figura 3.12a**), tanto a correlação (R; Anexo B), como o erro (E' ; Anexo B) e o desvio padrão (σ ; Anexo B) indicam que as simulações não representam adequadamente os valores observados de temperatura do ar, sobretudo nas estações Marambio e O'Higgins, cuja a correlação entre os dados simulados e observados foi negativa. Destaca-se apenas a similaridade entre o desvio padrão da simulação com gelo marinho na grade G2 (ice2) e o desvio padrão observado. Ressalta-se que o Diagrama de Taylor (DT) foi feito também para as simulações da temperatura do ar no primeiro nível do modelo (33,4 m), porém as correlações foram todas negativas (não mostrado). Da mesma forma, o DT para a velocidade do vento e para a temperatura do ponto de orvalho mostrou que as simulações realizadas com o modelo BRAMS foram insatisfatórias em representar essas variáveis

nas estações da Península Antártica para este caso (não mostrado). A **Figura 3.13** mostra a discrepância entre as velocidades do vento simuladas e as observadas.

Os resultados mais satisfatórios para este caso foram para as simulações da pressão ao nível do mar (**Figura 3.14**), especialmente as simulações com gelo marinho (ice1 e ice2) e deserto (drt1 e drt2). Estas simulações representaram a tendência de aumento seguida pela tendência de diminuição da pressão ao nível do mar (slp) observada, o que não foi observado nos dados de reanálise. De acordo com o DT para a slp, as simulações com gelo marinho (ice1 e ice2) e deserto (drt1 e drt2) apresentaram as melhores correlações (acima de 0,6) e valores de desvio padrão próximo ao desvio padrão observado (**Figura 3.12b**). O erro (E' ; Anexo B) foi semelhante para todas as simulações (em torno de 10 hPa).

Neste caso, observa-se que a direção predominante do vento em Dinamet foi de oeste e com velocidade média em torno de 6 m/s, enquanto a maioria das simulações apresentaram ventos de noroeste e com velocidades superiores a observada (**Figura 3.15**). Para a estação Ferraz, observa-se que a direção predominante do vento foi de noroeste e com velocidade média em torno de 5 m/s no período analisado (**Figura 3.16**). A maioria das simulações representou satisfatoriamente a direção predominante do vento observada, porém superestimando a velocidade do vento. A direção predominante do vento em Marambio foi de noroeste e com velocidade média de 7,5 m/s (**Figura 3.17**). As simulações com deserto (dsert1 e dsert2) representaram satisfatoriamente tanto a direção quanto a velocidade do vento na estação Marambio neste caso. O pior desempenho das simulações em representar a direção predominante do vento para este caso foi observado na estação O'Higgins (**Figura 3.18**). A direção predominante do vento nesta estação foi de sudoeste e com velocidade média de 4,6 m/s, enquanto a maioria das simulações indicou ventos de noroeste e com velocidades muito superiores a observada durante o caso MJO no inverno de 2002.

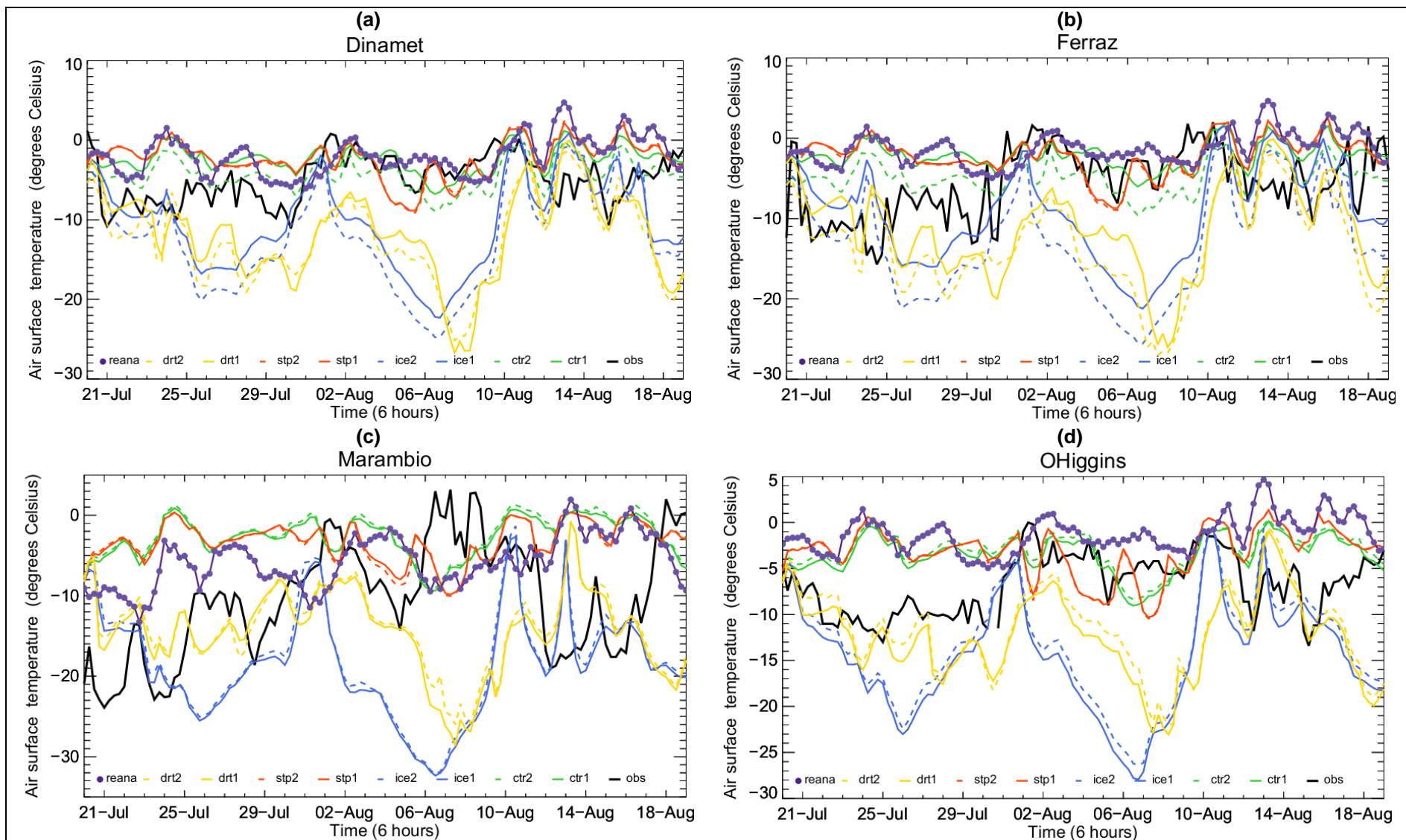


Figura 3.10. Comparação entre as observações de temperatura do ar (°C) das estações (a) Dinamet, (b) Ferraz, (c) Marambio e (d) O'Higgins e as simulações com o modelo BRAMS durante um evento MJO ocorrido entre 20 de julho a 19 de agosto de 2002. Vide texto para a explicação de cada simulação.

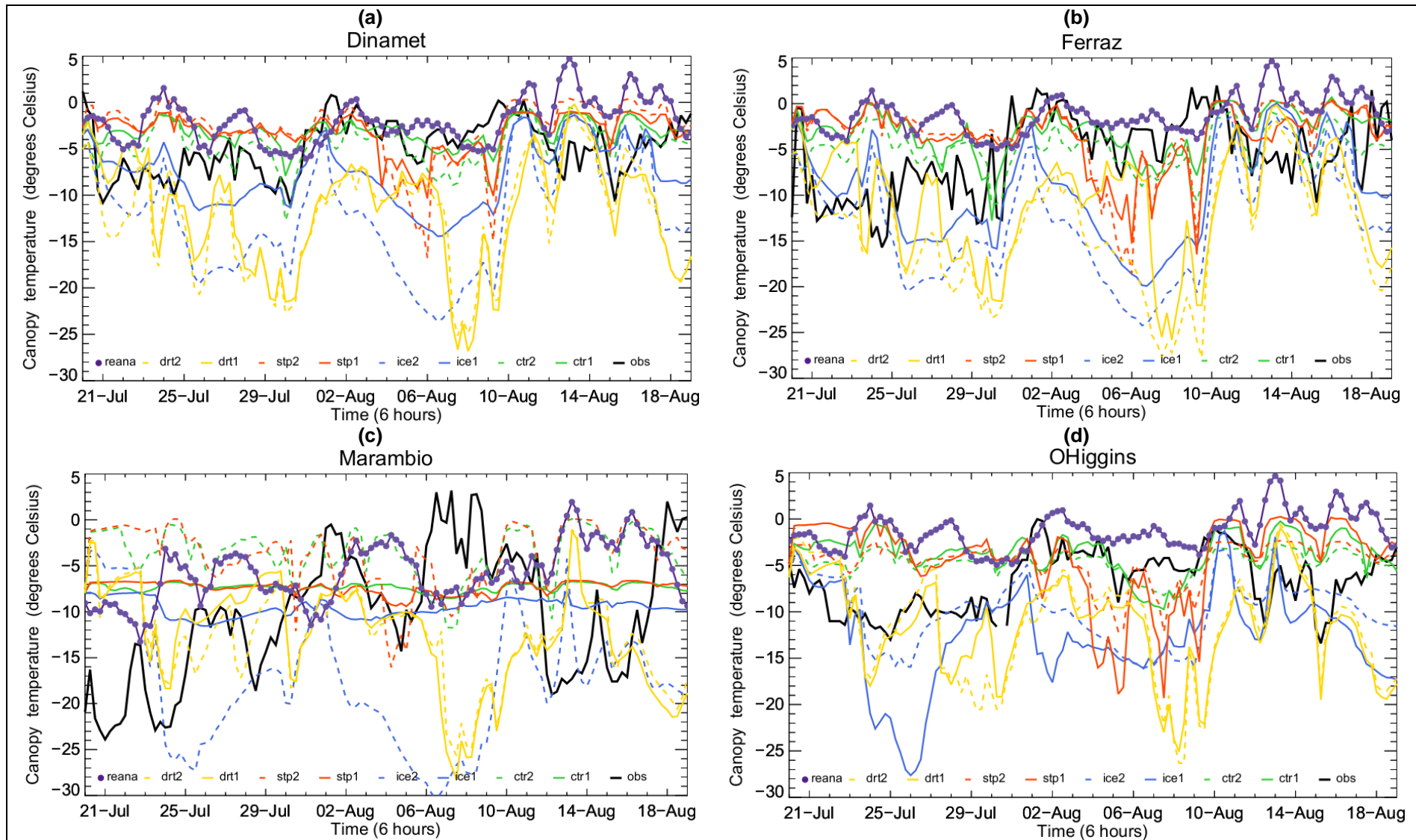


Figura 3.11. Idem a Figura 3.10, mas para a temperatura do ar do dossel (°C).

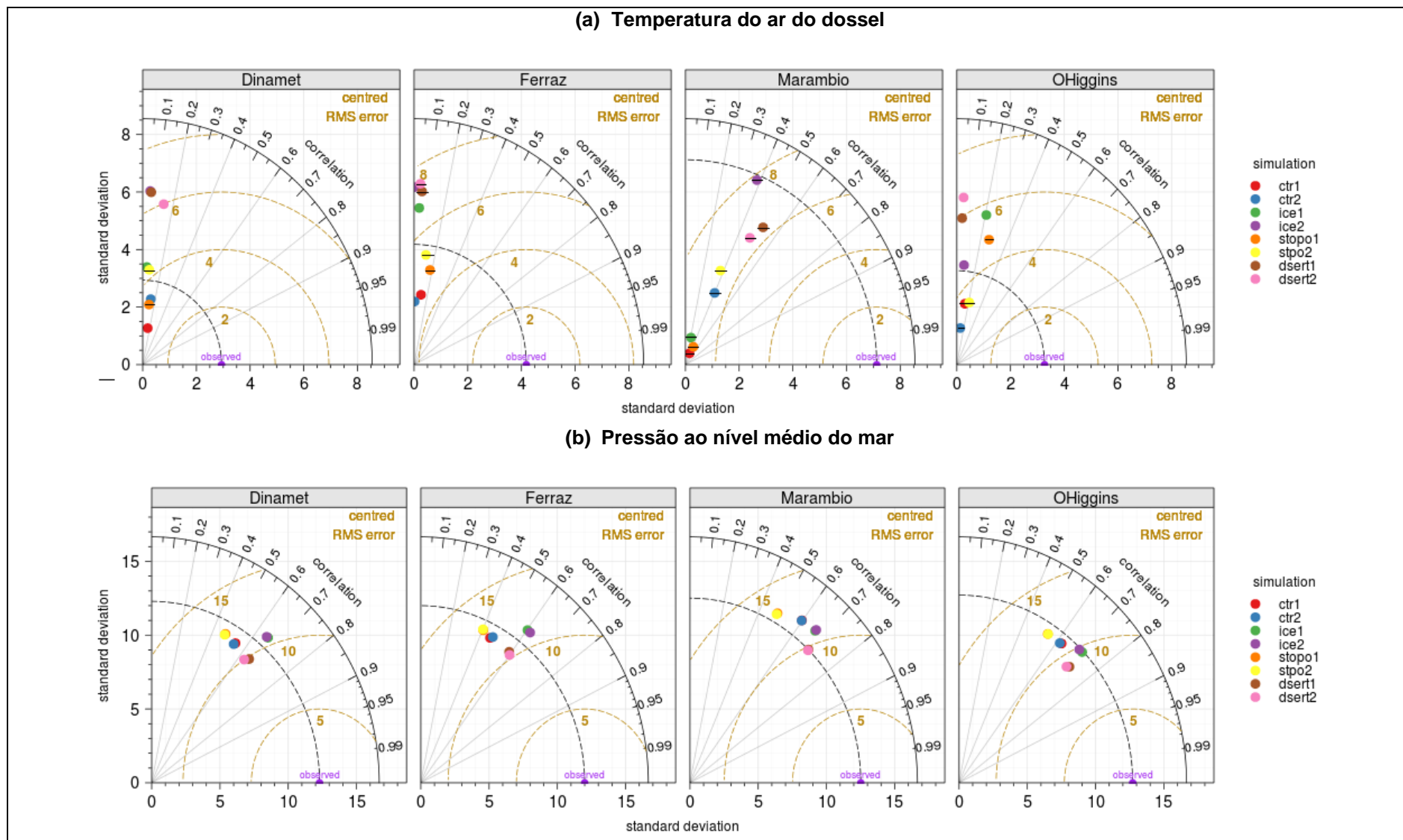


Figura 3.12. Diagrama de Taylor entre os valores simulados e observados das estações da Península Antártica durante um evento MJO ocorrido entre 20 de julho a 19 de agosto de 2002: (a) temperatura do ar do dossel, (b) pressão ao nível médio do mar. O traço indica correlação negativa entre as simulações e as observações.

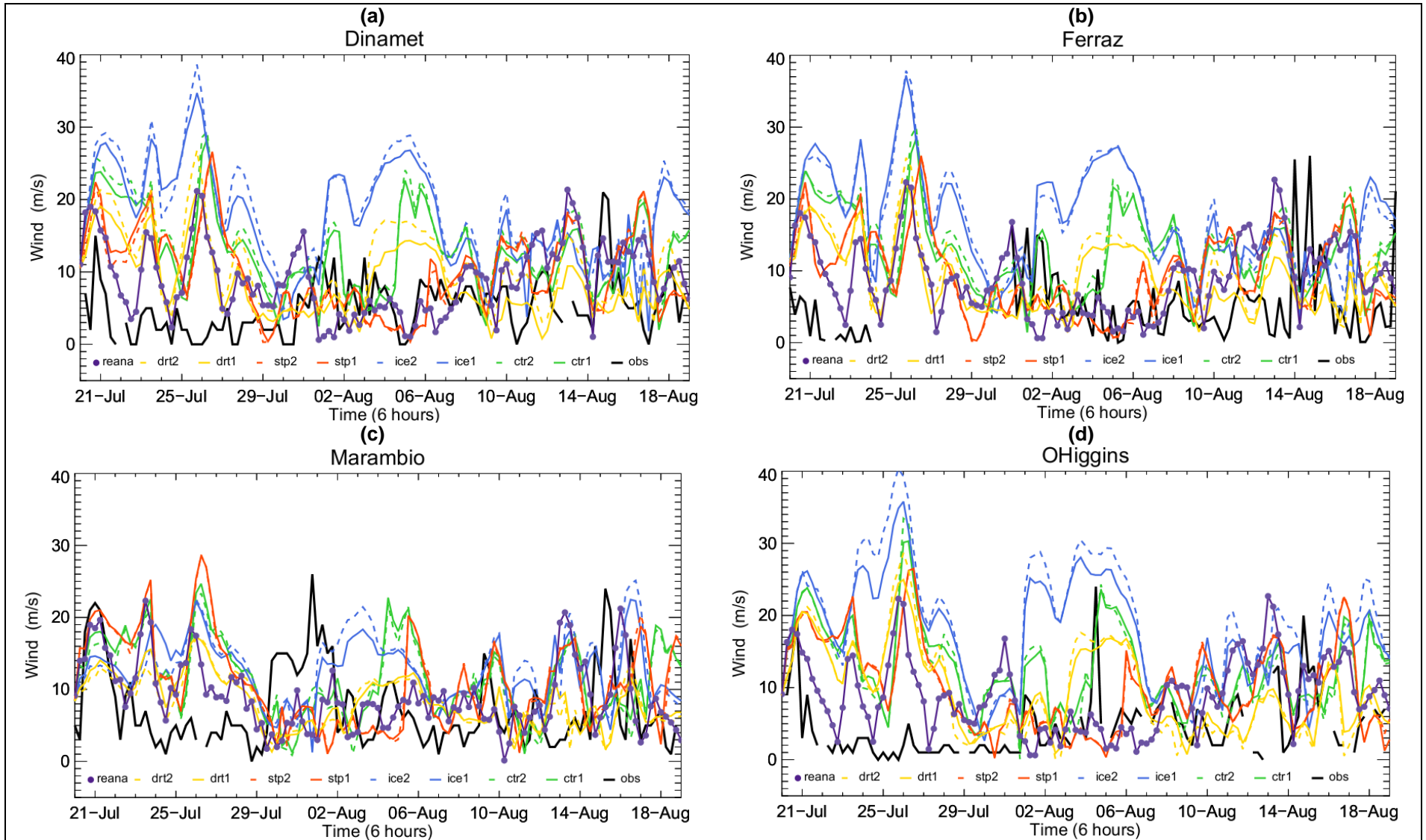


Figura 3.13. Idem a Figura 3.10, mas para a velocidade do vento (m/s).

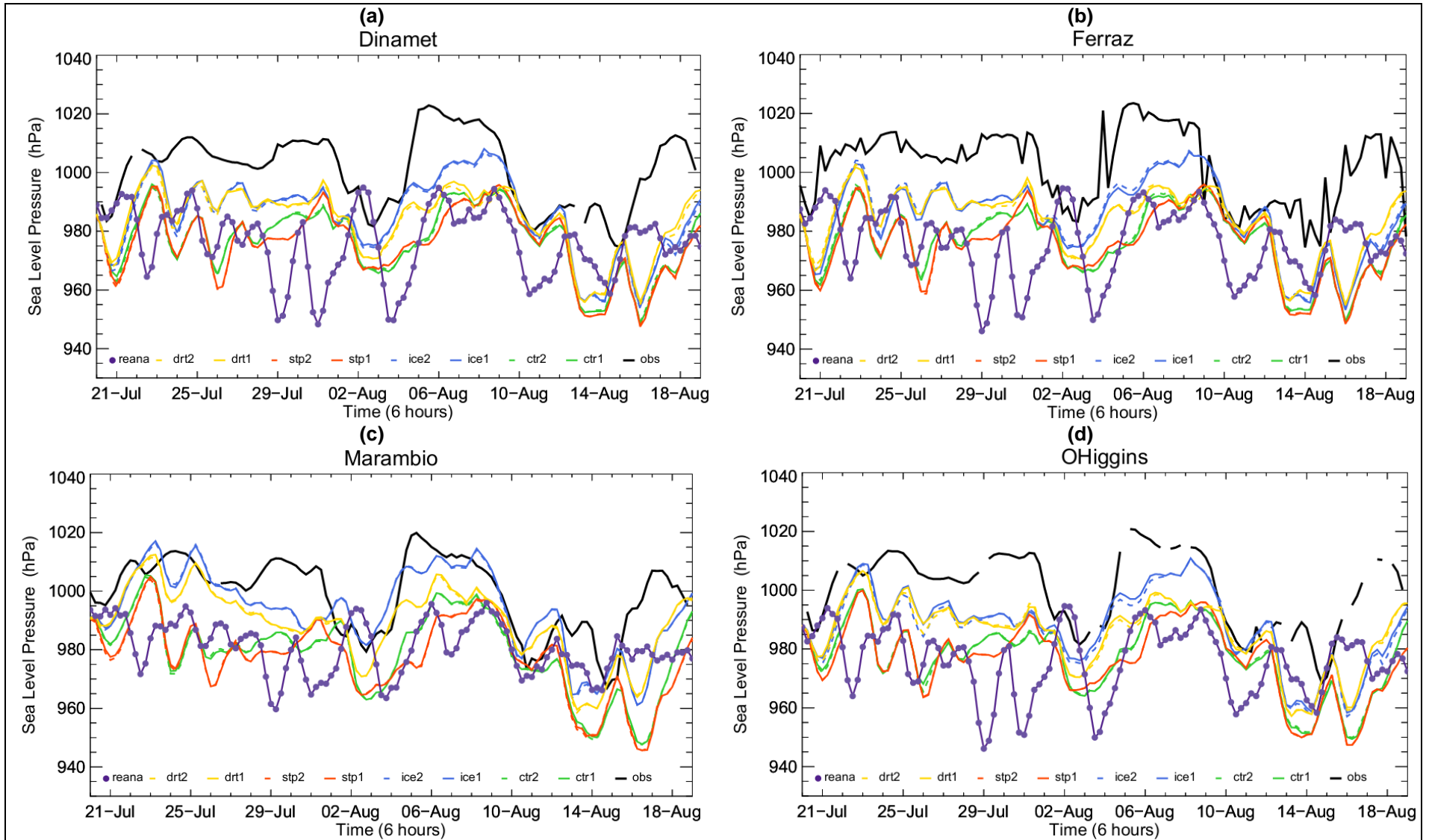


Figura 3.14. Idem a Figura 3.19, mas para a pressão ao nível médio do mar (hPa).

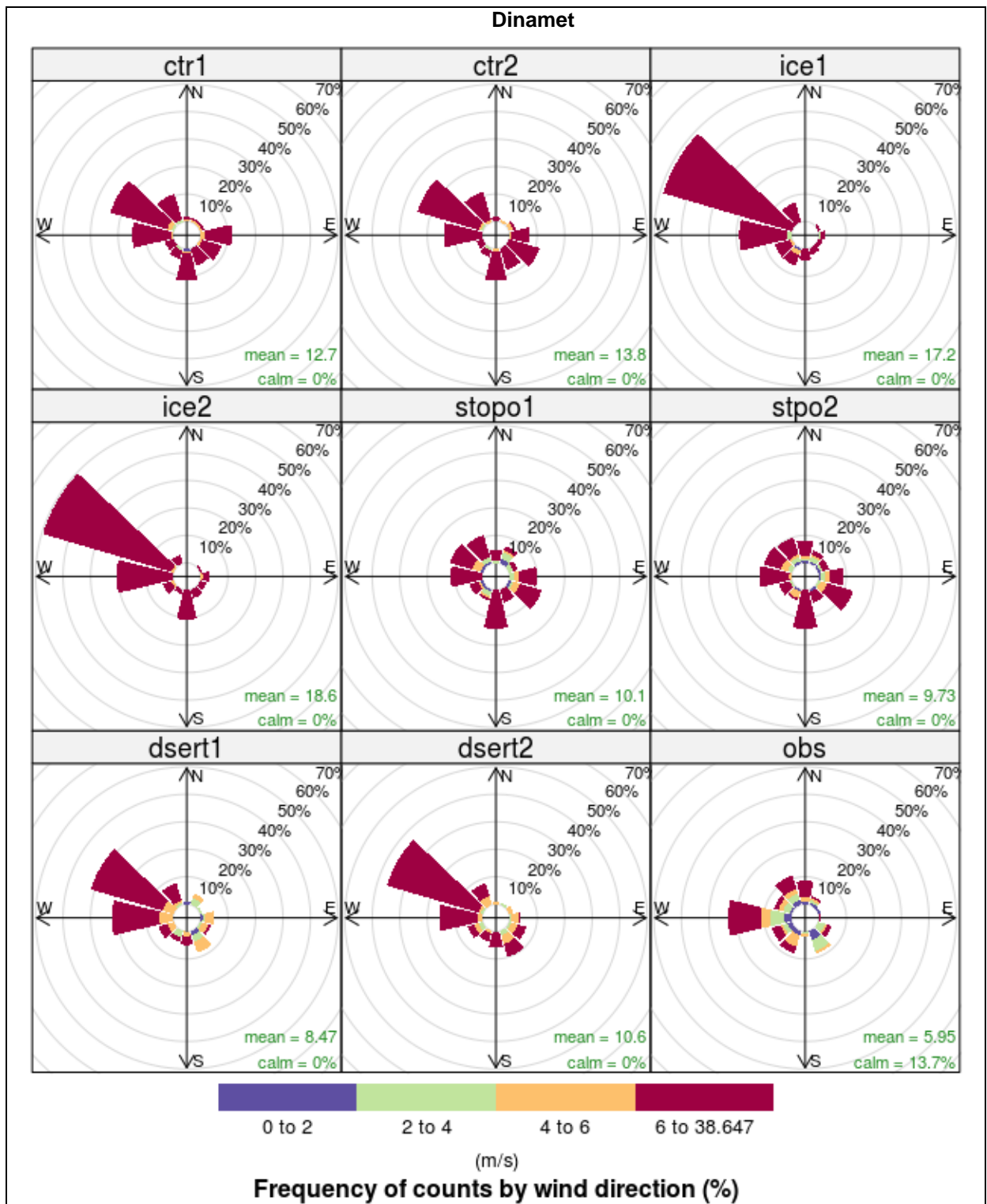


Figura 3.15. Rosa dos ventos para as simulações com o modelo BRAMS e para as observações (obs) da estação Dinamet durante um evento MJO ocorrido entre 20 de julho a 19 de agosto de 2002. Vide texto para a explicação de cada simulação.

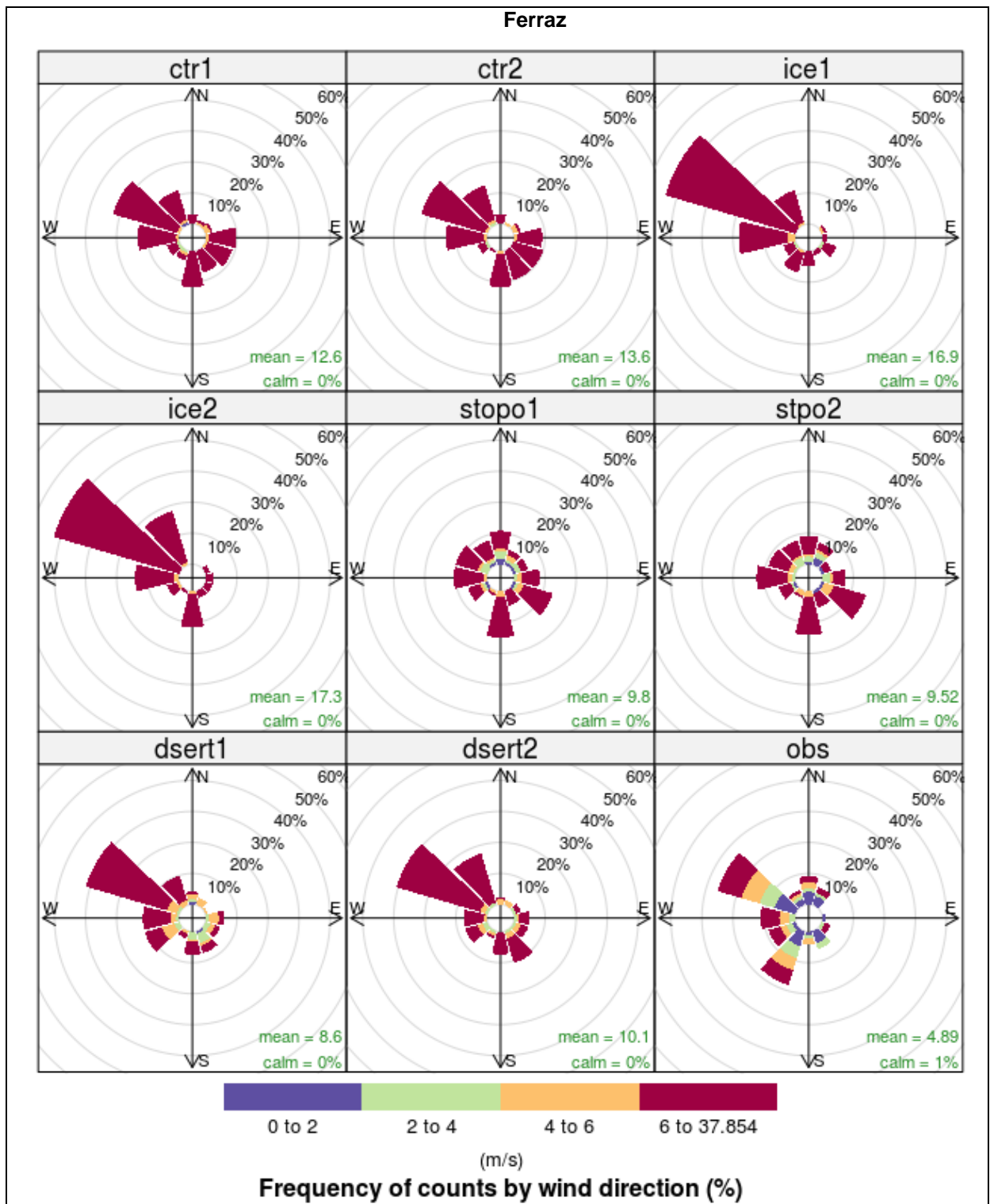


Figura 3.16. Idem a Figura 3.15, mas para a estação Ferraz.

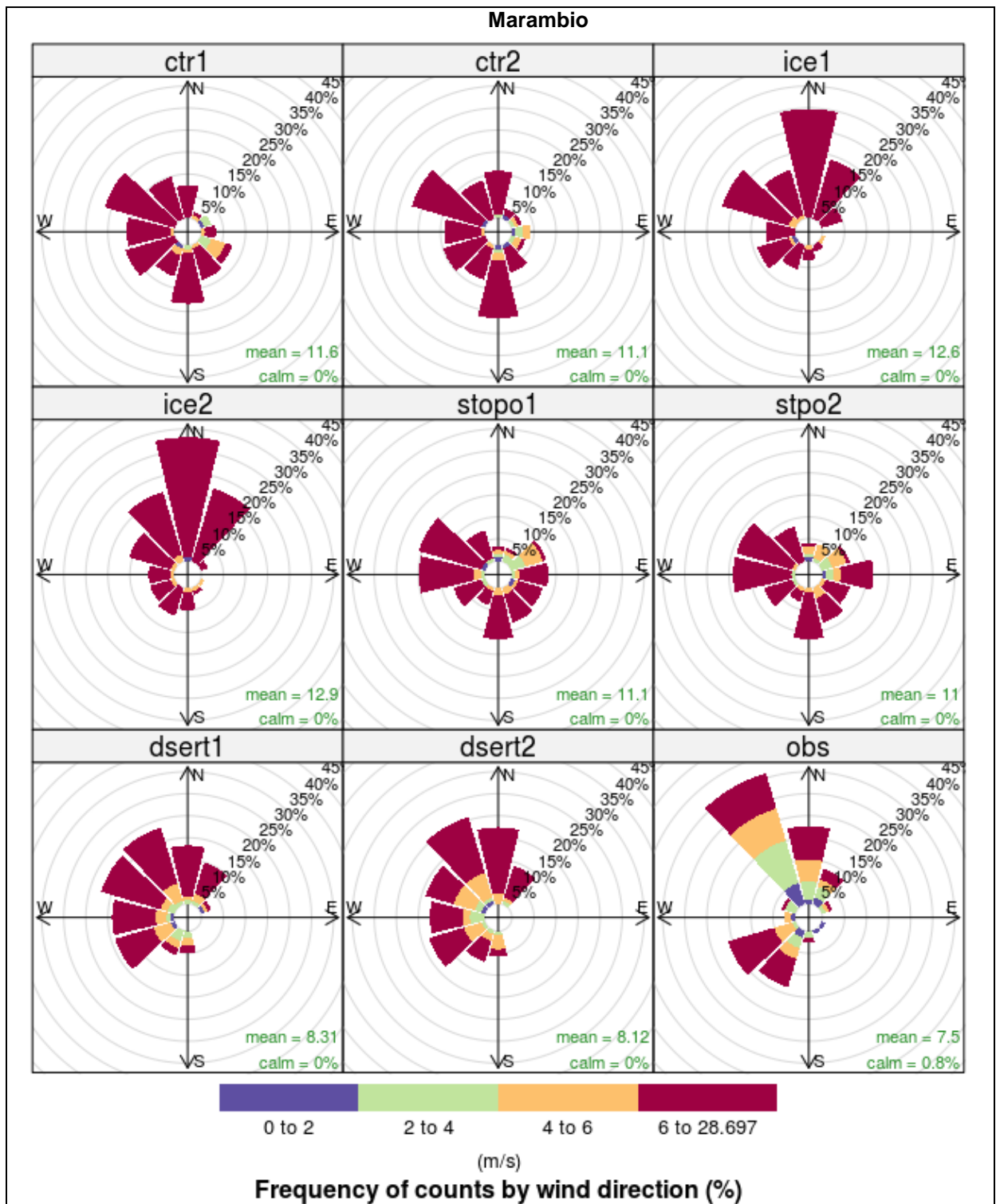


Figura 3.17. Idem a Figura 3.15, mas para a estação Marambio.

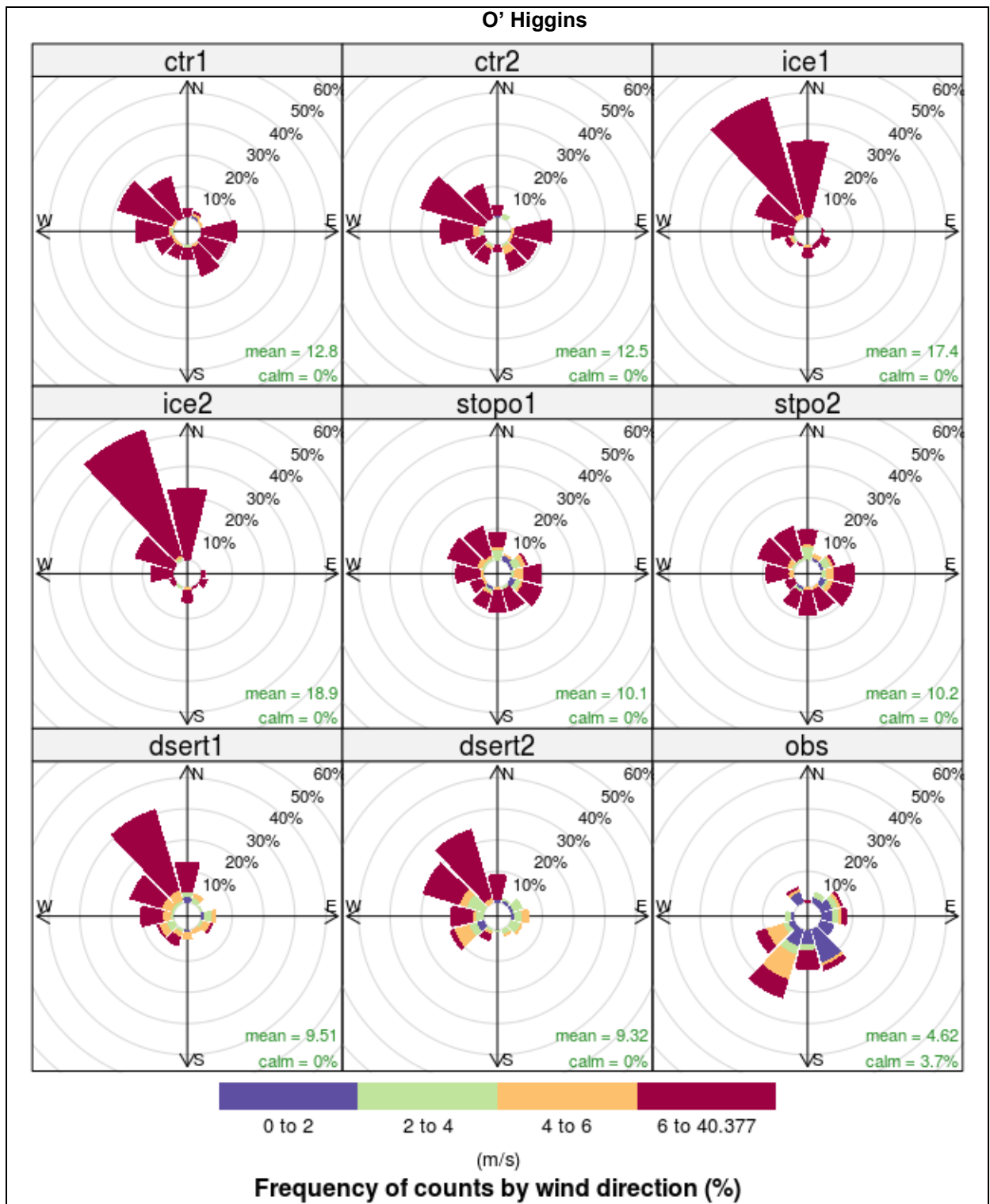


Figura 3.18. Idem a Figura 3.15, mas para a estação O'Higgins.

3.4.2. Caso NMJO

A **Figura 3.19** mostra uma comparação entre as observações e as simulações de temperatura do ar no primeiro nível do modelo (33,4 m) nas estações Dinamet (**Figura 3.19a**), Ferraz (**Figura 3.19b**), Marambio (**Figura 3.19c**) e O'Higgins (**Figura 3.19d**) durante o evento NMJO no inverno de 2005. É possível notar nos dados observados (linha preta) uma leve tendência de resfriamento na primeira quinzena (de 14-29 de agosto) seguida por uma tendência de aquecimento no restante do período simulado, sobreposta a variações de mais alta frequência. Da mesma forma como foi observado no caso MJO, estas variações indicam o controle dos distúrbios intrassazonais nos sistemas de escala sinótica sobre a região de estudo também para este caso, no qual não esteve associado com atividade IS tropical. Em relação aos dados de reanálises (reana), observa-se certa concordância com os dados observados apenas no começo do período simulado (entre 14 -20 de agosto) e no período entre 02-06 de setembro na maioria das estações. No restante do período simulado, de maneira geral, os dados de reanálise subestimaram as observações de temperatura do ar. Resultados mais próximos aos valores observados foram encontrados nas simulações controle (ctr1 e ctr2) e sem topografia (stp1 e stp2) nas estações Dinamet (**Figura 3.19a**), Ferraz (**Figura 3.19b**) e O'Higgins (**Figura 3.19d**), enquanto na estação Marambio a simulação com deserto foi a que melhor representou a temperatura observada (**Figura 3.19c**). Isto pode ser melhor identificado no DT da temperatura do ar na **Figura 3.21a**.

Comparando-se as simulações da temperatura do ar em 33,4 m (**Figura 3.19**) com as simulações da temperatura do ar do dossel (tcan) (**Figura 3.20**), observa-se maior variabilidade da tcan no período simulado, com destaque para o melhor desempenho da simulação stopo1 nas estações Dinamet e Ferraz, e da simulação com deserto (dsert1 e dsert2) na estação Marambio (**Figura 3.21b**). Ressalta-se que ao extrair os dados de tcan para as simulações ctr1, stp1 e ice1 para a estação Marambio, o ponto de grade (grade G1) mais próximo da estação localiza-se no oceano e, portanto, os valores de tcan nestas simulações apresentaram pouca variabilidade ao longo do período (**Figura 3.20c**).

O pior desempenho para este caso foi encontrado nas simulações da pressão ao nível do mar (**Figura 3.22**), embora os dados de reanálise (reana) tenham representado as tendências de aumento da pressão ao nível do mar (slp) observada na primeira quinzena (de 14-28 de agosto) e no período entre 29 de agosto a 09 de setembro. Ressalta-se que o DT foi obtido também para a

slp, porém as correlações entre os dados simulados e observados foram negativas (não mostrado).

A velocidade do vento foi superestimada pelas simulações na maioria das estações (**Figura 3.23**). O melhor desempenho na representação da velocidade do vento foi da simulação com deserto (dsert 1 e dsert2) na estação Dinamet (**Figura 3.24b**). Nas demais estações, as simulações apresentaram pouca habilidade em representar a variabilidade da velocidade do vento neste caso.

O DT para a temperatura do ponto de orvalho mostra que as simulações sem topografia (stopo1 e stopo2) e com gelo marinho (ice1 e ice2), foram as que apresentaram o melhor desempenho na maioria das estações para este caso (**Figura 3.24a**).

Neste caso, observa-se que a direção predominante do vento em Dinamet foi de oeste e com velocidade média em torno de 6 m/s (**Figura 3.25**). A simulação que melhor representou o comportamento do vento em Dinamet foi a dsert1, enquanto as demais simulações apresentaram ventos com velocidades superiores à observada. Para a estação Ferraz, observa-se que a direção predominante do vento foi de oeste-sudoeste e com velocidade média em torno de 4 m/s no período analisado (**Figura 3.26**). A simulação dsert1 foi a que obteve o melhor desempenho em representar o comportamento do vento em Ferraz neste caso. A direção predominante do vento em Marambio foi de sudoeste-noroeste e com velocidade média de 8 m/s (**Figura 3.27**). As simulações com deserto (dsert1 e dsert2) representaram satisfatoriamente tanto a direção quanto a velocidade do vento na estação Marambio. Assim como foi observado no caso MJO, o pior desempenho das simulações em representar a direção predominante do vento foi observado na estação O'Higgins (**Figura 3.28**). A direção predominante do vento nesta estação foi de sul-sudeste e com velocidade média de 6,2 m/s, enquanto a maioria das simulações indicou ventos de noroeste e com velocidades superiores a observada durante o caso NMJO no inverno de 2005.

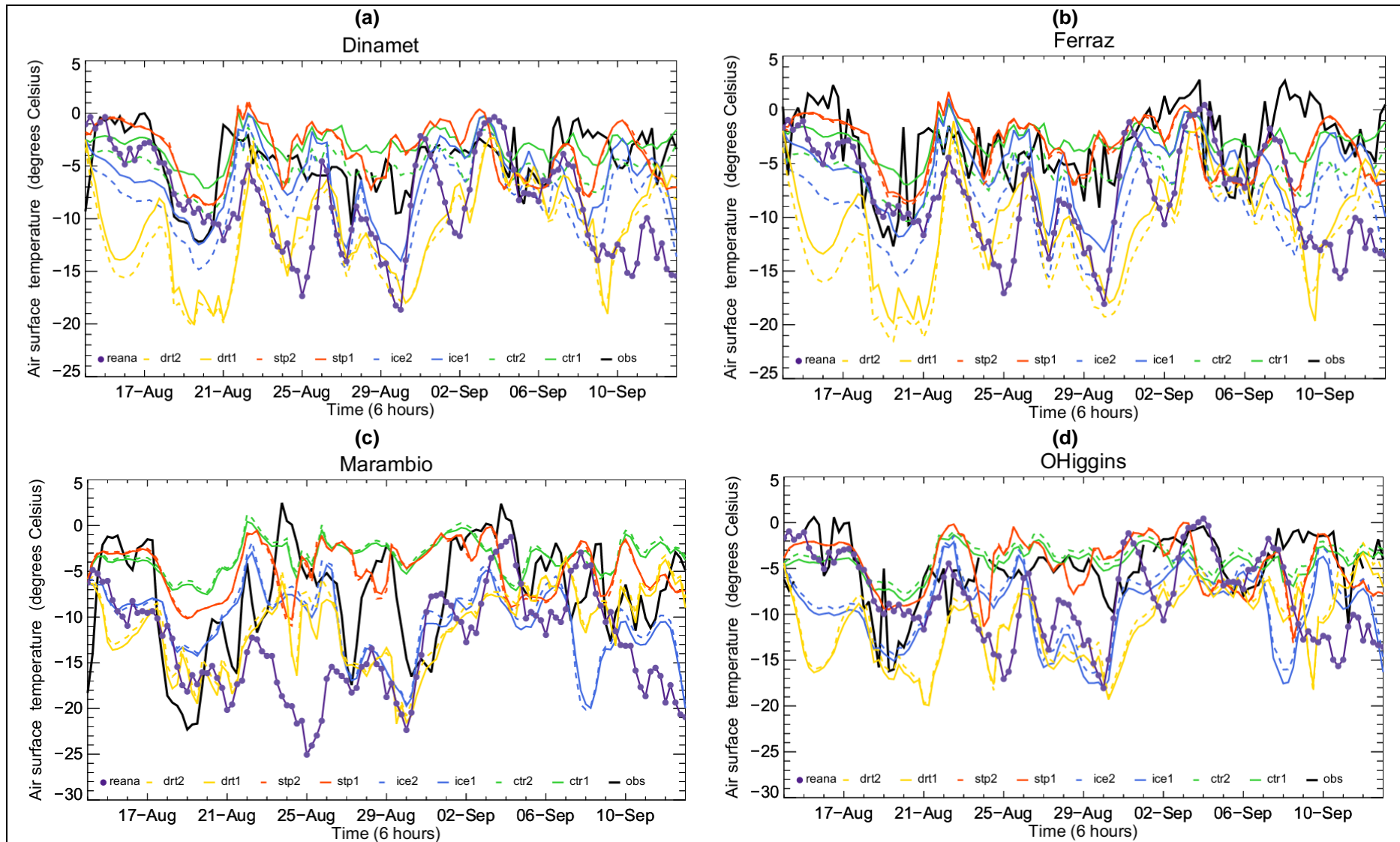


Figura 3.19. Comparação entre as observações de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) das estações (a) Dinamet, (b) Ferraz, (c) Marambio e (d) O'Higgins e as simulações com o modelo BRAMS durante um evento NMJO ocorrido entre 14 de agosto a 13 de setembro de 2005. Vide texto para a explicação de cada simulação.

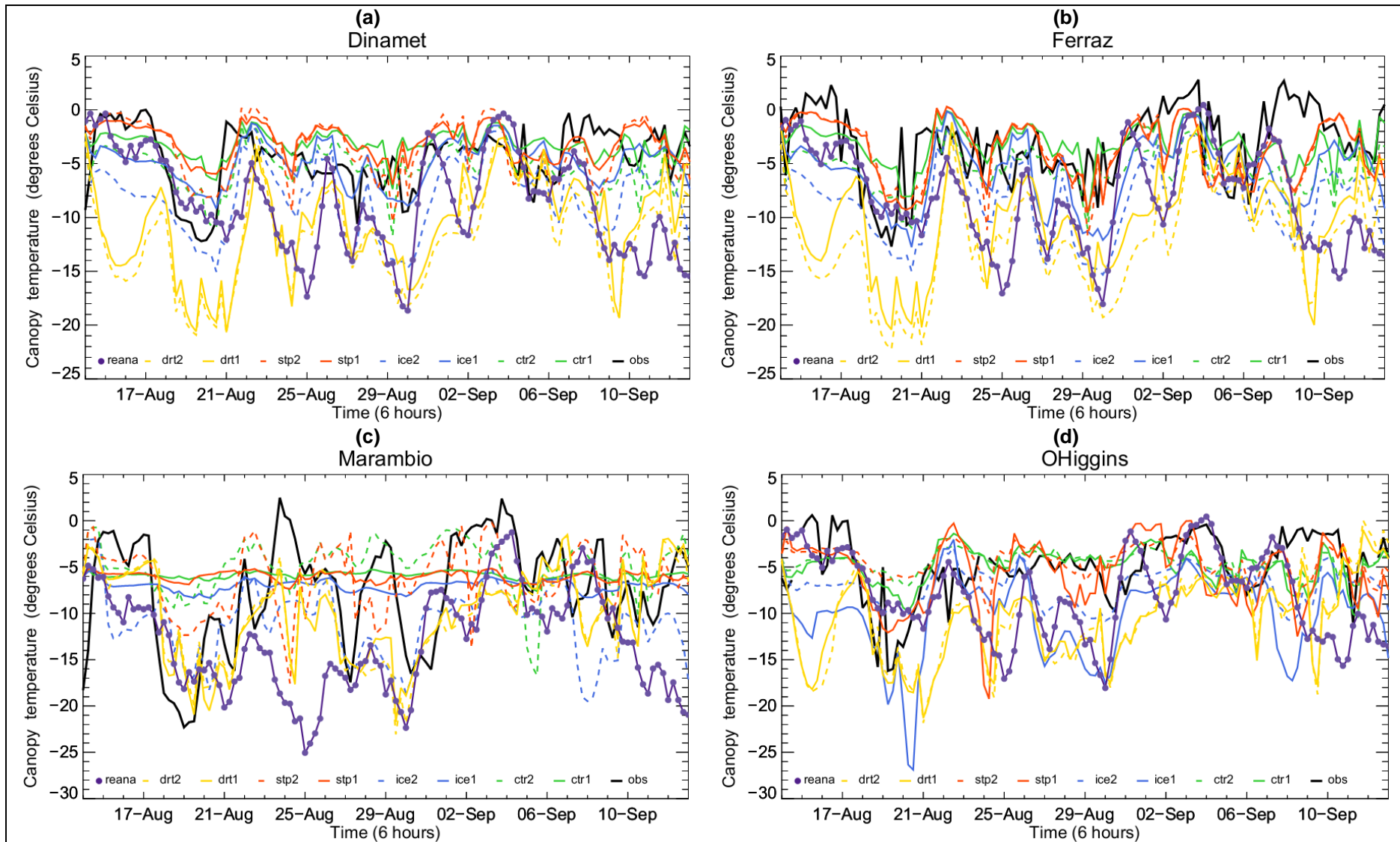
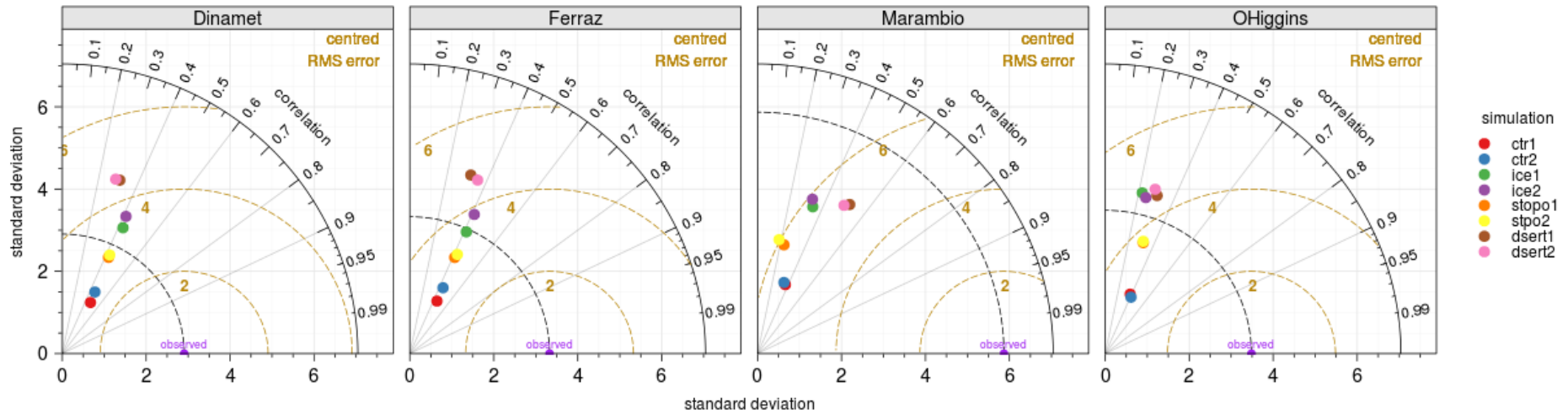


Figura 3.20. Idem a Figura 3.19, mas para a temperatura do ar do dossel (°C).

(a) Temperatura do ar



(b) Temperatura do ar do dossel

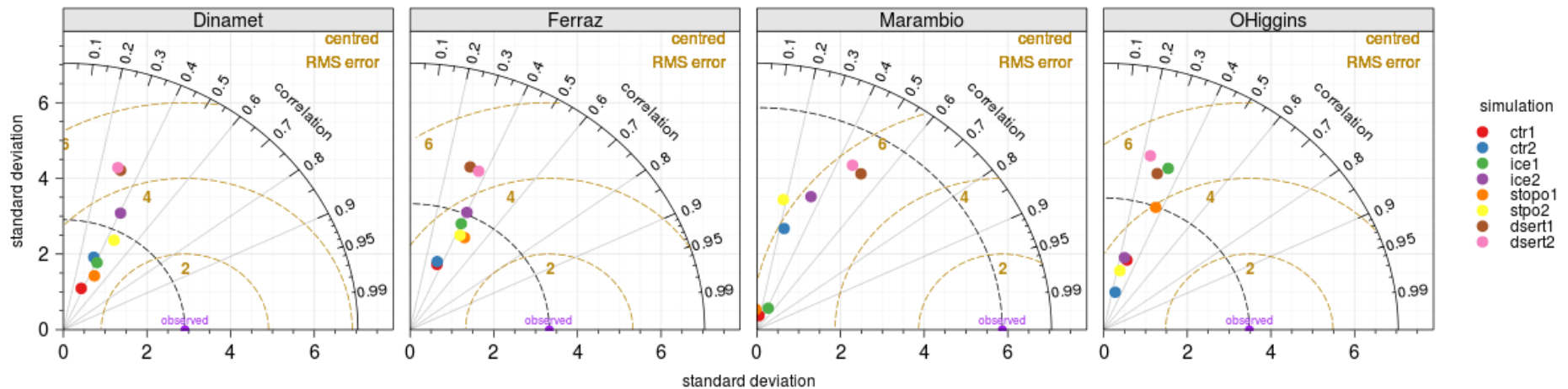


Figura 3.21. Diagrama de Taylor entre os valores simulados e observados das estações da Península Antártica durante um evento NMJO ocorrido entre 14 de agosto a 13 de setembro de 2005: (a) temperatura do ar, (b) temperatura do ar do dossel.

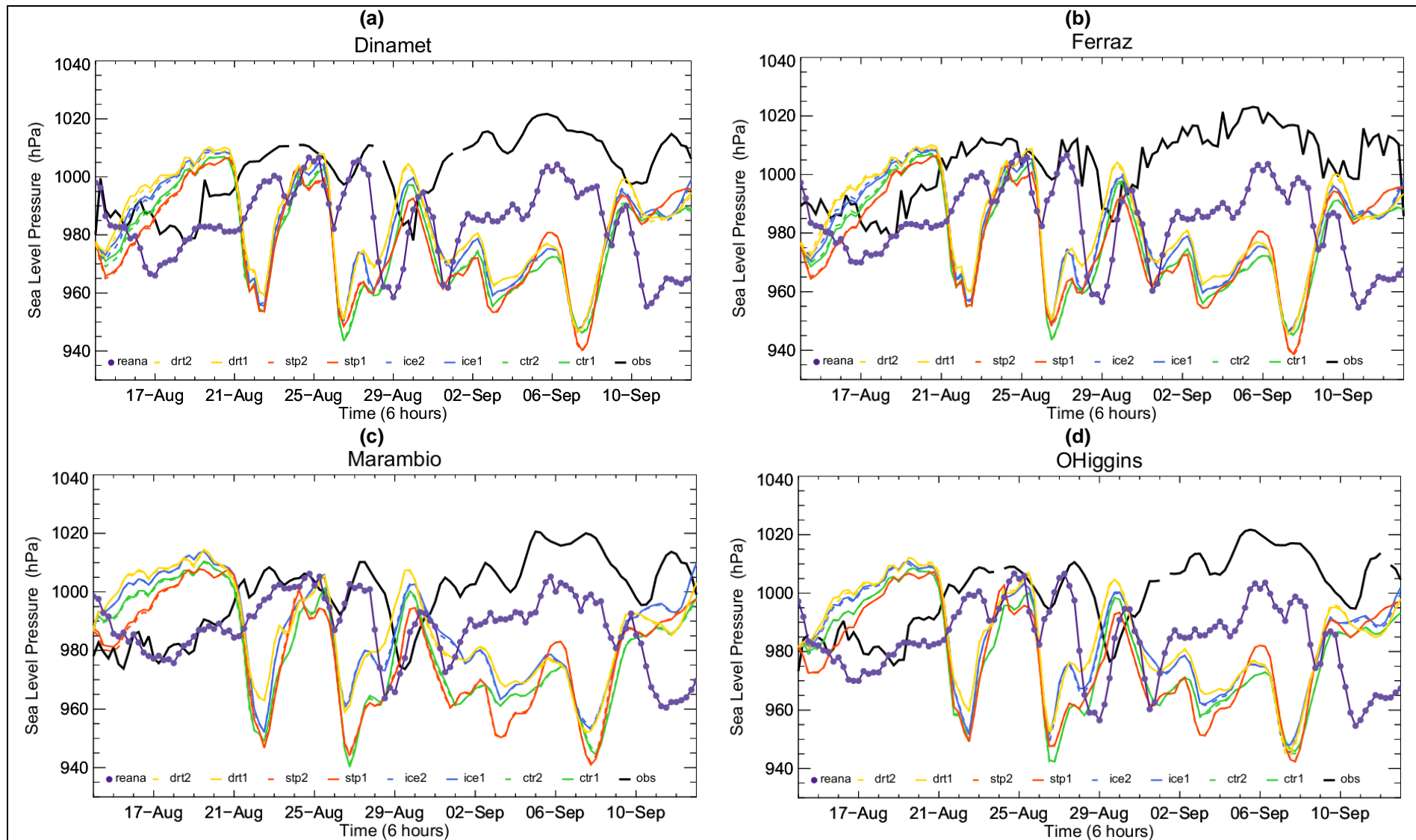


Figura 3.22. Idem a Figura 3.19, mas para a pressão ao nível médio do mar (hPa).

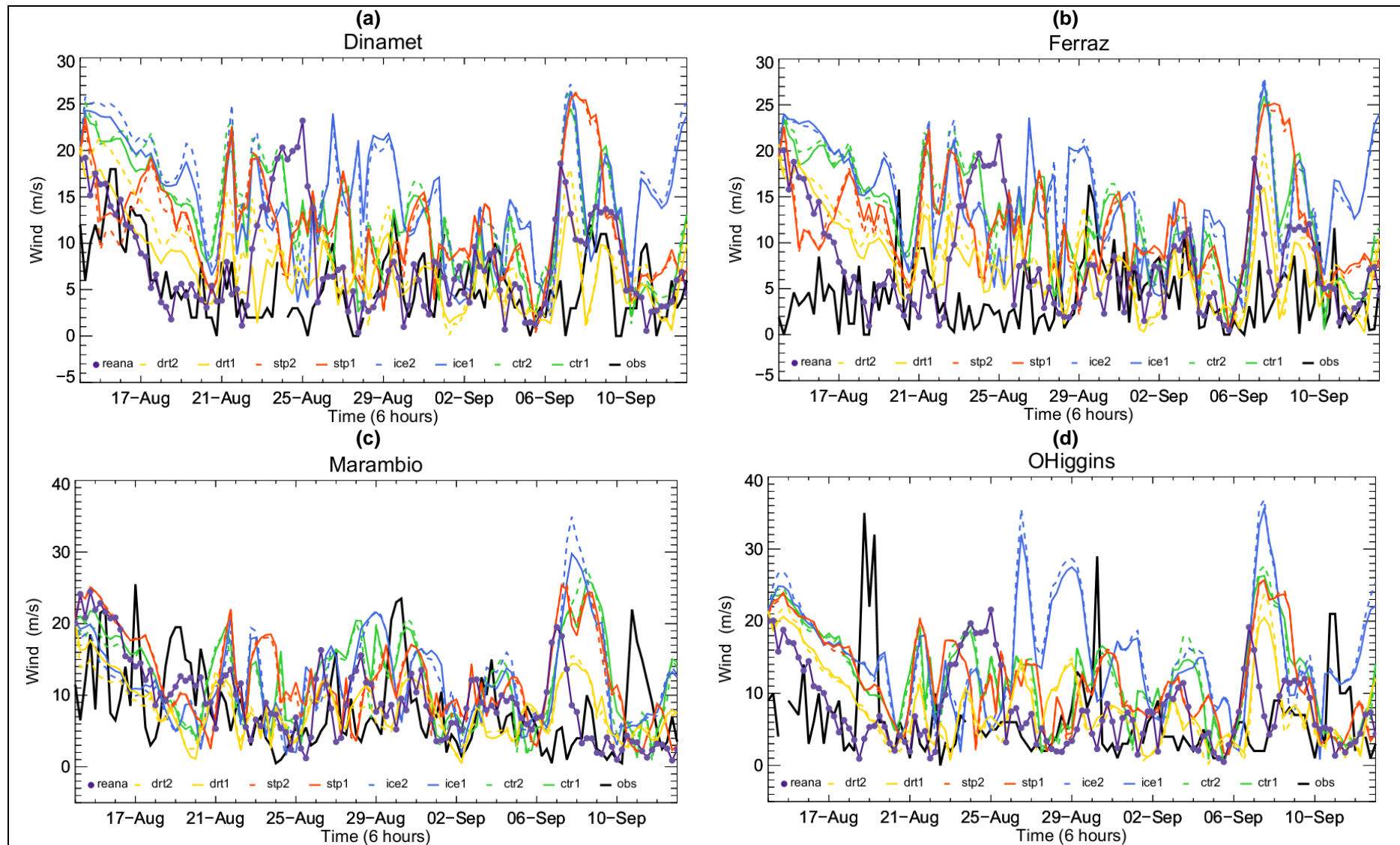


Figura 3.23. Idem a Figura 3.19, mas para a velocidade do vento (m/s).

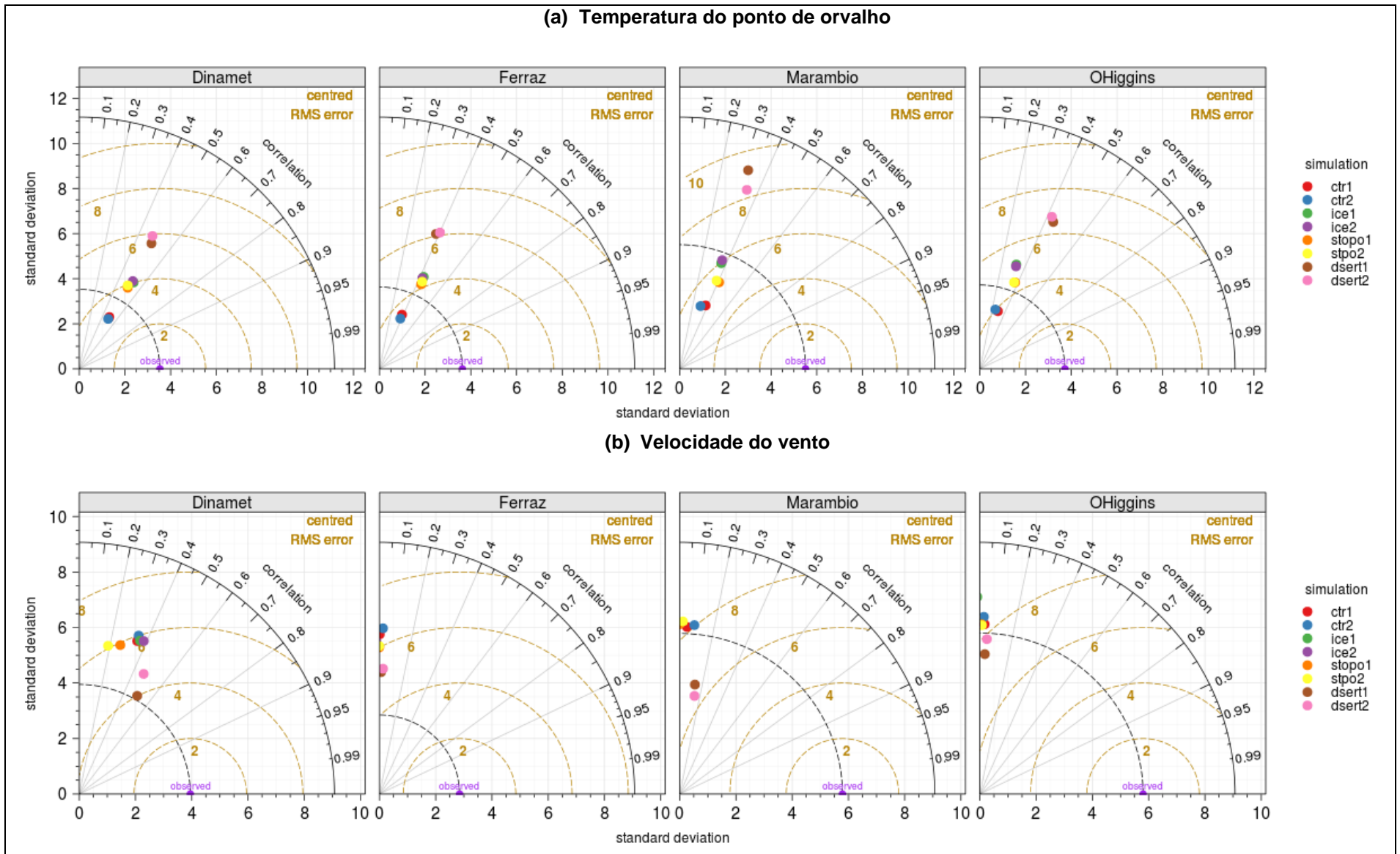


Figura 3.24. Idem a Figura 3.21, mas para (a) temperatura do ponto de orvalho, (b) velocidade do vento.

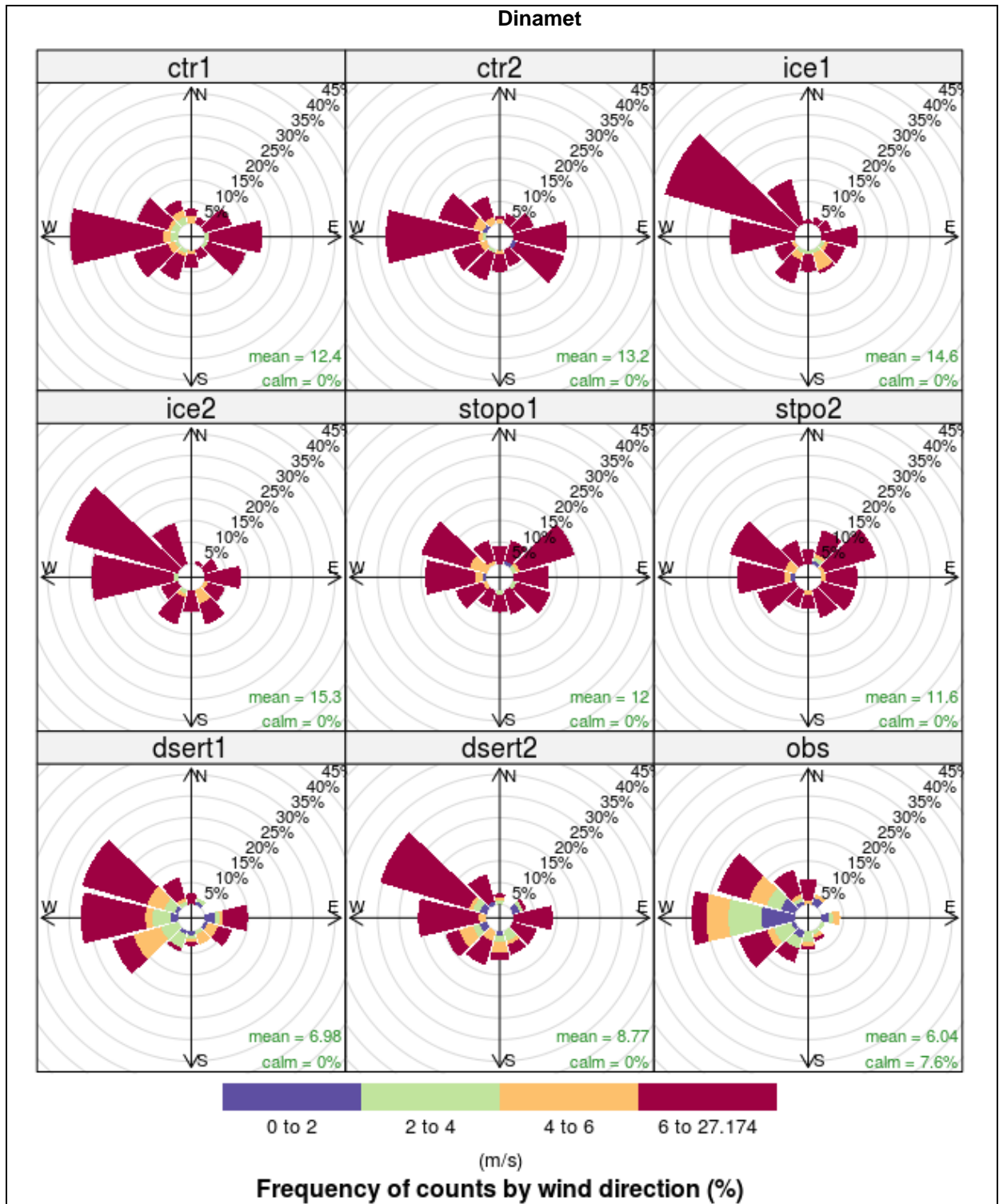


Figura 3.25. Rosa dos ventos para as simulações com o modelo BRAMS e para as observações (obs) da estação Dinamet durante um evento NMJO ocorrido entre 14 de agosto a 13 de setembro de 2005. Vide texto para a explicação de cada simulação.

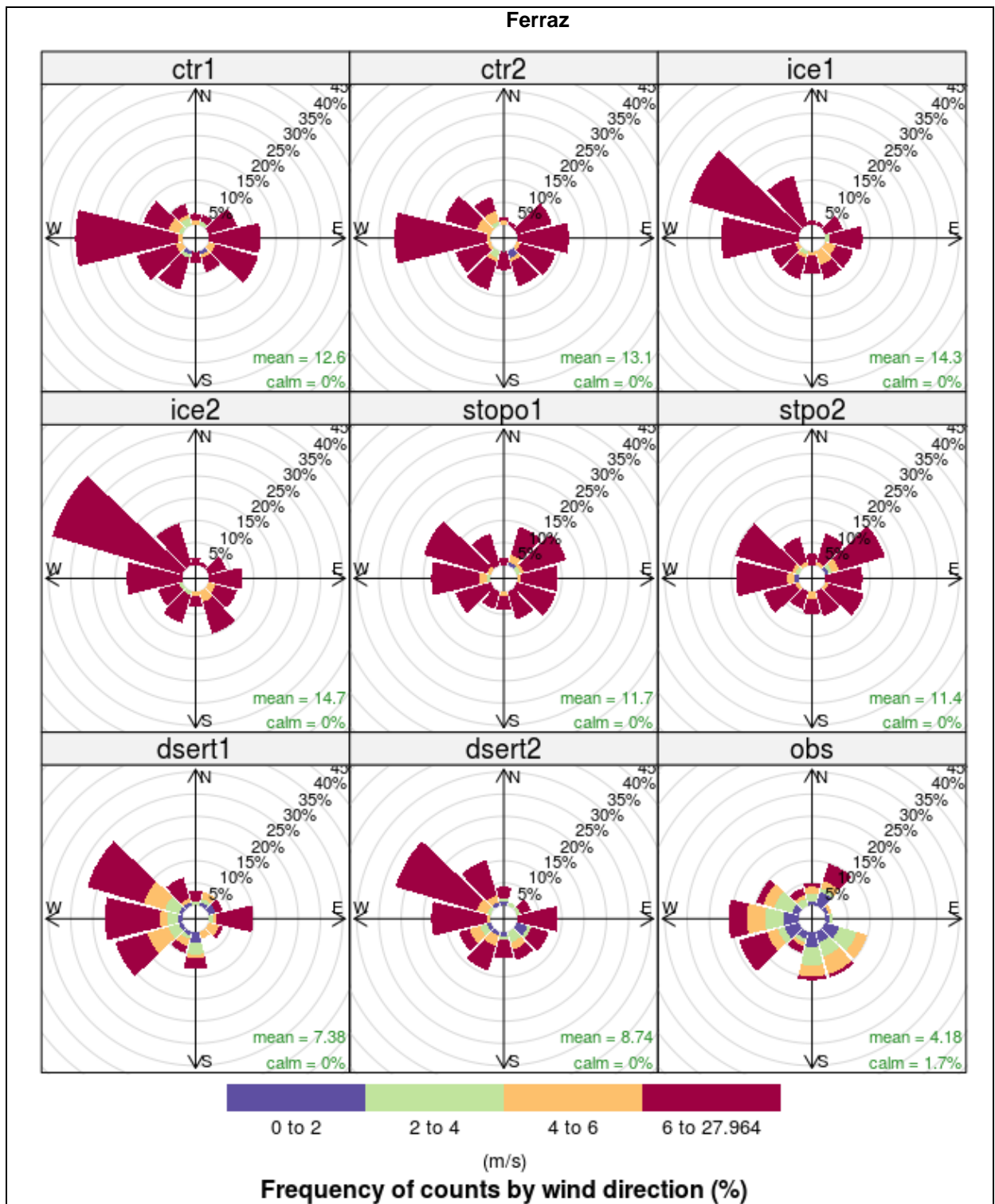


Figura 3.26. Idem a Figura 3.25, mas para a estação Ferraz.

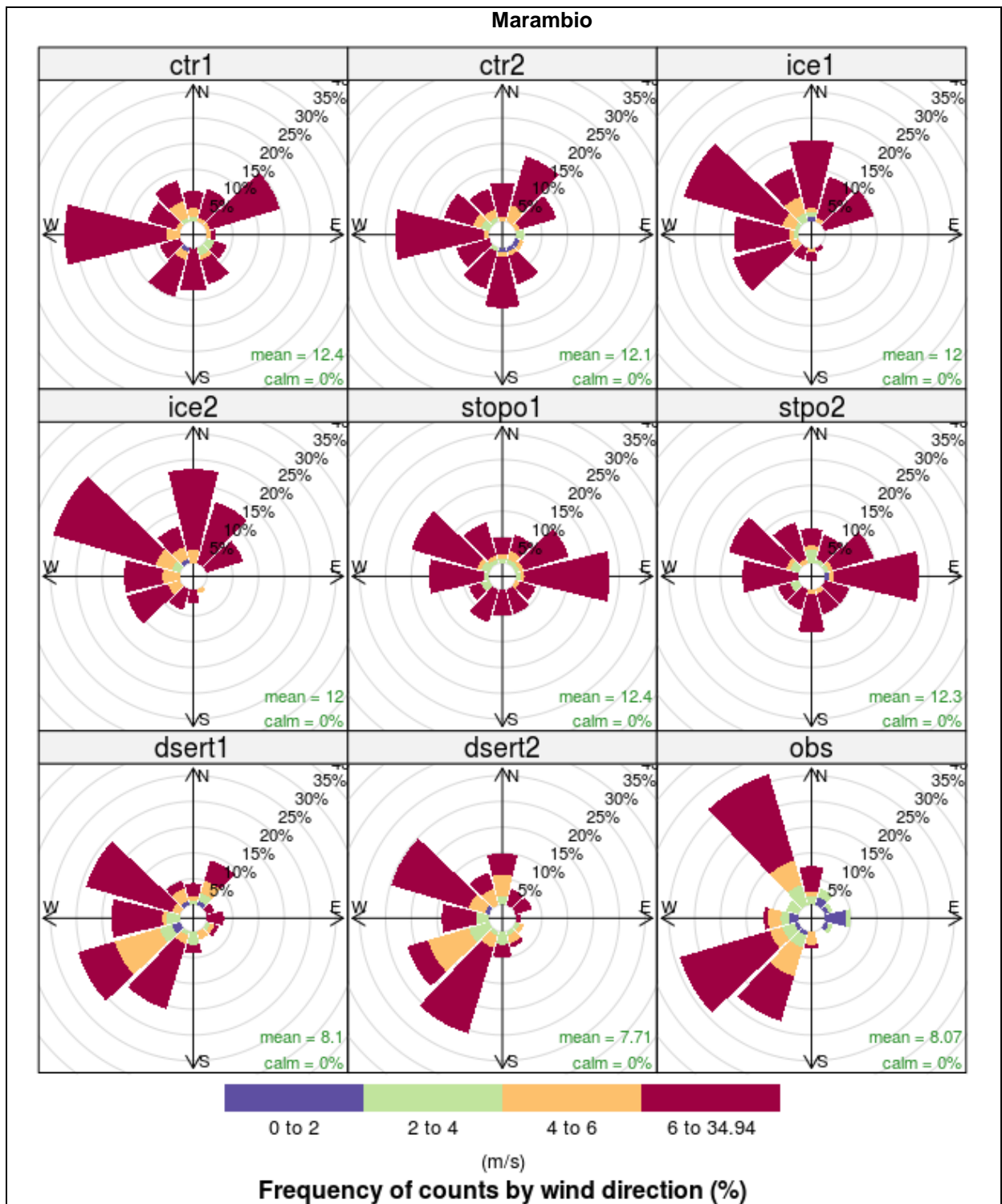


Figura 3.27. Idem a Figura 3.25, mas para a estação Marambio.

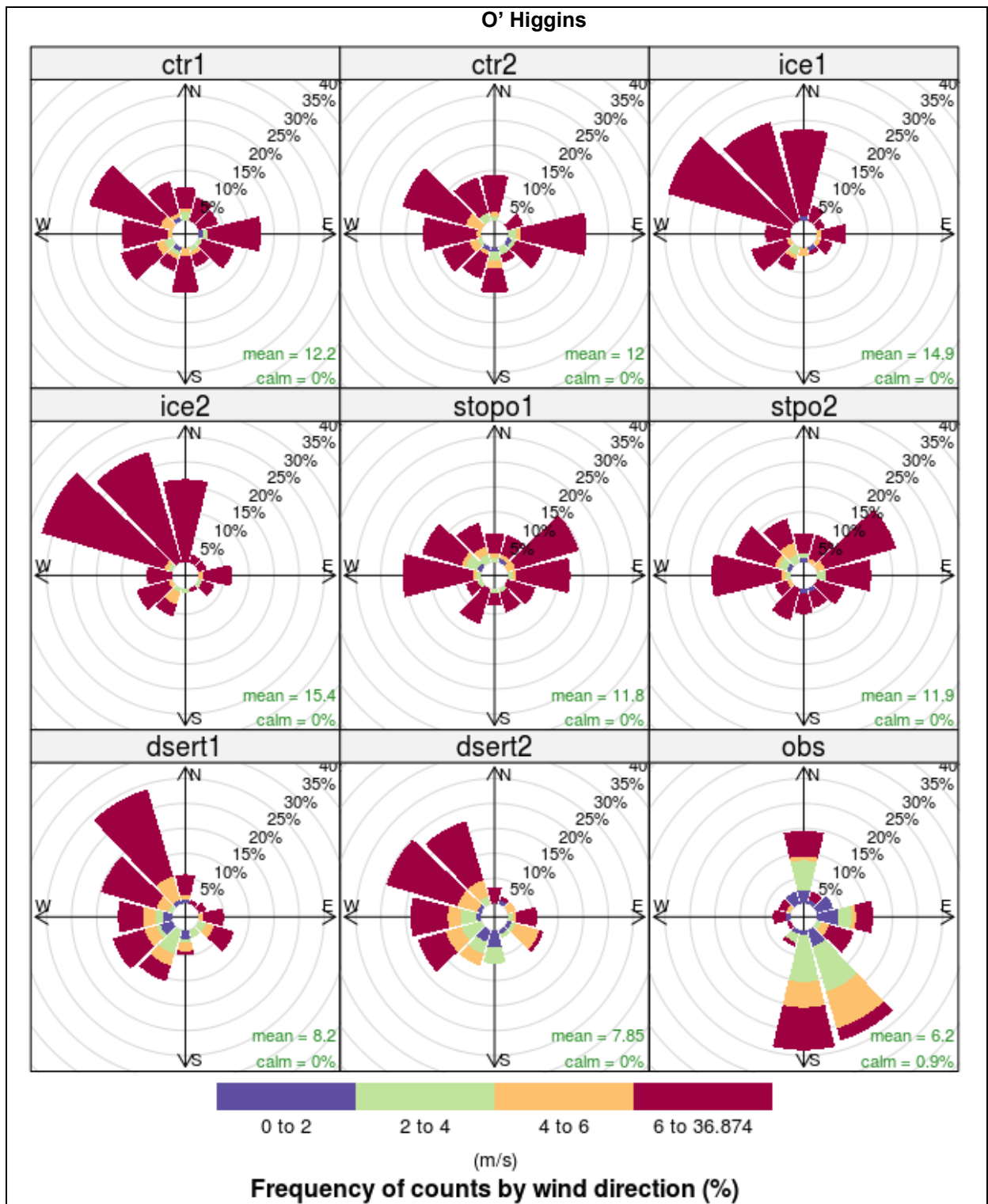


Figura 3.28. Idem a Figura 3.25, mas para a estação O'Higgins.

3.5. Discussão dos resultados

Foi possível observar que o desempenho das simulações com o modelo BRAMS em captar as variações de temperatura, pressão e vento, moduladas pelos distúrbios intrassazonais, não foi o mesmo nos dois casos.

Para o caso MJO de 2002, os resultados mais satisfatórios foram para a slp, especialmente nas simulações com gelo marinho (ice1 e ice2) e deserto (drt1 e drt2). Estas simulações representaram a tendência de aumento seguida pela tendência de diminuição da slp observada, o que não foi observado nos dados de reanálise (Figura 3.14). De acordo com o DT para a slp, as simulações com gelo marinho (ice1 e ice2) e deserto (drt1 e drt2) apresentaram as melhores correlações (acima de 0,6) e valores de desvio padrão próximo ao desvio padrão observado (Figura 3.12b). A maioria das simulações representou satisfatoriamente a direção predominante do vento observada em Ferraz, porém superestimando a velocidade do vento (Figura 3.16).

No caso NMJO de 2005, os resultados mais próximos aos valores observados foram encontrados nas simulações sem topografia (stp1 e stp2) e com gelo marinho (ice 1 e ice2) para a temperatura do ar do dossel nas estações Dinamet e Ferraz, enquanto na estação Marambio a simulação com deserto (drt1 e drt2) foi a que melhor representou a temperatura observada (Figura 3.21b). A simulação dsert1 foi a que obteve o melhor desempenho em representar a velocidade do vento em Dinamet neste caso (Figura 3.24b). A direção predominante e a velocidade do vento em Ferraz foram melhor simuladas pelo experimento dsert1 (Figura 3.26).

Por fim, algumas similaridades foram encontradas entre os dois casos. Os experimentos com deserto (dsert1 e dsert2) foram os que melhor simularam a direção predominante e a velocidade média do vento na estação Marambio em ambos os casos (Figura 3.17 e Figura 3.27). O pior desempenho das simulações em representar a direção predominante e a velocidade média do vento foi observado na estação O'Higgins (Figura 3.18 e Figura 3.28).

Uma explicação para as simulações com deserto apresentarem um melhor desempenho em representar a velocidade do vento na maioria das estações, nos casos aqui analisados, pode ser associada à rugosidade da superfície. O valor da rugosidade nas simulações com deserto é de 0,43 cm, enquanto nas demais simulações a rugosidade é nula, o que explica a superestimativa destas em relação à velocidade do vento. Sendo assim, este parece ser um fator importante a ser considerado nas simulações da velocidade do vento naquela região.

Quanto ao pior desempenho dos experimentos em simular a temperatura do ar no caso MJO em 2002 pode-se atribuir aos dados de reanálises que, na maior parte do período simulado, apresentaram um comportamento oposto a temperatura observada (**Figura 3.10**). Já no caso NMJO em 2005, no qual o desempenho dos experimentos para a temperatura do ar foi relativamente melhor, a reanálise conseguiu representar melhor a temperatura observada, principalmente no começo do período simulado na maioria das estações analisadas (**Figura 3.19**).

Os resultados para a temperatura do ponto de orvalho (**Figura 3.24a**) foram semelhantes aos resultados encontrados para a temperatura do ar (**Figura 3.21a**) no caso NMJO em 2005. Para o caso MJO em 2002 os resultados foram insatisfatórios tanto para a temperatura do ar quanto para a temperatura do ponto de orvalho (DT não mostrado devido às correlações negativas entre simulações e observações).

De maneira geral, a variável melhor simulada pelos experimentos foi a slp no caso MJO em 2002, principalmente pelos experimentos com gelo marinho e deserto (**Figura 3.12b**). Comparando-se o desempenho da reanálise para a slp no caso MJO em 2002 (**Figura 3.14**) com a slp no caso NMJO em 2005 (**Figura 3.22**), observa-se que a reanálise foi melhor que os experimentos neste último caso, enquanto que no caso MJO os experimentos ice e drt foram melhores do que a reanálise quando comparados às observações das estações analisadas.

Capítulo 4: Conclusões e sugestões para trabalhos futuros

Mostrou-se neste estudo que a variabilidade climática em escala intrassazonal na Península Antártica depende de complexas interações entre os trópicos e os extratropicos e entre a troposfera e a estratosfera. O resultado disso é que nem toda a atividade IS nos extratropicos no HS pode ser explicada pela MJO. Cerca de 70% dos eventos IS de temperatura na Península Antártica estiveram associados com a MJO. Porém, foi observado um número substancial de eventos NMJO, principalmente no inverno e na primavera. De modo geral, ocorreram mais eventos IS de temperatura na primavera quando comparado ao inverno. Ressalta-se o predomínio dos eventos MJO no verão. Os eventos mais persistentes ocorreram na primavera (eventos WIE-MJO e WIE-NMJO em torno de 40 dias), seguido dos eventos WIE-MJO no verão e no inverno (34 dias). Nos primeiros 12 anos analisados (1986-1997) houve uma maior frequência de eventos NMJO na primavera e no inverno quando comparado aos últimos 12 anos (1998-2009), embora no de 2005 tenham ocorrido 6 eventos NMJO na primavera, 5 no inverno e nenhum evento IS associado com a MJO naquele ano.

A variabilidade IS da circulação atmosférica próxima à região de estudo no inverno foi mais evidente nos dados de U200, enquanto que a atividade IS na primavera foi mais evidente em U50 e U10. Estes resultados sugerem um acoplamento entre a troposfera e a estratosfera associada à atividade IS em altas latitudes do HS. Na Antártica, a contribuição IS na variabilidade total de U200 (U50) é acima de 70% (60%), principalmente na primavera e no inverno.

Não foram encontradas diferenças substanciais nos padrões de grande escala entre os eventos MJO e NMJO. Os resultados apresentados sugerem que o trem de ondas observado nos eventos IS de temperatura na Península Antártica, semelhante ao PSA, possui uma estrutura vertical barotrópica equivalente (por meio das observações de $U_{200_{IS}}$ e $U_{50_{IS}}$). Este modo barotrópico equivalente é mais evidente no hemisfério oeste, enquanto que no hemisfério leste foi observada uma estrutura vertical baroclínica, com anomalias significativas na estratosfera. O modo baroclínico parece ser mais evidente nos eventos NMJO no inverno e nos eventos na primavera. Ambos os modos propagam-se para leste.

De maneira geral, os eventos CIE em superfície estiveram associados com o enfraquecimento do jato e do vórtice polar na escala IS sobre a região de estudo. O oposto foi observado nos eventos WIE. O fluxo EP_{IS} e as anomalias de T_{IS} foram mais intensos (maior magnitude) nos eventos NMJO do que nos eventos MJO, indicando um forte acoplamento entre a troposfera e a estratosfera nos eventos NMJO. Os eventos MJO e NMJO apresentaram sentidos opostos do fluxo EP_{IS} . Em suma, a propagação vertical de energia associada à propagação meridional do trem de ondas nos eventos MJO ocorre no sentido da troposfera para a estratosfera, enquanto nos eventos NMJO a propagação de energia ocorre no sentido da estratosfera para a troposfera. A maior atividade de onda observada nos eventos NMJO pode ser explicada pela geração de ondas planetárias forçadas pela topografia da Antártica (Hsu e Weng, 2002). No entanto, outros estudos são necessários para aprofundar o conhecimento da variabilidade interna da circulação atmosférica em altas latitudes do HS associada à topografia da Antártica.

Os experimentos com o modelo BRAMS foram realizados para resolver aspectos que as reanálises não conseguem resolver, dada a complexidade da topografia e da cobertura de gelo. O objetivo desta etapa da tese foi investigar esses aspectos e o modelo regional foi uma alternativa tanto para entender processos físicos quanto dinâmicos oriundos das interações entre diversas escalas temporais.

As simulações com deserto apresentaram um melhor desempenho em representar a velocidade do vento na maioria das estações, nos casos analisados. Isto pode ser explicado pela rugosidade da superfície. O valor da rugosidade nas simulações com deserto foi de 0,43 cm, enquanto nas demais simulações a rugosidade foi nula, o que explica a superestimativa destas em relação à velocidade do vento. Sendo assim, este parece ser um fator importante a ser considerado nas simulações da velocidade do vento naquela região.

O desempenho dos experimentos em simular a temperatura do ar esteve associado à qualidade dos dados de reanálise que foram utilizados como condição inicial. No caso MJO em 2002, as reanálises apresentaram um comportamento oposto a temperatura observada na maior parte do período simulado, enquanto que no caso NMJO em 2005, no qual o desempenho dos experimentos para a temperatura do ar foi relativamente melhor, a reanálise conseguiu representar melhor a temperatura observada, principalmente no começo do período simulado na maioria das estações analisadas.

Para melhorias nos resultados com a modelagem regional atmosférica sobre a Península Antártica sugere-se:

- i. Testar outras parametrizações de nuvens e de radiação;
- ii. Avaliar e melhorar a representação da camada limite planetária, calibrando e validando o modelo com dados de radiossondagens;
- iii. Utilizar conjuntos de dados com melhor resolução como condição inicial tal como as reanálises do *Climate Forecast System* (CFS).

Outros estudos são necessários para entender os efeitos dos distúrbios IS sobre a circulação de mesoescala na Península Antártica e como esta interação entre escalas afeta os eventos extremos naquela região. A correta simulação desta interação permitirá diagnosticar-se e prever-se o clima e suas mudanças de modo acurado e realista.

Referências Bibliográficas

- Adams, N. D., 2004: A numerical modeling study of the weather in East Antarctica and the surrounding Southern Ocean. *Wea. Forecasting*, 19, 4, 653–672.
- Ambrizzi, T. e B. J. Hoskins, H. H. Hsu, 1995: Rossby Wave Propagation and Teleconnection Patterns in the Austral Winter. *J. Atmos. Sci.*, 52, 3661-3672.
- Andrews, D. G. and M. E. McIntyre 1976, Planetary Waves in Horizontal and Vertical Shear: Asymptotic Theory for Equatorial Waves in Weak Shear, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2031-2048.
- Andrews, D. G. and M. E. McIntyre 1978, Generalized Eliassen-Palm and Charney-Drazin theorems for waves on axisymmetric mean flows in compressible atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 38, 819-843.
- Aquino, F.E. 1999. Sedimentação moderna associada à geleira de maré Lange. Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS, 91p.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the Equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163–172.
- Boiaski, N. T., 2007: Extremos intra-sazonais de temperatura na Península Antártica e mecanismos atmosféricos associados. São Paulo, 119 p. Dissertação de mestrado, Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo.
- Bromwich, D. H., e J. J. Cassano, 2000: Recommendations to the National Science Foundation from the Antarctic Weather Forecasting Workshop. Byrd Polar Research Center Misc. Series M-420, 48 pp.

- Bromwich, D. H., and J. J. Cassano, 2001: Meeting summary: Antarctic Weather Forecasting Workshop. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 1409–1413.
- Bromwich, D. H., J. J. Cassano, T. Klein, G. Heinemann, K.M. Hines, K. Steffen, and J.E. Box, 2001: Mesoscale modeling of katabatic winds over Greenland with the Polar MM5. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 2290–2309.
- Bromwich, D.H.; Fogt, R.L. Strong trends in the skill of the ERA-40 and NCEP-NCAR Reanalyses in the high and midlatitudes of the southern hemisphere, 1958-2001. *J.Climate*, v. 17, p.4603-4619, 2004.
- Bromwich, D. H., D. F. Steinhoff, I. Simmonds, K. Keay, and R. L. Fogt, 2011: Climatological aspects of cyclogenesis near Adelie Land Antarctica. *Tellus A*, 63, 921–938.
- Bromwich, D. H., K. M. Hines, and L.-S. Bai, 2009: Development and testing of Polar Weather Research and Forecasting Model: Part 2. *Arctic Ocean. J. Geophys. Res.*, 114, D08122, doi:10.1029/2008JD010300.
- Carvalho, L. M. V., C. Jones e B. Liebmann, 2004. The South Atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J. Climate*, 17, 88-108.
- Carvalho, L. M. V., C. Jones, e T. Ambrizzi, 2005: Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the Tropics during the austral summer. *J. Climate*. 18,702-718.
- Chatfield C., 1996: *The Analysis of Time Series: An introduction*. Chapman & Hall, fifth edition, NY. 283 pp.
- Cotton, W.R., Pielke , R. A., Walko, R.L., Linston, G.E., Tremback,C.J. et al. RAMS 2001: current status and future directions. *Meteorol. Atmos. Phys.* 82,5-29, 2003.
- Dewes, C. F. Análise da variabilidade climática de um modelo do clima da América do Sul no presente e em 6ka ap. São Paulo, 118 p. Dissertação de mestrado, Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo.
- Edmon, H. J., B. J. Hoskins, M. E. McIntyre, 1980: Eliassen-Palm Cross Sections for the Troposphere. *J. Atmos. Sci.*, 37, 2600-2616.
- Ferron, F.A. 1999. Variações nas razões de isótopos estáveis na neve e no gelo da Ilha Rei George, Antártica. Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS, 125p.

- Ferron, F.A.; Simões, J.C.; Aquino, F.E.; Setzer, A.W. 2004. Air temperature time series for King George Island, Antarctica. *Pesquisa Antártica Brasileira*, 4, p.155–169.
- Fogt, R. L., and D. H. Bromwich (2008), Atmospheric moisture and cloud cover characteristics forecast by AMPS, *Wea. Forecasting*, 23, 914–930.doi: 10.1175/2008 WAF2006100.1.
- Ghil, M. e K. Mo, 1991a: Intraseasonal oscillations in the global atmosphere. Part I: Northern Hemisphere and Tropics *J. Atmos. Sci.*, 48, 752-779.
- Ghil, M., e K. C. Mo, 1991b: Intraseasonal oscillations in the global atmosphere. Part II: Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, 48, 780–790.
- Grell, G. A., J. Dudhia, and D. R. Stauffer, 1995: A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5), NCAR Tech. Note TN-398 + STR, 122 pp.
- Grimm, A. M. e P. L. Silva Dias, 1995: Use of Barotropic Models in the Study of the Extratropical Response to Tropical Heat Sources. *J. Meteo. Soc. Japan*, 73, 765-780.
- Harangozo SA. 2000. A search for ENSO teleconnections in the west Antarctic Peninsula climate in Austral winter. *International Journal of Climatology* 20: 663–679.
- Hartmann, D. L , C.R. Mechoso, and K Yamazaki (1984), Observations of wave-mean flow interaction in the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, 41, 351-362.
- Hendon, H. H. e B. Liebmann, 1990: The intraseasonal (30-50 day) oscillation of the Australian Summer monsoon. *J. Atmos. Sci.*, 47, 2909-2923.
- Hendon, H. H. e Salby, M. L., 1994: The life cycle of the Madden-Julian Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2225-2237.
- Higgins, R. W., e K. C. Mo, 1997: Persistent North Pacific anomalies and the tropical intraseasonal oscillation. *J. Climate*, 10, 223–244.
- Holton, J. R., 1975: *The Dynamic Meteorology of the Stratosphere and Mesosphere*. Meteor. Monogr., 137, Amer. Meteor. Soc., 218p.
- Hoskins BJ, Karoly DJ. 1981. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences* 38: 1179–1196.
- Hoskins, B.J. e Ambrizzi, T., 1993: Rossby Wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50:1661-1671.
- Hsu, H. H., e S. Weng., 2002: Stratospheric Antarctic Intraseasonal Oscillation during the Austral Winter. *J. Meteo. Soc. Japan*, 80, 1029-1050.
- Jones, C. 2000: Occurrence of extreme precipitation events in California and relationship with the Madden-Julian oscillation. *J. Climate*, 13, 3576-3587.
- Jones, C. e L. M. V. Carvalho, 2002: Active and break phases in the South American monsoon system. *J. Climate*, 15, 905-914.

- Jones, C., L. M. V. Carvalho, R. W. Higgins, D. E. Waliser, e J. K. E. Schemm, 2004: Climatology of tropical intraseasonal convective anomalies 1979-2004. *J. Climate*, 47, 523-539.
- Jones, C., D. E. Waliser, K. M. Lau, and W. Stern, 2004: Global occurrences of extreme precipitation events and the Madden-Julian Oscillation: Observations and predictability. *J. Climate*, 17, 4575-4589.
- Jones, C., 2009: A Homogeneous Stochastic Model of the Madden-Julian Oscillation. *J. Clim.*, 22, 3270-3288.
- Kalnay, E., e colaboradores, 1996: The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S., Hnilo, J. J., Fiorino, M e Potter, G. L. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *BAMS*, 1631-1643.
- Karoly, DJ. 1989. Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño–Southern Oscillation events. *Journal of Climate* 2:1239–1252.
- Kidson, J. W., 1988: Interannual Variations in the Southern Hemisphere Circulation. *J. Clim.*, 1, 1177-1198.
- Kidson, J. W., 1999: Principal Modes of Southern Hemisphere Low-Frequency Variability Obtained from NCEP-NCAR Reanalyses. *J. Clim.*, 12, 2808-2830.
- King, J.C.; Turner, J. 1997. *Antarctic meteorology and climatology*. Cambridge: Cambridge University Press, 409p.
- Kimoto, M e Ghil, M, 1993: Multiple Flow Regimes in the Northern Hemisphere Winter. Part I: Methodology and Hemispheric Regimes. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2625-2644.
- Knutson, T.R. e Weickmann, K.M., 1987. 30-60 day atmospheric oscillations: composite life cycles of convection and circulation anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, 117: 1407-1436.
- Lau, K. M. e P. H. Chan, 1986: Aspects of the 40-50 days oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1354-1367.
- Lau, K. M. e Peng, L, 1987: Origin of Low Frequency (Intraseasonal) Oscillations in the Tropical Atmosphere. Part I: Basic Theory. *J. Atmos. Sci.*, 44, 950-972.
- Lau, K. M. e Peng, L, 1990: Origin of Low Frequency (Intraseasonal) Oscillations in the Tropical Atmosphere. Part III: Monsoon Dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1443-1462.
- Lau, K. M., Sheu, P. J., Kang, I. S., 1994: Multiscale Low-Frequency Circulation Modes in the Global Atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 51, 1169-1193.
- Lau, W. K. M. e Waliser, D. E., 2005: *Intraseasonal Variability in the Atmosphere-Ocean Climate System*. Springer, 436 p, ISBN: 3-540-22276-6.

- Liebmann, B., G. N. Kiladis, C. S. Vera, A. C. Saulo, e L. M. V. Carvalho, 2004: Subseasonal variations of rainfall in the vicinity of the South American low-level jet stream and comparison to those in the South Atlantic Convergence Zone. *J. Clim.*, 17, 3829-3842.
- Lima, F. U. F. e L. M. V. Carvalho, 2008: Extreme intraseasonal anomalies in the Amundsen-Bellingshausen sea ice extent during the Austral winter. *Annals of Glaciology*, 48, 58-64.
- Madden, R. A. e P. R. Julian, 1971: Detection of the 40-50 day oscillation in the zonal wind in the Tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 28, 702-708.
- Madden, R. A., 1986: Seasonal variations of the 40-50 day oscillation in the Tropics. *J. Atmos. Sci.*, 43, 3138-3158.
- Madden, R. A., e P. R. Julian, 1994: Observation of the 40-50 day tropical oscillation- A review. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 814-837.
- Marshall, J. e R. Alan Plumb. *Atmosphere, ocean, and climate dynamics: an introductory text*. ISBN 978-0-12-558691-7, Elsevier Academic Press. 319 p, 2008.
- Mechoso, C. R, Farrara, J. D. e Ghil, M., 1991: Intraseasonal variability of the winter circulation in the Southern Hemisphere atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, in press.
- Mo, K. C., e G. H. White, 1985: Teleconnections in the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, 44, 877-901.
- Mo, K. C., e M. Ghil, 1987: Statistics and dynamics of persistent anomalies. *Mon. Weat. Rev.*, 113, 22-37.
- Mo, K. C., e R. W. Higgins, 1998: The Pacific-South American Modes and Tropical Convection during the Southern Hemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 1581-1596.
- Mo, K. C. e J. N. Paegle, 2001: The Pacific –South American Modes and their Downstream Effects. *Inter. J. Clim.*, 21, 1211-1229.
- Mohanakumar, K, 2008: *Stratosphere troposphere interactions: an introduction*. Springer.
- Monaghan, A. J., D. H. Bromwich, H. Wei, A. M. Cayette, J. G. Powers, Y.-H. Kuo, and M. A. Lazzara, 2003: Performance of weather forecast models in the rescue of Dr. Ronald Shemenski from South Pole in April 2001. *Wea. Forecasting*, 18, 142–160.
- Muza, M. N., 2005: Variabilidade intrasazonal e interanual dos eventos extremos de precipitação e seca no sul e sudeste do Brasil durante o verão austral. *Dissertação de mestrado*. Disponível no IAG/USP.
- Palmer, T. N. (1981), Diagnostic Study of a Wavenumber-2 Stratospheric Sudden Warming in a Transformed Eulerian-Mean Formalism, *J. Atmos. Sci.*, 38, 844-855.

- Parish, T. R., and K. T. Waight, 1987: The forcing of Antarctic katabatic winds. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2214–2226.
- Parish, T. R., and D. H. Bromwich, 1991: Continental-scale simulation of the Antarctic katabatic wind regime. *J. Climate*, 4, 135–146.
- Raper, S. C. B., T. M. L. Wigley, P. R. Mayes, P. D. Jones e M. J. Salinger, 1984: Variations in surface air temperatures: part 3. The Antarctic, 1957-1982. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1341-53.
- Renfrew, I. A. The dynamics of idealized katabatic flow over a moderate slope and ice shelf. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 130, 1023-1045, 2004.
- Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, and M. G. Schlax, 2007: Daily high-resolution blended analyses for sea surface temperature. *J. Climate*, 20, 5473-5496.
- Saha, Kshudiram, 2008. *The Earth's Atmosphere: Its Physics and Dynamics*. XXII, 370 p. 124 illus., 1 in color., Hardcover, ISBN: 978-3-540-78426-5.
- Schubert, S. D. e Park, C., 1991: Low-Frequency Intraseasonal Tropical-Extratropical Interactions. *J. Atmos. Sci.*, 48, 629-650.
- Schwerdtfeger, W. 1975. The effect of the Antarctic Peninsula on the temperature regime of the Weddell Sea. *Monthly Weather Review*, 103 (1), p.45-51.
- Schwerdtfeger, W. 1984. *Weather and Climate of the Antarctic*. Developments in Atmospheric Sciences, 15. Amsterdam: Elsevier, 261p.
- Schwerdtfeger, W.; Amaturro, L.R. 1979. *Wind and weather around the Antarctic Peninsula*. Department of Meteorology. Madison: University of Wisconsin, 65p.
- Setzer, A.W.; Hungria, C.S. 1994. *Meteorologia na Península Antártica: alguns aspectos práticos*. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 101p.
- Setzer, A. W. e Kayano, M., 2009: Limitações das reanálises para altas latitudes do Hemisfério Sul. *RBMET*, 24, 3, 254-261.
- Sui, C. e Lau, K., 1989: Origin of Low Frequency (Intraseasonal) Oscillations in the Tropical Atmosphere. Part II: Structure and Propagation of Mobile Wave-CISK Modes and Their Modification by Lower Boundary Forcings. *J. Atmos. Sci.*, 46, 37-56.
- Taylor, K.E.: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, 106, 7183-7192, 2001.
- Thompson D. W. J., M. P. Baldwin, J. M. Wallace, 2002: Stratospheric Connection Northern Hemisphere Wintertime Weather: Implications for Prediction. *J. Climate*, 15, 1421-1428.
- Thompson, D. W. J., M. P. Baldwin, and S. Solomon (2005), Stratosphere troposphere coupling in the Southern Hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, 62,708 – 715.

- Torrence C, Compo GP. 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1): 61-78.
- Turner, J. e Pendlebury, S., 2004: *The International Antarctic Weather Forecasting Handbook*. British Antarctic Survey, 663p.
- Yu, L., Zhang, Z., Zhou, M., Zhong, S., Sun, B. Hsu, H., Gao, Z., Wu, H., Ban, J, 2011: The intraseasonal variability of winter semester surface air temperature in Antarctica. *Polar Research*, 30, 6039.
- Walko, R.L., Band, L.E., Baron, J., Kittel, T.G.F, Lammers,R., et al.: Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling, *J. Appl. Meteor.*, 39,932-944, 2000.
- Wallace, J., e D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential heightfield during Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 785-812.
- Weickmann, K.M.; Lussy, G.R. e Kutzbach, J.E., 1985. A global-scale analysis of intraseasonal fluctuations of outgoing longwave radiation and 250 rnb stream function during northern winter. *Mon. Wea. Rev.*. 113: 941-961.
- Weng HY, Lau KM. 1994. Wavelet, period-doubling and time-frequency localization with application to satellite data analysis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51: 2523-2541.
- Weickmann, K. M., 1991: El Niño Southern Oscillation and Madden-Julian (30-60 day) Oscillations during 1981-1982. *J. Geophys. Res.*, 96C, 3187-3195.
- Zhang, C., and J. Gottschalck, 2002: SST anomalies of ENSO and the Madden-Julian Oscillation in the equatorial Pacific. *J. Clim.*, 15, 2429-2445.
- Zavala-Garay, J., C. Zhang, A. M. Moore, e R. Kleeman, 2005: The linear response of ENSO to the Madden-Julian oscillation. *J. Climate*, 18, 2441-2459.

Apêndice A: Ondeleta

Matematicamente, a ondeleta decompõe o sinal $s(t)$ em termos de algumas funções elementares $\psi_{a,b}(t)$, (denominadas *ondeletas-filhas*, ou simplesmente *ondeletas*) derivadas da *ondeleta-mãe* $\psi(t)$ por dilatações [e.g., $\psi(t) \rightarrow \psi(2t)$] e translações [e.g., $\psi(t) \rightarrow \psi(t+1)$] (Weng e Lau, 1994; Lau e Weng, 1995). Com escala de dilatação positiva a e em posição transladada b (ambos números reais, contínuos ou discretos), as ondeletas-filhas são definidas por:

$$\psi_{ab}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (\text{Eq. 1})$$

O fator $a^{-1/2}$ é de normalização da energia, *i.e.* mantém a energia das ondeletas igual à da ondeleta-mãe, assim como elas mantêm a mesma forma (Weng e Lau, 1994).

A ondeleta do sinal real $s(t)$ com relação à $\psi(t)$ pode ser definida como uma integral de convolução, ou o produto interno entre a função $s(t)$ e as ondeletas, *i.e.*

$$W(a,b) = \langle s, \psi_{a,b} \rangle = \frac{1}{\sqrt{a}} \int s(t) \psi^*\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (\text{Eq. 2})$$

onde ψ^* indica o complexo conjugado da função (Weng e Lau, 1994; Lau e Weng, 1995; Torrence e Compo, 1998).

Para caracterizar uma função ondeleta-mãe, $\psi(t)$ deve ser quadraticamente integrável no tempo e no espaço, *i.e.* deve possuir energia finita, além de ter média zero (*condição de admissibilidade*). Também deve ser uma função centrada em zero e, no limite $|t| \rightarrow \infty$, deve decair rapidamente a zero (Farge, 1992; Meyers *et al.*, 1993).

A função ondeleta utilizada neste estudo é a de *Morlet*, que representa uma onda modulada por um envelope gaussiano:

$$\psi(t) = e^{i\omega_0 t} e^{-t^2/2} \quad (\text{Eq. 3})$$

É a mais indicada para sinais climáticos devido à sua forma ondulada, apresentando variações no tempo tão suaves quanto íngremes. Por ser complexa, ela é capaz de detectar tanto a amplitude quanto a fase (em função do tempo) para diferentes frequências exibidas na série temporal de um sinal meteorológico (Weng e Lau, 1994). O parâmetro ω_0 indica uma frequência adimensional.

As ondeletas derivadas da função *Morlet* seguem a equação:

$$\psi_{(a,b)} = \frac{1}{\sqrt{a}} \cdot e^{i\omega_0 \left(\frac{t-b}{a}\right)} \cdot e^{-\left(\frac{t-b}{a}\right)^2/2} \quad (\text{Eq. 4})$$

Sendo a função $\psi(t)$ complexa, a ondeleta $W(a,b)$ é também complexa. A ondeleta pode ser dividida em parte real $R\{W(a,b)\}$ e parte imaginária $I\{W(a,b)\}$, ou em amplitude $|W(a,b)|$ e fase $\tan^{-1}[I\{W(a,b)\}/R\{W(a,b)\}]$. Pode-se também definir a energia do escalograma de ondeleta por $|W(a,b)|^2$, o que dá a medida da variância da série em cada escala a cada tempo. A fase das funções de ondeleta definidas no espaço dos números reais não é definida, pois a parte imaginária é nula (Torrence e Compo, 1998).

Após a definição da ondeleta-mãe, é necessário escolher a série de escalas a serem representadas na ondeleta. Para a ondeleta *Morlet*, que é contínua, é conveniente escolher escalas como derivadas da potência de dois:

$$s_j = s_0 2^{j\delta_j}, \quad \text{com } j = 0, 1, \dots, J \quad (\text{Eq. 5})$$

$$J = \delta_j^{-1} \log_2 (N\delta_j / s_0),$$

onde s_0 é a menor escala resolvível e J determina a maior escala. A menor escala pode ser pelo menos $2\delta t$, e o maior valor de δ_j que continua a dar amostragem adequada é de aproximadamente 0,5 para a ondeleta *Morlet*. Quanto menor δ_j , mais fina será a resolução do escalograma.

O espectro de ondeleta global consiste na média (por escala s) da potência da ondeleta sobre todo o período da série (eq. 6) (Torrence e Compo, 1998). É equivalente ao espectro de Fourier suavizado pela função ondeleta *Morlet* no espaço de Fourier (Farge, 1992).

$$\overline{W}^2(s) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} |W_i(s)|^2 \quad (\text{Eq. 6})$$

A ondeleta em um ponto no tempo ti sempre contém informações dos pontos vizinhos. A quantidade de pontos vizinhos considerados vai depender da ondeleta-mãe escolhida e das

escalas consideradas. Assim, se a ondeleta está centrada próxima ao início ou ao final da série, ocorrem erros de borda. Define-se, portanto, o *cone de influência* (COI), que é a região do escalograma de ondeletas fora da qual os efeitos de borda não podem ser ignorados. O COI é dado pela área onde, por conta de uma descontinuidade na borda, a potência da ondeleta sofre decaimento de fator e^{-2} (Maraun e Kurths, 2004; Grinsted *et al.*, 2004).

Apêndice B: Diagrama de Taylor

O Diagrama de Taylor (DT, Taylor 2001) foi usado nessa tese para representar graficamente a comparação estatística entre o conjunto de dados das diferentes simulações obtidas com o modelo BRAMS e os dados de referência, nesse caso, os dados observados das estações meteorológicas de superfície na Península Antártica.

A similaridade entre os valores simulados e observados é quantificada pela variação simultânea de três índices estatísticos complementares: a correlação (R), a raiz do erro quadrático médio centrado (E') e a amplitude de variação (representada pelo desvio padrão, σ). Esses índices estatísticos são determinados para cada par de séries (simulada e observada) e podem ser representados em um gráfico bidimensional através da lei dos cossenos (Taylor 2001). Cada ponto do diagrama representa uma simulação identificada por uma cor, de forma que quanto menor à distância entre os pontos, maior o grau de similaridade entre as simulações. Os contornos pontilhados em marrom indicam E' que varia em relação ao ponto marcado com “observado” no eixo x. Pontos localizados mais próximos ao ponto “observado” indicam boa concordância do padrão simulado com o observado, como o ponto azul (simulação 2) e vermelho (simulação 1) indicados na Figura A1.

O desvio padrão dos valores simulados é proporcional à distância radial da origem do gráfico, como pode ser visto para a simulação 6 (~ 19 °C) na Figura A1 que é claramente maior que o desvio padrão observado, indicado pelo arco pontilhado em preto sobre o valor de 12,7 °C. A correlação é indicada pelas linhas retas em cinza que cruzam a origem. A simulação 1 (ponto vermelho) apresentou maior (menor) correlação (E') com o padrão observado ($\sim 0,98$, Figura A1) e menor E' (~ 4 °C), apesar de superestimar a amplitude de variação das observações.

Em contraste, a simulação 3 (ponto verde, Figura A1) teve o pior desempenho, com $R=0,2$, e $E' > 15^\circ\text{C}$, embora com desvio padrão mais próximo ao observado em relação as demais simulações.

Para um conjunto de valores simulados (f) e um conjunto de valores de referência (r), as fórmulas para calcular R , E' e os desvios padrões de σ_f e σ_r são, respectivamente:

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})(r_n - \bar{r})}{\sigma_f \sigma_r}$$

$$E'^2 = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N [(f_n - \bar{f}) - (r_n - \bar{r})]^2$$

$$\sigma_f^2 = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})^2$$

$$\sigma_r^2 = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (r_n - \bar{r})^2$$

Esses índices são relacionados entre si pela seguinte fórmula:

$$E'^2 = \sigma_f^2 + \sigma_r^2 - 2\sigma_f \sigma_r R$$

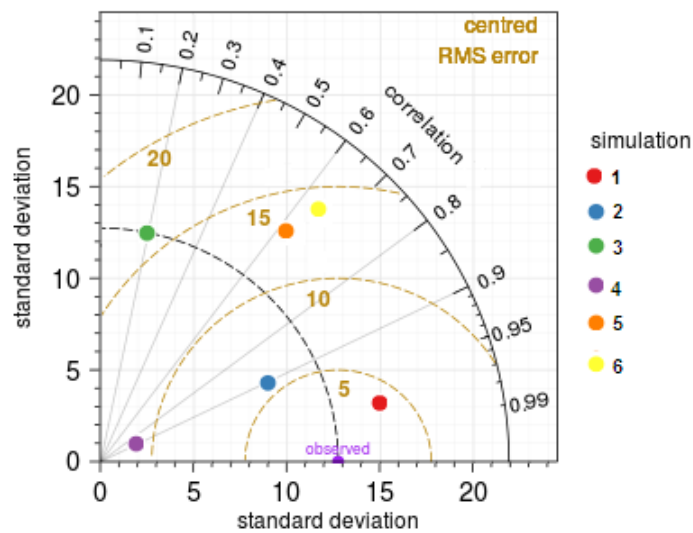


Figura A1. Exemplo de Diagrama de Taylor para temperatura ($^\circ\text{C}$) calculada por 6 simulações diferentes de um mesmo modelo atmosférico.