



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m18/2012/03.26.12.36-TDI

FONTES DE ONDAS DE ROSSBY: ASPECTOS OBSERVACIONAIS, SIMULAÇÕES NUMÉRICAS E PROJEÇÕES FUTURAS

Marília Harumi Shimizu

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pela Dra. Iracema Fon-
seca de Albuquerque Cavalcanti,
aprovada em 13 de Abril de 2012.

URL do documento original:

[<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3BJRLR2>](http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3BJRLR2)

INPE
São José dos Campos
2012

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

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

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

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

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m18/2012/03.26.12.36-TDI

FONTES DE ONDAS DE ROSSBY: ASPECTOS OBSERVACIONAIS, SIMULAÇÕES NUMÉRICAS E PROJEÇÕES FUTURAS

Marília Harumi Shimizu

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pela Dra. Iracema Fon-
seca de Albuquerque Cavalcanti,
aprovada em 13 de Abril de 2012.

URL do documento original:

[<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3BJRLR2>](http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3BJRLR2)

INPE
São José dos Campos
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Shimizu, Marília Harumi.
Sh62f Fontes de ondas de Rossby: aspectos observacionais, simulações
numéricas e projeções futuras / Marília Harumi Shimizu. – São
José dos Campos : INPE, 2012.
xxviii + 209 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m18/2012/03.26.12.36-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pes-
quisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

Orientadora : Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque Caval-
canti.

1. Fonte de ondas de Rossby. 2. modelos de circulação geral.
3. projeções futuras. I.Título.

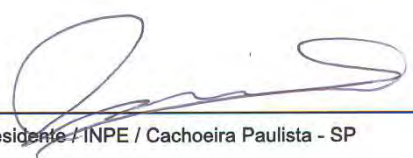
CDU 551.513.11

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, arma-
zenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio,
eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão es-
crita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser
entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a
retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying,
recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception
of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer
system, for exclusive use of the reader of the work.

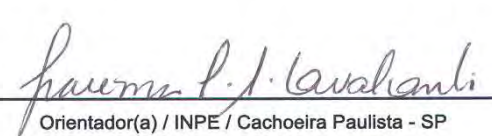
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Doutor(a) em
Meteorologia

Dr. José Antonio Marengo Orsini



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque
Cavalcanti



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Silvio Nilo Figueroa Rivero



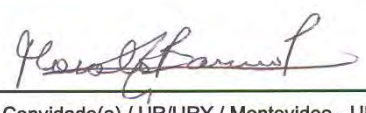
Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Tércio Ambrizzi



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

Dr. Marcelo Barreiro Parrillo



Convidado(a) / UR/URY / Montevideo - URY

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

(x) unanimidade

Aluno (a): Marília Harumi Shimizu

São José dos Campos, 13 de abril de 2012

“Ao encarar as dificuldades com otimismo e esperança, você já começou a superá-las”.

DALAI LAMA
em *“Como Praticar”*, 2001

RESUMO

A circulação atmosférica é caracterizada por ondas de grande escala em latitudes médias e altas conhecidas como ondas de Rossby. A propagação dessas ondas é um dos mecanismos responsáveis pelos padrões de teleconexões, que tem um papel importante para a variabilidade do sistema climático, influenciando os regimes de temperatura e precipitação. Um mecanismo que pode agir como fonte de ondas de Rossby é a divergência em altos níveis resultante da convecção forçada por TSMs anômalas sobre os trópicos. Este estudo teve por objetivo principal realizar um estudo abrangente sobre as fontes de ondas de Rossby e suas componentes, com a utilização tanto de dados observados como de resultados de simulações numéricas. Os resultados da análise observacional permitiram a identificação das principais regiões com fontes de ondas de Rossby, como estas variam nas escala sazonal e interanual e quais fatores propiciam a formação de ondas de Rossby. A contribuição dos dois termos da fonte de ondas de Rossby variou de acordo com a região em que estavam localizados as fontes e sumidouros de ondas. Um estudo mais detalhado sobre as fontes de ondas em quatro áreas revelou que um dos fatores que influenciam a intensidade das fontes é a presença de um cavado em altos níveis, associado a um trem de ondas, a oeste da região com fontes de ondas de Rossby. Uma vez intensificadas, essas fontes dispararam trens de ondas que propagam-se para leste e influenciam as fontes em outras regiões. Com relação às simulações numéricas, os resultados mostraram que tanto o MCGA do CPTEC como o HadGEM2-ES da Met Office foram hábeis em simular as principais regiões com fontes de ondas de Rossby, mas com diferenças em termos de intensidade com relação às fontes calculadas com a reanálise do NCEP/NCAR. Em função disso, há a necessidade de melhorias nas simulações dos campos de divergência em altos níveis e de vorticidade absoluta, de forma a obter uma melhor representação das fontes de ondas de Rossby. As simulações com o MCGA do CPTEC acerca da resposta atmosférica a uma fonte anômala de calor sobre o Pacífico Oeste indicaram o aumento da divergência em altos níveis e uma fonte de ondas anômala sobre o Pacífico Oeste que ocasionaram a propagação de trens de ondas de Rossby em ambos hemisférios. Além disso, em decorrência das mudanças no fluxo divergente em altos níveis e das circulações de Hadley e Walker, as fontes de ondas de Rossby sobre o leste da Ásia e América do Sul tiveram suas intensidades reduzidas. Experimentos de projeções de mudanças futuras em função do aumento da concentração de gases do efeito estufa indicaram redução da divergência e do fluxo divergente e, por consequência, da intensidade das fontes de ondas, especialmente sobre a América do Sul e sul da Austrália.

ROSSBY WAVE SOURCES: OBSERVATIONAL FEATURES, NUMERICAL SIMULATIONS AND FUTURE PROJECTIONS

ABSTRACT

Atmospheric circulation is characterized by large-scale waves in middle and high latitudes known as Rossby waves. The propagation of these waves is one of the mechanisms responsible for teleconnection patterns, which has an important role in climate system variability, influencing temperature and precipitation regimes. One mechanism that can act as Rossby wave sources is the upper tropospheric divergence resulting from the convection forced by anomalous tropical SSTs. This study aimed to provide a comprehensive study on Rossby wave sources and their components, using both observations and numerical simulations. The main Rossby wave sources were identified with reanalysis data, and it was determined how they vary in seasonal and interannual temporal scales and what factors favor Rossby wave generation. The contribution of the two terms of Rossby wave source varied with the region in which were located Rossby wave sources and sinks. A more detailed study on Rossby wave sources in four areas revealed that one of the factors that influence the intensity of sources is the presence of a trough at high levels, associated with a wave train, to the west of the Rossby wave source. Once intensified, these sources originate wave trains that propagate eastward and influence the sources in other regions. Numerical simulations showed that both CPTEC AGCM as HadGEM2-ES from Met Office were able to simulate the main areas with Rossby wave sources, but with differences in intensity with respect to the sources calculated with NCEP / NCAR reanalysis. As a result, there is a need for improvements in simulations of divergence at high levels and absolute vorticity, in order to obtain a better representation of Rossby wave sources. Simulations with CPTEC's AGCM on atmospheric response to an anomalous heat source over Western Pacific showed an increase of divergence at high levels and an anomalous Rossby wave source over Western Pacific that led to Rossby wave trains propagation in both hemispheres. Furthermore, due to changes in divergent flow at high levels and Hadley and Walker circulations, Rossby wave sources intensities on East Asia and South America were reduced. Projections of future changes due to greenhouse gases increase indicate a reduction of divergence, divergent flow and Rossby wave sources intensity, especially over South America and southern Australia.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Diagrama esquemático da geração de ondas de Rossby pelo aquecimento diabático tropical no HN. A região hachurada indica a região em que a fonte de ondas de Rossby é maior.	7
2.2 Fontes de ondas de Rossby ($5 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) em 150 hPa no inverno boreal para o período entre 1979 e 1989. As áreas sombreadas representam valores negativos.	10
2.3 Anomalias de fontes de ondas de Rossby ($30 \times 10^{-12} \text{ s}^{-2}$) em 200 hPa para o El Niño de 1987 em JFM.	10
2.4 Fontes de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$) em 200 hPa para um evento de (a) El Niño (1982/83) e (b) La Niña (1988/89) em DJF.	11
2.5 Fontes de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$) em 200 hPa em JJA para o período entre 1989 e 1998. As linhas espessas representam os núcleos das correntes de jato em 200 hPa.	12
2.6 Visão esquemática das principais mudanças em altos níveis no HN em resposta a anomalias de TSM, com desenvolvimento de convecção e divergência em altos níveis anômalas na região do equador.	13
3.1 Esquema de obtenção das séries temporais para a análise de FOEs e o número de dias utilizados para as quatro estações do ano.	20
3.2 Áreas no HS selecionadas para análise, a partir da identificação das fontes de ondas de Rossby.	21
3.3 Área no HN selecionada para análise.	21
3.4 Região selecionada para introdução de anomalia positiva de TSM.	27
3.5 Campos para dezembro, janeiro e fevereiro de (a) TSM para a rodada PAC ($^{\circ}\text{C}$) e (b) das diferenças entre as TSMs ($^{\circ}\text{C}$) para as rodadas PAC e CONTROLE.	29
3.6 Diagrama Spagueti da rodada controle para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro de (a) geopotencial em 500 hPa para os contornos de 5800 e 5400 m, (b) temperatura em 850 hPa para os contornos de 15 e 0°C , (c) temperatura em 950 hPa para os contornos de 15 e 5°C e (d) temperatura em 1000 hPa para os contornos de 20 e 10°C	30

3.7	(a) Média zonal de geopotencial em 500 hPa (m) para os 7 membros (linhas em vermelho) e o ensemble médio (linha em preto). (b) Diferenças entre a média zonal do geopotencial em 500 hPa (m) entre os 7 membros e o ensemble médio (linhas em vermelho) e o desvio padrão do ensemble médio (linhas em azul).	31
3.8	(a) Média zonal de temperatura em 925 hPa ($^{\circ}\text{C}$) para os 7 membros (linhas em vermelho) e o ensemble médio (linha em preto). (b) Diferenças entre a média zonal da temperatura em 925 hPa ($^{\circ}\text{C}$) entre os 7 membros e o ensemble médio (linhas em vermelho) e o desvio padrão do ensemble médio (linhas em azul).	31
4.1	Campos sazonais climatológicos (1979-2007) de (a) magnitude do vento (m s^{-1}), (b) linha de corrente (m s^{-1}), (c) energia cinética associada aos transientes (J kg^{-1}) e (d) fluxo de momento (J kg^{-1}) em 200 hPa.	39
4.2	Campos sazonais climatológicos (1979-2007) de (a) divergência (10^{-6} s^{-1}), (b) vento divergente (m s^{-1}) e (c) vorticidade absoluta (10^{-5} s^{-1}) e magnitude do gradiente de vorticidade absoluta (sombreado, $10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) em 200 hPa. O intervalo dos contornos em (c) é de 2 e o contorno de zero não é mostrado.	43
4.3	Campos sazonais climatológicos (1979-2007) de (a) termo $S1$ (10^{-11} s^{-2}), (b) termo $S2$ (10^{-11} s^{-2}) e (c) fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}) em 200 hPa.	44
4.4	Padrões espaciais dos quatro primeiros modos da FOE da fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) em DJF e MAM. O intervalo do contorno é de 0,2 e o contorno de zero não é mostrado. As áreas sombreadas claras e escuras representam valores negativos e positivos, respectivamente.	48
4.5	Idem Figura 4.4, mas para JJA e SON.	49
4.6	Componentes principais para os quatro primeiros modos da FOE em DJF e MAM no HN.	50
4.7	Componentes principais para os quatro primeiros modos da FOE em JJA e SON no HN.	51
4.8	Componentes principais para os quatro primeiros modos da FOE em DJF e MAM no HS.	52
4.9	Componentes principais para os quatro primeiros modos da FOE em JJA e SON no HS.	53
4.10	Médias sazonais climatológicas (1979-2007) nas áreas A, B, C e D para (a) vento zonal (m s^{-1}) e (b) vento meridional (m s^{-1}) em 200 hPa.	54

4.11	Médias sazonais climatológicas (1979-2007) nas áreas A, B, C e D para (a) divergência ($1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), (b) vorticidade absoluta ($1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), (c) magnitude do gradiente de vorticidade absoluta ($1 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), (d) magnitude do vento divergente (m s^{-1}), (e) fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$), (f) termo $S1$ ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) e (g) termo $S2$ ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) em 200 hPa.	58
4.12	Séries temporais (1979-2007) dos campos médios espaciais da fonte de ondas de Rossby em 200 hPa (em preto, $1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) e a média móvel de 12 meses (em vermelho, $1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) para (a) área A, (b) área B, (c) área C e (d) área D.	60
4.13	Séries temporais (1979-2007) dos campos médios espaciais de fonte de ondas de Rossby (em vermelho, $1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) e divergência (em azul, $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) em 200 hPa para (a) área A em JJA, (b) área B em DJF, (c) área C em JJA e (d) área D em DJF.	64
4.14	Campos climatológicos (Clim) e diferenças com relação a anos de El Niño (EN) e La Niña (LN) de divergência (10^{-6} s^{-1}) em 200 hPa para DJF e JJA.	67
4.15	Campos climatológicos (Clim) e diferenças com relação a anos de El Niño (EN) e La Niña (LN) de vento divergente (m s^{-1}) em 200 hPa para DJF e JJA.	68
4.16	Campos climatológicos (Clim) e diferenças com relação a anos de El Niño (EN) e La Niña (LN) de vorticidade absoluta (10^{-5} s^{-1}) e gradiente de vorticidade absoluta (sombreado, $10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$). O intervalo dos contornos é de 0,3 e o contorno de zero não é mostrado.	69
4.17	Campos climatológicos (Clim) e para anos de El Niño (EN) e La Niña (LN) de fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}) em 200 hPa.	70
4.18	Campos climatológicos (Clim) e para anos de El Niño (EN) e La Niña (LN) de termo $S1$ (10^{-11} s^{-2}) em 200 hPa para DJF e JJA.	71
4.19	Campos climatológicos (Clim) e para anos de El Niño (EN) e La Niña (LN) de termo $S2$ (10^{-11} s^{-2}) em 200 hPa para DJF e JJA.	72
4.20	Compostos das anomalias diárias de fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$), vento zonal (m s^{-1}), vento meridional (m s^{-1}) e linhas de corrente (m s^{-1}) em 200 hPa do dia 0 em eventos S+ na área A para as quatro estações do ano.	76
4.21	Idem Figura 4.20, mas para divergência ($1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), termo $S1$ ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) e termo $S2$ ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$).	77
4.22	Compostos das anomalias diárias de vento zonal (m s^{-1}) em 200 hPa para os dias -4 a +10 em eventos S+ na área A em DJF e JJA.	78

4.23	Idem Figura 4.22, mas para vento meridional (m s^{-1}) e atividade da onda (vetores, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa.	79
4.24	Idem Figura 4.22, mas para geopotencial (m) em 200 hPa e ROL (sombreado, W m^{-2}). O intervalo dos contornos é 20 e o contorno de zero não é mostrado.	80
4.25	Idem Figura 4.22, mas para precipitação (mm dia^{-1}) sobre a América do Sul.	81
4.26	Compostos das anomalias diárias filtradas na escala intrasazonal (30 a 90 dias) do vento meridional (m s^{-1}) e atividade da onda (vetores, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa para os dias -25 a +25 em eventos S+ na área A em DJF e JJA.	82
4.27	Compostos das anomalias diárias filtradas na escala intrasazonal (30 a 90 dias) de geopotencial (m) em 200 hPa e ROL (sombreado, W m^{-2}) para os dias -25 a +25 em eventos S+ na área A em DJF.	83
4.28	Compostos das anomalias diárias filtradas na escala intrasazonal (30 a 90 dias) de precipitação (mm dia^{-1}) sobre a América do Sul para os dias -25 a +25 em eventos S+ na área A em DJF.	84
4.29	Compostos das anomalias diárias de fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} \text{s}^{-2}$), vento zonal (m s^{-1}), vento meridional (m s^{-1}) e linhas de corrente (m s^{-1}) em 200 hPa do dia 0 em eventos S+ na área B para as quatro estações do ano.	87
4.30	Idem Figura 4.29, mas para divergência ($1 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$), termo $S1$ ($1 \times 10^{-11} \text{s}^{-2}$) e termo $S2$ ($1 \times 10^{-11} \text{s}^{-2}$).	88
4.31	Compostos das anomalias diárias de vento zonal (m s^{-1}) em 200 hPa para os dias -4 a +10 em eventos S+ na área B em DJF e JJA.	89
4.32	Idem Figura 4.31, mas para vento meridional (m s^{-1}) e atividade da onda (vetores, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa.	90
4.33	Idem Figura 4.31, mas para geopotencial (m) em 200 hPa e ROL (sombreado, W m^{-2}). O intervalo dos contornos é 20 e o contorno de zero não é mostrado.	91
4.34	Idem Figura 4.31, mas para precipitação (mm dia^{-1}) sobre a América do Sul.	92
4.35	Compostos das anomalias diárias filtradas na escala intrasazonal (30 a 90 dias) do vento meridional (m s^{-1}) e atividade da onda (vetores, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa para os dias -25 a +25 em eventos S+ na área B em DJF e JJA.	93

4.36	Compostos das anomalias diárias filtradas na escala intrasazonal (30 a 90 dias) do geopotencial (m) em 200 hPa e ROL (sombreado, $W m^{-2}$) para os dias -25 a +25 em eventos S+ na área B em DJF e JJA. O intervalo dos contornos é 5 e o contorno de zero não é mostrado.	94
4.37	Compostos das anomalias diárias filtradas na escala intrasazonal (30 a 90 dias) de precipitação ($mm dia^{-1}$) sobre a América do Sul para os dias -25 a +25 em eventos S+ na área B em DJF.	95
4.38	Compostos das anomalias diárias de fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} s^{-2}$), vento zonal ($m s^{-1}$), vento meridional ($m s^{-1}$) e linhas de corrente ($m s^{-1}$) em 200 hPa do dia 0 em eventos S+ na área C para as quatro estações do ano.	98
4.39	Idem Figura 4.38, mas para divergência ($1 \times 10^{-6} s^{-1}$), termo $S1$ ($1 \times 10^{-11} s^{-2}$) e termo $S2$ ($1 \times 10^{-11} s^{-2}$).	99
4.40	Compostos das anomalias diárias de vento zonal ($m s^{-1}$) em 200 hPa para os dias -4 a +10 em eventos S+ na área C em DJF e JJA.	100
4.41	Idem Figura 4.40, mas para vento meridional ($m s^{-1}$) e atividade da onda (vetores, $m^2 s^{-2}$) em 200 hPa.	101
4.42	Idem Figura 4.40, mas para geopotencial (m) em 200 hPa e ROL (sombreado, $W m^{-2}$). O intervalo dos contornos é 20 e o contorno de zero não é mostrado.	102
4.43	Idem Figura 4.40, mas para precipitação ($mm dia^{-1}$) sobre a América do Sul.	103
4.44	Compostos das anomalias diárias filtradas na escala intrasazonal (30 a 90 dias) do vento meridional ($m s^{-1}$) e atividade da onda (vetores, $m^2 s^{-2}$) em 200 hPa para os dias -25 a +25 em eventos S+ na área C em DJF e JJA.	104
4.45	Compostos das anomalias diárias filtradas na escala intrasazonal (30 a 90 dias) de geopotencial (m) em 200 hPa e ROL (sombreado, $W m^{-2}$) para os dias -25 a +25 em eventos S+ na área C em DJF e JJA. O intervalo dos contornos é 5 e o contorno de zero não é mostrado.	105
4.46	Compostos das anomalias diárias de fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} s^{-2}$), vento zonal ($m s^{-1}$), vento meridional ($m s^{-1}$) e linhas de corrente ($m s^{-1}$) em 200 hPa do dia 0 para eventos S+ na área D em DJF.	107
4.47	Compostos das anomalias diárias de vento zonal ($m s^{-1}$) em 200 hPa para os dias -4 a +10 em eventos S+ na área D em DJF.	107
4.48	Idem Figura 4.47, mas para vento meridional ($m s^{-1}$) e atividade da onda (vetores, $m^2 s^{-2}$) em 200 hPa na área D em DJF.	108

4.49	Compostos das anomalias diárias filtradas na escala intrasazonal (30 a 90 dias) de vento meridional (m s^{-1}) e atividade da onda (vetores, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa para os dias -25 a +25 em eventos S+ na área D em DJF. O intervalo dos contornos é 0.5 e o contorno de zero não é mostrado.	109
5.1	Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de magnitude do vento (m s^{-1}) em 200 hPa (a) para as rodadas CI17 e CI18 e (b) as diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR.	115
5.2	Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de linha de corrente (m s^{-1}) em 200 hPa (a) para as rodadas CI17 e CI18 e (b) as diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR.	116
5.3	Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de energia cinética associada aos transientes (J kg^{-1}) em 200 hPa (a) para as rodadas CI17 e CI18 e (b) as diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR.	117
5.4	Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de fluxo de momento (J kg^{-1}) em 200 hPa (a) para as rodadas CI17 e CI18 e (b) as diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR.	118
5.5	Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de divergência (10^{-6}s^{-1}) em 200 hPa (a) para as rodadas as CI17 e CI18 e (b) as diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR.	121
5.6	Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de vento divergente (m s^{-1}) em 200 hPa para as rodadas CI17 e CI18 e para os dados de reanálise do NCEP/NCAR.	122
5.7	Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de vorticidade absoluta (10^{-5}s^{-1}) e gradiente de vorticidade absoluta (sombreado, $10^{-11} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$) em 200 hPa (a) para as rodadas CI17 e CI18 e (b) diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR. O intervalo dos contornos em (a) e (b) são 2 e 1, respectivamente, e o contorno de zero não é mostrado.	123
5.8	Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de fonte de ondas de Rossby (10^{-11}s^{-2}) em 200 hPa (a) para as rodadas CI17 e CI18 e (b) as diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR.	124
5.9	Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de termo $S1$ (10^{-11}s^{-2}) em 200 hPa (a) para as rodadas CI17 e CI18 e (b) as diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR.	125

5.10	Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de termo $S2$ (10^{-11} s^{-2}) em 200 hPa (a) para as rodadas CI17 e CI18 e (b) as diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR.	126
5.11	Compostos para a rodada CI17 na área D em DJF de (a) fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$), (b) vento zonal (m s^{-1}), (c) vento meridional (m s^{-1}) e (d) linha de corrente (m s^{-1}) em 200 hPa.	128
5.12	Campos médios para a rodada CONTROLE em DJF de vento zonal (m s^{-1}) em (a) 200, (b) 500 e (c) 850 hPa e vento meridional (m s^{-1}) em (d) 200, (e) 500 e (f) 850 hPa.	131
5.13	Campos médios para a rodada CONTROLE em DJF de (a) divergência (10^{-6} s^{-1}), (b) vento divergente (m s^{-1}), (c) vorticidade absoluta (10^{-5} s^{-1}) e gradiente de vorticidade absoluta (sombreado, $10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), (d) fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}), (e) termo $S1$ (10^{-11} s^{-2}) e (f) termo $S2$ (10^{-11} s^{-2}) em 200 hPa. O intervalo dos contornos em (c) é de 2 e o contorno de zero não é mostrado.	132
5.14	Campos médios para a rodada CONTROLE em DJF de (a) pressão ao nível do mar (hPa), (b) precipitação (mm dia^{-1}), (c) precipitação convectiva (mm dia^{-1}), (d) calor sensível (W m^{-2}), (e) calor latente (W m^{-2}) e (f) ROL (W m^{-2}).	133
5.15	Campos da diferença entre a média em DJF para as rodadas PAC e CONTROLE de (a) omega ($10^{-5} \text{ hPa s}^{-1}$) em 500 hPa, (b) ROL (W m^{-2}), (c) calor latente (W m^{-2}) e (d) precipitação (mm dia^{-1}).	137
5.16	À esquerda: perfil vertical médio entre 5°N e 5°S do movimento vertical (sombreado, $10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$) para as rodadas CONTROLE e PAC. À direita: perfil vertical médio entre 145°L e 155°L do movimento vertical (sombreado, $10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$) para as rodadas CONTROLE e PAC.	137
5.17	Idem Figura 5.15, mas para temperatura ($^\circ\text{C}$) em (a) 200, (b) 500 e (c) 850 hPa e geopotencial (10^2 m) em (d) 200, (e) 500 e (f) 850 hPa.	138
5.18	Campos médios em DJF de linha de corrente (m s^{-1}) para as rodadas CONTROLE e PAC em 200, 500 e 850 hPa.	139
5.19	Idem Figura 5.15, mas para vento zonal (m s^{-1}) em (a) 200, (b) 500 e (c) 850 hPa e vento meridional (m s^{-1}) em (d) 200, (e) 500 e (f) 850 hPa.	140
5.20	Idem Figura 5.15, mas para (a) divergência (10^{-6} s^{-1}), (b) vento divergente (m s^{-1}), (c) vorticidade absoluta (10^{-5} s^{-1}) e gradiente de vorticidade absoluta (sombreado, $10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), (d) fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}), (e) termo $S1$ (10^{-11} s^{-2}) e (f) termo $S2$ (10^{-11} s^{-2}) em 200 hPa.	141

5.21	Idem Figura 5.15, mas para (a) fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}), (b) termo $S1$ (10^{-11} s^{-2}) e (c) termo $S2$ (10^{-11} s^{-2}) em 200 hPa sobre o domínio compreendido entre 40°S - 20°N e 100°L - 180°L	142
5.22	Campos sazonais climatológicos (1979-2004) simulados pelo HadGEM2-ES e diferenças com relação aos dados de reanálise do NCEP/NCAR de (a) magnitude do vento (m s^{-1}) e (b) linha de corrente (m s^{-1}) em 250 hPa.	145
5.23	Campos sazonais climatológicos (1979-2004) simulados pelo HadGEM2-ES e diferenças com relação aos dados de reanálise do NCEP/NCAR e da NOAA, respectivamente, de (a) omega em 500 hPa (Pa s^{-1}) e (b) ROL (W m^{-2}).	146
5.24	Campos sazonais climatológicos (1979-2004) simulados pelo HadGEM2-ES e diferenças com relação aos dados do GPCP e de reanálise do NCEP/NCAR, respectivamente, de (a) precipitação (mm dia^{-1}) e (b) temperatura do ar em 1,5 metros ($^{\circ}\text{C}$).	147
5.25	Campos sazonais climatológicos (1979-2004) simulados pelo HadGEM2-ES e diferenças com relação aos dados de reanálise do NCEP/NCAR de (a) divergência (10^{-6} s^{-1}) e (b) vento divergente (m s^{-1}) em 250 hPa.	150
5.26	Campos sazonais climatológicos (1979-2004) simulados pelo HadGEM2-ES e diferenças com relação aos dados de reanálise do NCEP/NCAR de (a) vorticidade absoluta (10^{-5} s^{-1}) e gradiente de vorticidade absoluta (sombreado, $10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) e (b) fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}) em 250 hPa. Os intervalos dos contornos em (a) é de 2 para o painel à esquerda e de 0,5 para o painel à direita e o contorno de zero não é mostrado.	151
5.27	Campos sazonais climatológicos (1979-2004) simulados pelo HadGEM2-ES e diferenças com relação aos dados de reanálise do NCEP/NCAR de (a) termo $S1$ (10^{-11} s^{-2}) e (b) termo $S2$ (10^{-11} s^{-2}) em 250 hPa.	152
5.28	Campos sazonais para o cenário RCP 8.5 e diferenças com relação ao experimento histórico de temperatura do ar em 1,5 metros ($^{\circ}\text{C}$). Os períodos climatológicos para o presente e o futuro foram 1979-2004 e 2073-2098, respectivamente.	156
5.29	Idem Figura 5.28, mas para ROL (W m^{-2}).	157
5.30	Idem Figura 5.28, mas para precipitação (mm dia^{-1}).	158
5.31	Idem Figura 5.28, mas para magnitude do vento em 250 hPa (m s^{-1}).	159

5.32	Campos sazonais para o experimento histórico (linhas em preto) e para o cenário RCP 8.5 (linhas em vermelho) da média zonal da magnitude do vento em 250 hPa (m s^{-1}). Os períodos climatológicos para o presente e o futuro foram 1979-2004 e 2073-2098, respectivamente.	160
5.33	Campos sazonais da linha de corrente em 250 hPa (m s^{-1}) para os experimentos histórico e RCP 8.5. Os períodos climatológicos para o presente e o futuro foram 1979-2004 e 2073-2098, respectivamente.	161
5.34	Idem Figura 5.28, mas para divergência em 250 hPa (10^{-6} s^{-1}).	163
5.35	Idem Figura 5.33, mas para vento divergente em 250 hPa (m s^{-1})	164
5.36	Idem Figura 5.28, mas para vorticidade absoluta (10^{-5} s^{-1}) e gradiente de vorticidade absoluta (sombreado, $10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) em 250 hPa.	165
5.37	Idem Figura 5.28, mas para fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}) em 250 hPa.	166
5.38	Médias sazonais da mudança (%) para o cenário RCP 8.5 da magnitude do vento (m s^{-1}), divergência (10^{-6} s^{-1}), magnitude do vento divergente (m s^{-1}), vorticidade absoluta (10^{-5} s^{-1}), magnitude do gradiente de vorticidade absoluta ($10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) e fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}) em 250 hPa. Os períodos climatológicos para o presente e o futuro foram 1979-2004 e 2073-2098, respectivamente.	169
A.1	Compostos das anomalias diárias de (a) fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$), (b) vento zonal (m s^{-1}), (c) vento meridional (m s^{-1}) e (d) geopotencial (m) em 200 hPa e ROL (W m^{-2}) para a rodada CI17 na área A em eventos S_M+ para as quatro estações do ano.	185
A.2	Compostos das anomalias diárias de (a) fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$), (b) vento zonal (m s^{-1}), (c) vento meridional (m s^{-1}) e (d) geopotencial (m) em 200 hPa e ROL (W m^{-2}) para a rodada CI17 na área B em eventos S_M+ para as quatro estações do ano.	186
A.3	Compostos das anomalias diárias de (a) fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$), (b) vento zonal (m s^{-1}), (c) vento meridional (m s^{-1}) e (d) geopotencial (m) em 200 hPa e ROL (W m^{-2}) para a rodada CI17 na área C em eventos S_M+ para as quatro estações do ano.	187
A.4	Campos sazonais das mudanças da temperatura do ar em 1,5 metros ($^{\circ}\text{C}$) para os cenários RCP 2.6 e RCP 4.5. Os períodos climatológicos para o presente e o futuro foram 1979-2004 e 2073-2098, respectivamente.	188
A.5	Idem Figura A.4, mas para ROL (acima, W m^{-2}) e precipitação (abaixo, mm dia^{-1}).	189

A.6	Esquerda: campos sazonais das mudanças da magnitude do vento em 250 hPa (m s^{-1}) para os cenários RCP 2.6 e RCP 4.5. Direita: campos sazonais da linha de corrente em 250 hPa (m s^{-1}) para os cenários RCP 2.6 e RCP 4.5. Os períodos climatológicos para o presente e o futuro foram 1979-2004 e 2073-2098, respectivamente.	190
A.7	Esquerda: campos sazonais das mudanças da divergência em 250 hPa (10^{-6} s^{-1}) para os cenários RCP 2.6 e RCP 4.5. Direita: campos sazonais do vento divergente em 250 hPa (m s^{-1}) para os cenários RCP 2.6 e RCP 4.5. Os períodos climatológicos para o presente e o futuro foram 1979-2004 e 2073-2098, respectivamente.	191
A.8	Esquerda: campos sazonais das mudanças da vorticidade absoluta (10^{-5} s^{-1}) e gradiente de vorticidade absoluta (sombreado, $10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) em 250 hPa para os cenários RCP 2.6 e RCP 4.5. Direita: campos sazonais das mudanças da fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}) em 250 hPa para os cenários RCP 2.6 e RCP 4.5. Os períodos climatológicos para o presente e o futuro foram 1979-2004 e 2073-2098, respectivamente.	192

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Anos de El Niño e La Niña em DJF e JJA. Fonte: NOAA	23
3.2 Descrição das rodadas para o experimento histórico com o MCGA do CPTEC.	26
3.3 Descrição das rodadas para o experimento ATSM com o MCGA do CPTEC.	28
3.4 Campos analisados para a rodada CONTROLE e exibidos no Capítulo 4.	32
3.5 Campos analisados para a avaliação das diferenças entre as rodadas CONTROLE e PAC e exibidos no Capítulo 4.	33
3.6 Descrição das rodadas para o experimento histórico com o HadGEM2-ES.	34
3.7 Descrição dos cenários RCPs usados.	35
4.1 Variância (em %) dos 4 primeiros modos no HN. Em negrito estão destacados os modos que não foram separados de acordo com o critério de North et al. (1982).	45
4.2 Variância (em %) dos 4 primeiros modos no HS. Em negrito estão destacados os modos que não foram separados de acordo com o critério de North et al. (1982).	45
4.3 Valores de correlação entre a fonte de ondas de Rossby em 200 hPa e algumas variáveis na área A e o nível de significância em DJF e JJA. As variáveis são para o nível de 200 hPa, com exceção para a ROL.	62
4.4 Valores de correlação entre a fonte de ondas de Rossby em 200 hPa e algumas variáveis na área B e o nível de significância em DJF e JJA. As variáveis são para o nível de 200 hPa, com exceção para a ROL.	63
4.5 Valores de correlação entre a fonte de ondas de Rossby em 200 hPa e algumas variáveis na área C e o nível de significância em DJF e JJA. As variáveis são para o nível de 200 hPa.	63
4.6 Valores de correlação entre a fonte de ondas de Rossby em 200 hPa e algumas variáveis na área D e o nível de significância em DJF e JJA. As variáveis são para o nível de 200 hPa.	63
4.7 Número de dias com valores máximos de fonte de ondas de Rossby selecionados.	73
5.1 Número de dias selecionados para eventos S_M+ para a rodada CI17. . . .	127

5.2	Aumento da temperatura do ar em 1,5 metros média global e hemisférica projetado pelos cenários RCP 2.6, RCP 4.5 e RCP 8.5 no período entre 2073-2098 para as médias anual e sazonais. As diferenças foram calculadas com relação à temperatura média no período entre 1979-2004.	154
-----	---	-----

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AR4	– Fourth Assessment Report
BADC	– British Atmospheric Data Centre
CMIP5	– Coupled Model Intercomparison Project phase 5
CPC	– Climate Prediction Center
CPTEC	– Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
ECMWF	– European Centre for Medium-range Weather Forecasts
ERA-40	– ECMWF 40-year re-analysis
ENOS	– El Niño Oscilação Sul
FOE	– Função Ortogonal Empírica
GPCP	– Global Precipitation Climatology Project
HadGEM2-ES	– Hadley Centre’s Global Environmental Model version two - Earth System
HN	– Hemisfério Norte
HS	– Hemisfério Sul
IPCC	– Intergovernmental Panel on Climate Change
MCG	– Modelo de Circulação Geral
MCGA	– Modelo de Circulação Global Atmosférico
NCAR	– National Center for Atmospheric Research
NCEP	– National Centers for Environmental Prediction
NOAA	– National Oceanic and Atmospheric Administration
OMJ	– Oscilação de Madden-Julian
ONI	– Oceanic Niño Index
PNA	– Pacific-North American
PSA	– Pacific-South American
RCP	– Representative Community Pathways
ROL	– Radiação de Onda Longa
SRES	– Special Report on Emissions Scenarios
SSiB	– Simplified Simple Biosphere
TSM	– Temperatura da Superfície do Mar
ZCAS	– Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCI	– Zona de Convergência do Índico
ZCIT	– Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	– Zona de Convergência do Pacífico Sul

LISTA DE SÍMBOLOS

β	–	Gradiente meridional do parâmetro de Coriolis ($\text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$)
χ	–	Potencial de velocidade ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
φ	–	Latitude ($^{\circ}$)
λ	–	Longitude ($^{\circ}$)
λ_m	–	Autovalor
σ	–	Frequência (s^{-1})
Ω	–	Velocidade angular da Terra ($7,292 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$)
ξ	–	Vorticidade relativa (s^{-1})
ψ	–	Função de corrente ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
ψ'	–	Perturbação da função de corrente ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
ζ	–	Vorticidade absoluta (s^{-1})
D	–	Divergência horizontal (s^{-1})
E_C	–	Energia cinética (J kg^{-1})
f	–	Vorticidade planetária (s^{-1})
F_{UV}	–	Fluxo de momento (J kg^{-1})
k	–	Número de onda zonal (m^{-1})
K_S	–	Número de onda estacionária (m^{-1})
l	–	Número de onda meridional (m^{-1})
n	–	Número de observações
p	–	pressão/1000 (hPa)
r	–	Coefficiente de correlação
R	–	Raio médio da Terra ($6,37 \times 10^6 \text{ m}$)
S	–	Fonte de ondas de Rossby (s^{-2})
$S1$	–	Termo de <i>vortex stretching</i> (s^{-2})
$S2$	–	Advecção da vorticidade absoluta pelo fluxo divergente (s^{-2})
t	–	Valor de t-Student
t_C	–	Valor de t-Student crítico
u'	–	Anomalia diária do vento zonal (m s^{-1})
U	–	Vento zonal médio (m s^{-1})
v'	–	Anomalia diária do vento meridional (m s^{-1})
V	–	Vento meridional médio (m s^{-1})
$\mathbf{v}$	–	Velocidade do vento horizontal (m s^{-1})
$\mathbf{v}_\chi$	–	Componente divergente do vento (m s^{-1})
$\mathbf{v}_\psi$	–	Componente rotacional do vento (m s^{-1})

$\vec{W}$ – Atividade da onda horizontal ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$)

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Motivação	2
1.2 Objetivos	2
1.2.1 Objetivos Específicos	3
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 Geração e propagação de trens de ondas de Rossby	5
2.2 Fontes de ondas de Rossby	9
2.3 Efeitos das TSMs tropicais sobre a geração e propagação de ondas de Rossby	12
3 METODOLOGIA	17
3.1 Etapa 1 - Análise observacional	17
3.2 Etapa 2 - Simulações numéricas	24
3.2.1 MCGA do CPTEC	24
3.2.1.1 Descrição do modelo	25
3.2.1.2 Experimento histórico	26
3.2.1.3 Experimento ATSM	27
3.2.2 HadGEM2-ES - Met Office	33
3.2.2.1 Descrição do modelo	33
3.2.2.2 Experimento histórico	34
3.2.2.3 Experimento RCPs	35
4 ANÁLISE OBSERVACIONAL	37
4.1 Campos climatológicos	37
4.2 Fonte de ondas de Rossby	40
4.2.1 Análise de FOEs da fonte de ondas de Rossby	45
4.2.2 Variabilidade sazonal em quatro áreas identificadas como regiões fontes de ondas de Rossby	54
4.2.3 Variabilidade interanual	59
4.2.4 Análise de compostos	73
4.2.4.1 Área A - Pacífico Oeste	73
4.2.4.2 Área B - América do Sul	85

4.2.4.3	Área C - Sul da Austrália	96
4.2.4.4	Área D - Leste da Ásia	106
4.3	Discussão geral - Análise observacional	110
5	SIMULAÇÕES NUMÉRICAS	113
5.1	MCGA do CPTEC	113
5.1.1	Experimento histórico	113
5.1.1.1	Campos climatológicos	113
5.1.1.2	Fontes de ondas de Rossby simuladas pelo MCGA do CPTEC	119
5.1.1.3	Análise de compostos	127
5.1.2	Experimento ATSM	129
5.2	HadGEM2-ES - Met Office	143
5.2.1	Experimento histórico	143
5.2.1.1	Campos climatológicos	143
5.2.1.2	Fonte de ondas de Rossby simuladas pelo HadGEM2-ES	148
5.2.2	Experimentos de projeções climáticas futuras	153
5.3	Discussão geral - Simulações numéricas	170
6	CONCLUSÕES	173
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	177
	ANEXO A - GRÁFICOS ADICIONAIS DO CAPÍTULO 5	185
A.1	Análise de compostos com o MCGA do CPTEC	185
A.2	Experimentos de projeções climáticas futuras com o HadGEM2-ES - Met Office	188
	ANEXO B - ARTIGO EM REVISTA.	193

1 INTRODUÇÃO

As circulações médias temporais atmosféricas são caracterizadas por perturbações (ondas) de grande escala em latitudes médias e altas. Essas ondas, conhecidas como ondas de Rossby, foram identificadas primeiramente por [Rossby \(1939\)](#) em estudo sobre distúrbios nos ventos de oeste em latitudes médias. Um mecanismo que pode agir como fonte de ondas de Rossby é a divergência em altos níveis resultante da convecção forçada por temperaturas da superfície do mar (TSMs) anômalas sobre os trópicos. No entanto, apesar dos grandes valores de divergência no equador, a fonte de ondas de Rossby é pequena no cinturão de latitudes entre 15°N e 15°S pois a vorticidade absoluta é pequena ([RASMUSSEN; MO, 1993](#)). Para latitudes maiores que 15° , em direção aos polos, a fonte de ondas de Rossby resulta da convergência subtropical associada ao ramo descendente da célula de Hadley e da advecção de vorticidade absoluta pelo fluxo divergente ([RASMUSSEN; MO, 1993](#)). As ondas planetárias estacionárias climatológicas e as correntes de jato, especialmente no hemisfério Norte (HN), podem tornar a fonte de ondas de Rossby pouco dependente da posição do aquecimento tropical que a induz e criar padrões de teleconexão preferenciais, tais como o padrão Pacific-North American (PNA). Entretanto, vários fatores influenciam a dispersão e propagação das ondas de Rossby pela atmosfera, incluindo assimetrias zonais no estado climatológico, transientes e efeitos baroclínicos e não-lineares ([TRENBERTH et al., 1998](#)).

A propagação das ondas de Rossby devido a uma forçante local é um dos mecanismos responsáveis pelas configurações de trens de ondas associadas às teleconexões. As teleconexões atmosféricas podem ser identificadas através de correlações temporais estatisticamente significativas entre parâmetros meteorológicos em pontos distantes e seu estudo visa proporcionar um maior entendimento da variabilidade atmosférica de baixa frequência. As teleconexões podem influenciar os regimes de temperatura e precipitação e a localização das principais correntes de jato e storm tracks associadas, governando a variabilidade do sistema climático em uma grande variedade de escalas espacial e temporal, nos trópicos e extratropicais. Alguns estudos detectaram que o padrão de ondas de Rossby geradas sobre o leste da Ásia tem impacto sobre a convecção na região da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Pacífico Leste equatorial, modulando a nebulosidade, a estabilidade e o movimento vertical ([KILADIS; WEICKMANN, 1992](#); [KILADIS, 1998](#)). Além disso, observou-se também que a atividade das ondas de Rossby originada no Pacífico Oeste durante o inverno austral pode propagar-se através do Pacífico até a América do Sul, gerando incursões de ar frio nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil, cuja intensidade é dependente da

localização e/ou intensidade das fontes de ondas no Pacífico Oeste (MARENGO et al., 2002; MÜLLER; AMBRIZZI, 2007). Assim, estudos sobre as fontes de ondas de Rossby, responsáveis por padrões de teleconexões, são importantes para auxiliar na compreensão dos mecanismos de geração, na identificação das regiões de fontes e nas influências na circulação atmosférica e nos regimes de temperatura e precipitação.

1.1 Motivação

A distribuição espacial das fontes de ondas de Rossby em escala global e para todas as estações do ano ainda é um assunto pouco explorado. Assim, a importância desse estudo reside não somente na identificação das principais regiões fontes de ondas de Rossby, mas também na investigação dos principais padrões de variabilidade e na identificação da contribuição de cada componente para a fonte de ondas, quer seja a divergência, a vorticidade absoluta, o gradiente de vorticidade absoluta e os ventos divergentes.

Além disso, dada a importância da correta representação das fontes de ondas de Rossby pelos modelos climáticos, de forma a prover melhores previsões da resposta atmosférica (SARDESHMUKH; HOSKINS, 1988), este trabalho também avaliou a habilidade de dois modelos climáticos em simular as fontes de ondas de Rossby e suas componentes. Para isso, buscou-se identificar possíveis diferenças entre as simulações e os campos calculados com dados de reanálise e as causas para essas diferenças. Por fim, avaliou-se as mudanças futuras das fontes de ondas de Rossby e suas componentes em três cenários de emissão de gases do efeito estufa.

1.2 Objetivos

Este trabalho teve por objetivo principal realizar um estudo abrangente sobre as fontes de ondas de Rossby e suas componentes, com a utilização tanto de dados observados como de resultados de simulações numéricas. O trabalho foi dividido em duas etapas: análise observacional e simulações numéricas. O objetivo da análise observacional foi caracterizar as variabilidades espacial e temporal das fontes de ondas de Rossby, identificar a localização das mesmas, os processos envolvidos na geração das ondas e as influências sobre a circulação atmosférica, propagação de ondas e precipitação sobre a América do Sul. As simulações numéricas tiveram por intuito verificar a habilidade de dois modelos climáticos em simular as fontes de ondas de Rossby, suas componentes e outros aspectos associados à propagação das ondas.

1.2.1 Objetivos Específicos

Cada etapa do trabalho possuiu objetivos específicos distintos, conforme segue abaixo:

Etapa 1: Análise observacional

- Caracterizar a distribuição espacial das fontes de ondas de Rossby sobre os trópicos e extratropicos nas quatro estações do ano;
- Estabelecer os processos associados às fontes de ondas de Rossby identificadas nas análises;
- Identificar os principais modos de variabilidade da fonte de ondas de Rossby;
- Analisar as variabilidades sazonal e interanual da fonte de ondas de Rossby e suas componentes;
- Analisar as condições atmosféricas, incluindo a configuração dos trens de ondas, associadas a eventos com máximos valores de fonte de ondas de Rossby em quatro áreas.

Etapa 2: Simulações numéricas

- Verificar a habilidade de dois modelos climáticos em simular as fontes de ondas de Rossby e suas componentes;
- Investigar o efeito do aumento da TSM sobre o Pacífico Oeste na circulação atmosférica e fontes de ondas de Rossby e suas componentes;
- Avaliar as mudanças futuras das fontes de ondas de Rossby e suas componentes em função do aumento da concentração de gases do efeito estufa.

O capítulo 2 apresenta uma revisão bibliográfica sobre as fontes de ondas de Rossby e alguns aspectos teóricos sobre a geração e propagação de ondas de Rossby, bem como uma discussão sobre os efeitos da TSM tropical sobre a circulação atmosférica e propagação de ondas de Rossby. A metodologia é apresentada no capítulo 3. Os resultados da análise observacional e das simulações numéricas são mostrados nos capítulos 4 e 5, respectivamente. Por fim, o capítulo 6 apresenta as conclusões e

sugestões para trabalhos futuros. Alguns gráficos adicionais do Capítulo 5 são mostrados no Anexo A. O Anexo B contém o artigo publicado em revista científica com alguns resultados apresentados neste trabalho.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Geração e propagação de trens de ondas de Rossby

As ondas de Rossby, também chamadas de ondas planetárias, foram originalmente descobertas por Carl Gustav Rossby em uma investigação dos distúrbios nos ventos de oeste em latitudes médias (ROSSBY, 1939). A onda de Rossby é um movimento em que há a conservação da vorticidade absoluta e deve sua existência à variação do parâmetro de Coriolis com a latitude, o chamado efeito β . Esse movimento ondulatório no plano horizontal de escala sinótica é caracterizado pela alternância de regiões de vorticidade ciclônica e anticiclônica à medida que a onda propaga-se, sendo que a força restauradora dessa onda é a força de Coriolis. Uma característica especial das ondas de Rossby é que sua velocidade de fase (a velocidade das cristas da onda) tem sempre uma componente para oeste em relação ao fluxo básico. Entretanto, a velocidade de grupo (associada com o fluxo de energia) pode ser em qualquer direção. Em geral, ondas curtas tem velocidade de grupo para leste e ondas longas tem velocidade de grupo para oeste.

Um dos fatores que favorece a geração de ondas de Rossby é o aquecimento diabático tropical, que é balanceado pelo movimento vertical ascendente e divergência em altos níveis, resultando em um distúrbio no campo de vorticidade absoluta. Assim, por conservação da vorticidade absoluta, as ondas de Rossby são geradas. Hoskins e Karoly (1981), em um estudo com modelos barotrópicos acerca da resposta da atmosfera a uma forçante térmica, constataram a influência do aquecimento tropical e da divergência resultante do movimento ascendente sobre a formação de ondas de Rossby, que propagaram-se para os extratrópicos ao longo de uma grande rota circular. No entanto, as ondas planetárias estacionárias climatológicas e as correntes de jato associadas podem tornar as forçantes de ondas de Rossby um tanto quanto insensíveis à posição do aquecimento tropical, criando padrões de resposta preferenciais tais como o Pacific-North American (PNA, Wallace e Gutzler (1981)). Padrões de teleconexões similares aos do HN também podem ser encontrados no hemisfério Sul (HS), embora estes sejam menos estáveis, devido à falta de grandes continentes (LACHLAN-COPE; CONNOLLEY, 2006). Mo e Paegle (2001) identificaram que fontes anômalas de calor tropical associadas aos eventos El Niño Oscilação Sul (ENOS) estiveram relacionadas aos modos 1 e 2 do Pacific-South American (PSA, Mo e Ghil (1987)). O papel das TSMs tropicais para a geração de ondas de Rossby é discutido em mais detalhes na Seção 2.3.

A forçante para as ondas de Rossby pode ser inferida através da equação de vorti-

cidade barotrópica:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \zeta = -\zeta D \quad (2.1)$$

em que $\zeta = f + \xi$ é a vorticidade absoluta, sendo f a vorticidade planetária e ξ a vorticidade relativa, $\mathbf{v}$ é o vento e $D = \partial u / \partial x + \partial v / \partial y$ é a divergência horizontal.

Numa análise preliminar da equação 2.1 poderia-se chegar à conclusão de que o lado esquerdo da equação descreveria a propagação das ondas de Rossby enquanto que o termo do lado direito representaria a forçante dessas ondas. Assim, como ζ é relativamente pequeno nos trópicos, as anomalias de aquecimento nos trópicos seriam ineficientes para produzir ondas de Rossby, o que não condiz com os padrões de teleconexões observados. Uma forma de resolver essa aparente contradição é decompor o campo de velocidade $\mathbf{v}$ em uma parte puramente rotacional $\mathbf{v}_\psi$ e outra puramente divergente $\mathbf{v}_\chi$. Dessa forma, o campo de velocidade passa a ser descrito em termos de dois campos escalares, a função de corrente ψ e o potencial de velocidade χ :

$$\mathbf{v}_\psi = \mathbf{k} \times \nabla \psi, \quad \mathbf{v}_\chi = \nabla \chi \quad (2.2)$$

Dessas definições, segue que a vorticidade relativa pode ser escrita como $\xi = \nabla^2 \psi$ e a divergência como $D = \nabla^2 \chi$. Substituindo $\mathbf{v}$ na Equação 2.1 por $\mathbf{v}_\psi + \mathbf{v}_\chi$, tem-se:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{v}_\psi \cdot \nabla \zeta = -\zeta D - \mathbf{v}_\chi \cdot \nabla \zeta \quad (2.3)$$

A equação 2.3 representa o correto particionamento entre os termos de propagação da onda de Rossby (à esquerda), que envolve apenas a parte rotacional do vento, e os termos forçantes (à direita), envolvendo a parte divergente do vento. Essa forma da equação de vorticidade barotrópica foi discutida por Sardeshmukh e Hoskins (1988), que denominaram os termos do lado direito da equação 2.3 como fonte de ondas de Rossby S , que é a forçante associada ao fluxo divergente:

$$S = -\zeta D - \mathbf{v}_\chi \cdot \nabla \zeta \quad (2.4)$$

$$S = -\nabla \cdot (\mathbf{v}_\chi \zeta) \quad (2.5)$$

Através da análise dessa equação, tem-se que a forçante para as ondas de Rossby é maior em áreas em que a divergência, o vento divergente, a vorticidade absoluta e o gradiente da vorticidade absoluta são grandes. Isso pode acontecer em regiões ao sul (no HS) do aquecimento no equador, onde a divergência em altos níveis, associada com a convecção profunda, é maior e há grandes gradientes de vorticidade associados com o jato subtropical. O Pacífico Oeste, a leste da Austrália, é uma região que apresenta tais características, tornando-se assim uma região favorável para a formação de trens de ondas de Rossby. A equação 2.4 evidencia como as ondas de Rossby podem ser excitadas pelo aquecimento diabático tropical embora ζ seja frequentemente pequeno na vizinhança do aquecimento. O fluxo divergente é maior ao redor da borda da região de aquecimento, e não na região onde D é grande, e os gradientes de ζ são maiores em direção aos subtrópicos, implicando que os maiores valores de S sejam encontrados nos subtrópicos. Essa situação é ilustrada na Figura 2.1.

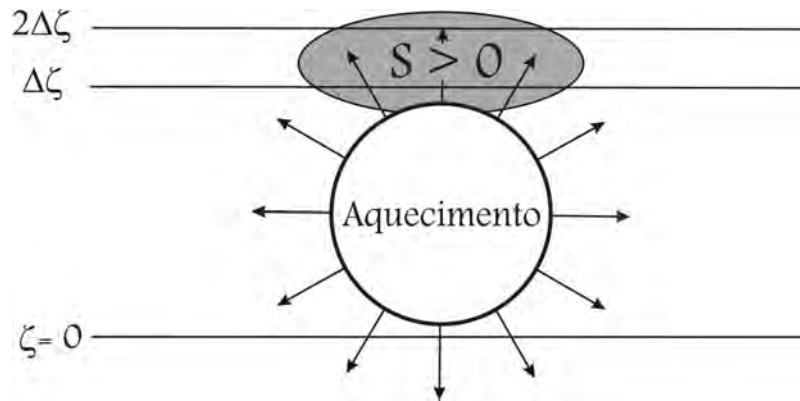


Figura 2.1 - Diagrama esquemático da geração de ondas de Rossby pelo aquecimento diabático tropical no HN. A região hachurada indica a região em que a fonte de ondas de Rossby é maior.

Fonte: Adaptado de James (1994)

A equação 2.4 pode ser reescrita como:

$$S = S1 + S2 \quad (2.6)$$

em que $S1 = -\zeta D$ é o termo de *vortex stretching*, representando a geração de

vorticidade pela divergência, e $S2 = -\mathbf{v}_\chi \cdot \nabla \zeta$ é a advecção da vorticidade absoluta pelo fluxo divergente. Esses termos já foram discutidos por [Lu e Kim \(2004\)](#) e usados para avaliar os papéis dos aquecimentos tropical e extratropical na geração de ondas de Rossby no HN. [Sardeshmukh e Hoskins \(1988\)](#) evidenciaram a importância do termo de advecção de vorticidade absoluta pelo fluxo divergente em estudo sobre a resposta atmosférica à divergência tropical sobre o Pacífico Oeste, com a utilização de três diferentes formulações para a fonte de ondas de Rossby.

A propagação dos trens de ondas de Rossby ocorre em certas regiões preferenciais, conhecidas como guias de ondas. A localização dos guias de ondas pode ser inferida através da distribuição espacial do número de onda estacionária K_S , sendo que este pode ser deduzido a partir da relação de dispersão de uma onda de Rossby barotrópica não-divergente:

$$\sigma = Uk - \frac{\left(\beta - \frac{\partial^2 U}{\partial y^2}\right)k}{k^2 + l^2} \quad (2.7)$$

em que U é o escoamento básico de oeste uniforme e constante, $\beta = 2\Omega \cos(\varphi/R)$ é a variação do parâmetro de Coriolis com a latitude, sendo Ω a velocidade angular da Terra, φ a latitude e R o raio da Terra, k é o número de onda zonal e l é o número de onda meridional.

Para uma onda estacionária ($\sigma = 0$), a relação de dispersão torna-se:

$$K_S^2 = \frac{\left(\beta - \frac{\partial^2 U}{\partial y^2}\right)}{U}, \text{ em que } K_S^2 = k^2 + l^2 \quad (2.8)$$

Dessa forma, a condição para a onda propagar-se meridionalmente é $l^2 > 0$. Essa condição é satisfeita para:

- Ventos de oeste ($U > 0$)
- Ondas longas (k pequeno)
- $\beta - \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} = \beta - \frac{\partial \zeta}{\partial y} > 0$

Em geral, essas características são encontradas ao longo das correntes de jato subtropicais durante o inverno em ambos os hemisférios e nas regiões de fluxo de oeste,

conhecidas como dutos de oeste, que estendem-se das latitudes médias até o equador durante o inverno e a primavera boreal sobre o Pacífico equatorial Leste e Atlântico (KILADIS; WEICKMANN, 1997). Regiões zonalmente orientadas com valores relativamente altos de K_S delimitados por valores menores a norte e sul indicam áreas favoráveis para a presença de guias de ondas, conforme descrito em Hoskins e Ambrizzi (1993). Através do uso desse critério, esses autores identificaram três guias de ondas durante o verão austral, localizados sobre o jato Norte Africano - Asiático, o jato do Atlântico Norte - Norte da Europa e o jato do HS. Durante o inverno austral, Ambrizzi et al. (1995) verificaram a existência de quatro guias de ondas situados sobre o jato Norte Africano - Asiático, o jato do Atlântico Norte - Norte da Europa, o jato subtropical do HS e o jato polar.

2.2 Fontes de ondas de Rossby

A identificação das regiões fontes de ondas de Rossby através de dados observacionais tem sido tema de alguns estudos, porém não em escala global ou em todas as estações do ano. James (1994) identificou fontes de ondas de Rossby em 150 hPa durante o inverno boreal sobre o leste da Ásia, norte da África, América do Norte no HN e sobre o Pacífico Oeste, sul da Austrália e América do Sul (Figura 2.2).

Rasmusson e Mo (1993) usaram dados de análise para identificar a forçante das ondas de Rossby em latitudes médias para as fases quente e fria do ciclo do ENOS de 1986-89. A distribuição espacial das anomalias de fontes de ondas em 200 hPa para o El Niño de 1987 em JFM (Figura 2.3) mostrou amplitude máxima nos extratrópicos do hemisfério de inverno, entre 30°-35°N, e o desvio padrão zonal foi ao menos uma ordem de magnitude maior que o encontrado nos trópicos. As anomalias de fontes de ondas de Rossby foram em geral pequenas entre 15°N e 15°S, uma vez que a vorticidade absoluta é pequena nessa região. Em latitudes maiores que 15°, em direção aos polos, os grandes valores de anomalias de fontes de ondas foram um resultado do termo de *vortex stretching*, devido às regiões de divergência anômalas em altos níveis.

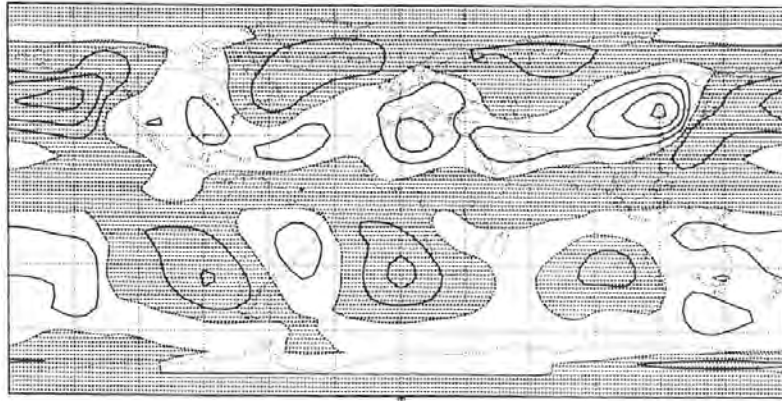


Figura 2.2 - Fontes de ondas de Rossby ($5 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) em 150 hPa no inverno boreal para o período entre 1979 e 1989. As áreas sombreadas representam valores negativos.

Fonte: Adaptado de [James \(1994\)](#)

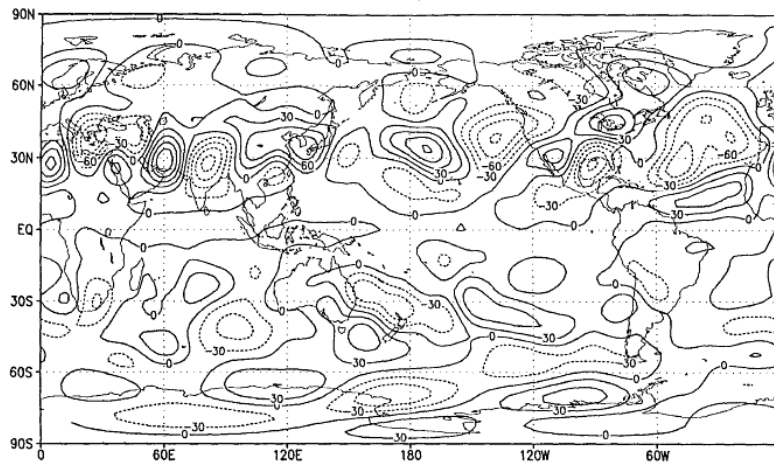


Figura 2.3 - Anomalias de fontes de ondas de Rossby ($30 \times 10^{-12} \text{ s}^{-2}$) em 200 hPa para o El Niño de 1987 em JFM.

Fonte: Adaptado de [Rasmusson e Mo \(1993\)](#)

[Moon e Ha \(2003\)](#) estudaram a relação entre a circulação extratropical no inverno boreal e a convecção tropical para um evento de El Niño (1982/83) e de La Niña (1988/89), procurando identificar as fontes e os sumidouros de ondas de Rossby (Figura 2.4). Em ambos os casos, a fonte de ondas de Rossby foi máxima sobre o Leste da Ásia devido ao persistente aquecimento sobre a piscina quente do Pacífico Oeste. No entanto, o sumidouro das ondas de Rossby exibiu características contrastantes sobre os subtrópicos e extratrópicos entre os dois anos. No ano de El Niño, o fortalecimento da convecção tropical sobre o Pacífico Leste produziu um sumidouro de ondas de Rossby em 10°N deslocado para leste (em relação à posição observada

em um ano neutro) sobre o Pacífico Norte, enquanto que no ano de La Niña a área de sumidouro foi deslocada para oeste. As mudanças no sumidouro sobre o Pacífico Norte parecem ser o efeito do deslocamento longitudinal da forçante tropical e está relacionada com as mudanças no termo de *vortex stretching*.

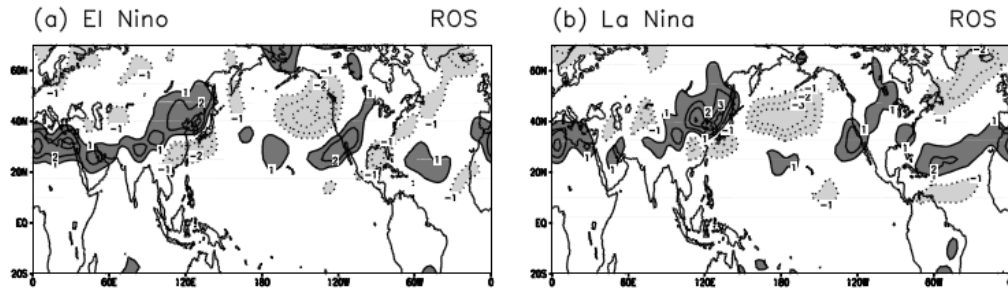


Figura 2.4 - Fontes de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$) em 200 hPa para um evento de (a) El Niño (1982/83) e (b) La Niña (1988/89) em DJF.

Fonte: Adaptado de Moon e Ha (2003)

Lu e Kim (2004), utilizando dados de reanálise para o período entre 1989 e 1998, identificaram fontes de ondas de Rossby climatológicas em 200 hPa durante o verão boreal (Figura 2.5). No HN, as fontes de ondas localizaram-se sobre o Pacífico e Atlântico Norte e sobre o norte da América do Norte. Os sumidouros de ondas foram localizados ao longo da corrente de jato da Ásia e sobre o Pacífico e Atlântico Norte extratropical. Os autores também analisaram as componentes da fonte de ondas de Rossby para verificar os papéis dos aquecimentos tropical e extratropical, concluindo que fatores diferentes contribuem para os sumidouros de ondas sobre o leste da Ásia e o Pacífico Norte tropical. Os sumidouros resultaram predominantemente da advecção da vorticidade absoluta pelo fluxo divergente no leste da Ásia e do termo de *vortex stretching* no Pacífico Norte.

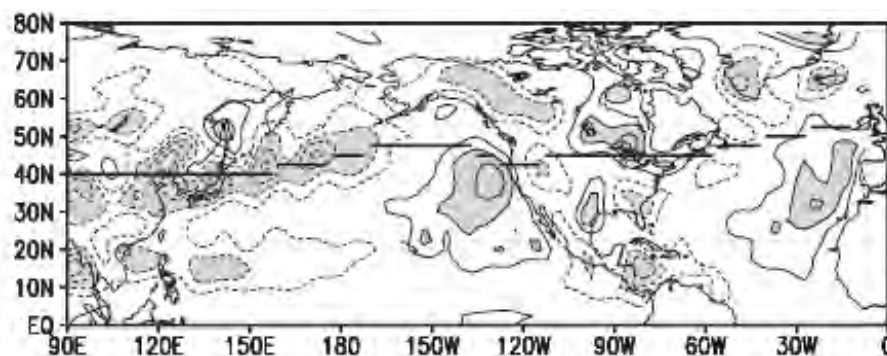


Figura 2.5 - Fontes de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$) em 200 hPa em JJA para o período entre 1989 e 1998. As linhas espessas representam os núcleos das correntes de jato em 200 hPa.

Fonte: Adaptado de [Lu e Kim \(2004\)](#)

2.3 Efeitos das TSMs tropicais sobre a geração e propagação de ondas de Rossby

Diversos estudos tem sugerido que a resposta atmosférica a anomalias positivas de TSM tropical pode ser entendida em termos da propagação de trens de ondas de Rossby e dispersão sobre uma esfera, com a fonte das ondas localizada na troposfera superior tropical ([HOSKINS; KAROLY, 1981](#); [SIMMONS, 1982](#)). A Figura 2.6 é um esquema que ilustra como a circulação atmosférica é influenciada pelas TSMs tropicais. A resposta atmosférica dominante no HN ocorre sob a forma de um trem de ondas forçado pela divergência em altos níveis nos trópicos resultante da convecção associada ao aquecimento diabático tropical. A divergência em altos níveis no equador resulta em um fluxo anômalo em direção aos polos, provocando uma convergência subtropical e um par de anticiclones anômalos e originando um trem de ondas de anomalias positivas e negativas de geopotencial e função de corrente. Isso tipicamente produz um deslocamento para sul do *storm track* associado com a corrente de jato subtropical, levando ao fortalecimento da atividade da *storm track* ao sul e diminuindo a atividade ao norte do primeiro centro ciclônico. Mudanças correspondentes podem ocorrer no HS.

Os resultados de alguns trabalhos tem mostrado o importante papel que o aquecimento tropical exerce sobre a geração de ondas de Rossby, via divergência em altos níveis associada à convecção profunda. [Sardeshmukh e Hoskins \(1988\)](#) estudaram a resposta de um modelo da equação de vorticidade a anomalias de TSM, represen-

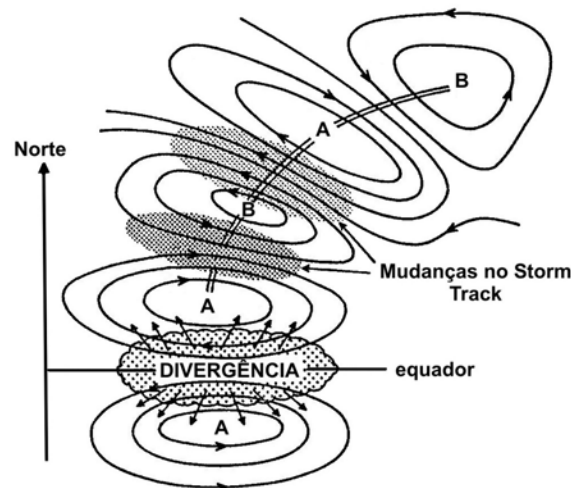


Figura 2.6 - Visão esquemática das principais mudanças em altos níveis no HN em resposta a anomalias de TSM, com desenvolvimento de convecção e divergência em altos níveis anômalas na região do equador.
 Fonte: Adaptado de [Trenberth et al. \(1998\)](#)

tadas no modelo como uma região de divergência em altos níveis sobre o Pacífico Oeste. Os resultados desse modelo mostraram fontes de ondas sobre o Pacífico e a propagação de ondas em ambos hemisférios, mas a configuração desses trens de ondas foi dependente da formulação para a fonte de ondas utilizada.

[Qin e Robinson \(1993\)](#) utilizaram um modelo espectral de dois níveis para simular a resposta atmosférica ao aquecimento tropical, com ênfase para as fontes de ondas de Rossby. Utilizando a mesma formulação para a fonte de ondas definida por [Sardeshmukh e Hoskins \(1988\)](#), os autores encontraram que a fonte de ondas exibiu uma estrutura espacial relativamente complicada dos trópicos até os extratrópicos. O mecanismo associado à componente tropical da fonte de ondas foi a advecção da vorticidade absoluta pelo fluxo divergente. A componente extratropical foi localizada ao longo de um cinturão de latitude centrado em 30°N e teve uma contribuição maior do termo de *vortex stretching*.

Em um estudo similar ao de [Sardeshmukh e Hoskins \(1988\)](#), mas com um modelo baroclínico, [Jin e Hoskins \(1995\)](#) analisaram as configurações das fontes de ondas em resposta à variação da localização do aquecimento tropical. Em todos os casos, o modelo produziu fontes de ondas próximas à região do aquecimento, mas as configurações das fontes foram fortemente influenciadas pelo escoamento básico. Os padrões de ondas estenderam-se até o equador nas regiões em que os ventos de oeste básicos também estenderam-se até o equador. Apesar da interpretação das fontes

de ondas ter sido mais complexa do que no caso barotrópico, muitos dos resultados estiveram em concordância com os apresentados por [Sardeshmukh e Hoskins \(1988\)](#), como a importância da advecção da vorticidade absoluta pelo fluxo divergente para as fontes de ondas.

[Lachlan-Cope e Connolley \(2006\)](#) investigaram o impacto das anomalias de TSM associadas a eventos de El Niño sobre os termos da fonte de ondas de Rossby durante o inverno austral no HS. Os autores mostraram que as ondas de Rossby são geradas no Pacífico Tropical como resultado das anomalias de TSM, mas apenas se as anomalias positivas de TSM no Pacífico Tropical ocorrerem sob áreas com ascensão climatológica. Isso porque resultados de experimentos numéricos indicaram que, em áreas com subsidência climatológica de grande escala, as anomalias positivas de TSM só poderiam exercer alguma influência sobre o movimento vertical se estas fossem maiores do que 4°C , que é um valor maior do que o observado usualmente.

Mas não são apenas as anomalias relacionadas ao ENOS que podem gerar trens de ondas de Rossby e influenciar a circulação extratropical. [Drummond e Ambrizzi \(2008\)](#) investigaram o impacto de três diferentes modos de variabilidade de baixa frequência da TSM dos oceanos Índico e Pacífico sobre a variabilidade interanual do sistema de monção da América do Sul. O primeiro modo de variabilidade da TSM, localizado próximo ao sudeste da África, foi associado com aumento da precipitação no verão austral sobre os subtrópicos e propagação de um trem de ondas do Índico até a América do Sul. O segundo modo de variabilidade, sobre o oeste do Pacífico, esteve relacionado com condições de seca sobre a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), aumento da precipitação sobre os subtrópicos e com um padrão de trem de ondas com rota tipo PSA. O terceiro modo, sobre o sudoeste do Pacífico Sul, esteve associado com aumento da precipitação sobre a ZCAS, condições de seca sobre o subtrópicos e propagação de um trem de ondas tipo PSA.

Embora os estudos acerca da resposta de um modelo de circulação geral (MCG) a anomalias de TSM com enfoque sobre a propagação de trens de ondas de Rossby sejam poucos, os resultados desses estudos indicam a capacidade desses modelos em simular padrões de teleconexões forçados por anomalias de TSM. [Shukla e Wallace \(1983\)](#) simularam a resposta atmosférica de um MCG a anomalias de TSM no Pacífico Equatorial e os resultados para o campo de geopotencial em 300 hPa mostraram evidências de propagação de ondas de Rossby ao longo de uma grande rota circular em direção ao polo e para leste sobre o Pacífico Norte.

Posteriormente, [Shukla e Fennessy \(1988\)](#) realizaram um experimento com um MCG

forçado com anomalias observadas de TSM no Pacífico durante o inverno de 1982/83 e através da evolução temporal do campo de altura geopotencial em 300 hPa foi possível identificar a propagação de um trem de ondas de Rossby em latitudes médias.

[Kang e Kimura \(2003\)](#) estudaram o efeito da TSM do Pacífico Tropical sobre o clima do Japão e da Coreia com um modelo regional atmosférico. Esse estudo indicou que o aumento uniforme da TSM ao redor das Filipinas gerou a propagação de ondas de Rossby, resultando na formação de um anticiclone subtropical anômalo em torno do Japão/Coreia, sendo que a escala temporal da resposta atmosférica à forçante foi de cerca de 5 dias.

[Li \(2006\)](#) forçou um MCG com um resfriamento da TSM do Mar Mediterrâneo por 2K, e o resultado dessa simulação exibiu um padrão de teleconexão com fortes características zonais. Esse padrão situou-se na região da corrente de jato subtropical sobre o Pacífico Norte e América do Norte e propagou-se para o Atlântico Norte e norte da Europa. Diante disso, um dos objetivos desse estudo é verificar se o Modelo de Circulação Global Atmosférico (MCGA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) exibe comportamento semelhante aos descritos acima quando submetido a anomalias positivas de TSM.

3 METODOLOGIA

3.1 Etapa 1 - Análise observacional

Nesta etapa realizou-se um estudo das variabilidades espacial e temporal da fonte de ondas de Rossby e das influências das fontes de ondas sobre a circulação atmosférica, a propagação de ondas e a precipitação sobre a América do Sul. Para essas análises, foram utilizados os seguintes conjuntos de dados:

- Reanálise do National Centers for Environmental Prediction - National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR).

As variáveis utilizadas foram vento zonal e meridional em 200 hPa, geopotencial em 200 hPa e temperatura do ar à superfície. Os dados possuem resolução temporal diária e espacial de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ e o período analisado foi entre 1979 e 2007. Maiores detalhes sobre esse conjunto de dados podem ser encontrados em [Kalnay et al. \(1996\)](#).

- Reanálise de 40 anos do European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF, ERA-40).

As variáveis usadas foram vento zonal e meridional em 200 hPa, com resolução temporal diária e espacial de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ para o período entre 1979 e 2007. [Uppala et al. \(2005\)](#) apresentaram uma descrição mais detalhada dessa reanálise. Esse conjunto de dados foi utilizado para verificar a robustez de alguns dos resultados obtidos com os dados de reanálise do NCEP/NCAR.

- Análise do Climate Prediction Center (CPC) para a precipitação diária.

Esses dados possuem resolução de $1^\circ \times 1^\circ$ com domínio espacial sobre a América do Sul ($80^\circ\text{O} - 30^\circ\text{O}$; $40^\circ\text{S} - 10^\circ\text{N}$). O período selecionado foi entre 1979 e 2007 e a descrição dessa análise pode ser encontrada em [Silva et al. \(2007\)](#).

- Análise do Global Precipitation Climatology Project (GPCP) versão 2 para precipitação mensal.

A resolução espacial é de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, o período selecionado foi entre 1979 e 2007 e a descrição dessa análise pode ser encontrada em [Adler et al. \(2003\)](#).

- Radiação de onda longa (ROL) interpolada diária disponibilizada pela National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA).

A resolução espacial é de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ e o período selecionado foi entre 1979 e 2007. Esse conjunto de dados é descrito por [Liebmann e Smith \(1996\)](#).

A análise observacional compreendeu as seguintes etapas:

1. Cálculo de campos climatológicos sazonais de fonte de ondas de Rossby em 200 hPa. A média climatológica consistiu em um período de 29 anos entre 1979 e 2007.

Antes de realizar o cálculo da fonte de ondas de Rossby, foi feita a caracterização da circulação atmosférica climatológica em altos níveis. Dessa forma, utilizando dados diários de vento zonal e meridional em 200 hPa, foram plotados os campos sazonais climatológicos de magnitude do vento, linhas de corrente, energia cinética associada aos transientes e fluxo de momento. A energia cinética E_C e o fluxo de momento F_{UV} foram calculados da seguinte forma:

$$E_C = (u'^2 + v'^2) / 2 \quad (3.1)$$

$$F_{UV} = u'v' \quad (3.2)$$

em que u' e v' representam a anomalia diária do vento zonal e do vento meridional, respectivamente.

Em seguida, foram calculados os valores diários das componentes da fonte de ondas de Rossby em 200 hPa, as quais consistem nos seguintes termos: vorticidade absoluta, gradiente da vorticidade absoluta, divergência horizontal e vento divergente. Esses campos foram calculados através de uma rotina computacional para solução de equações diferenciais parciais elípticas ([SWARZTRAUBER; SWEET, 1975](#)). A seguir, os valores diários da fonte de ondas de Rossby foram calculados de acordo com a Equação 2.4. Em seguida, as médias sazonais foram calculadas a partir dos valores diários da fonte de ondas. Esse método de cálculo é o mais apropriado pois, como discutido por [Simmonds e Lim \(2009\)](#), evita significantes vieses uma vez que as variáveis da Equação 2.4 apresentam forte covariância temporal. Para assegurar que os

resultados eram robustos, calculou-se os mesmos campos com os dados de reanálise do ERA-40. Além disso, para definir a importância relativa de cada componente da fonte de ondas de Rossby, foram calculadas as médias sazonais dos termos $S1$ e $S2$ conforme definidas na equação 2.6. As médias sazonais de $S1$ e $S2$ também foram calculadas a partir dos valores diários, conforme discutido anteriormente.

2. Análise de Funções Ortogonais Empíricas (FOEs) para identificação dos principais modos de variabilidade da fonte de ondas de Rossby.

A técnica estatística de Funções Ortogonais Empíricas (FOEs) é adequada para identificar os principais modos de variabilidade espacial e temporal de uma variável; a descrição desse método pode ser encontrada em Peixoto e Oort (1992). O resultado dessa análise produz um conjunto de autovalores e autovetores (HANNACHI et al., 2007). Os autovetores (FOEs) representam padrões espaciais ortogonais que possuem uma variabilidade temporal dada por uma série temporal (coeficiente de expansão ou componente principal). Os autovalores são proporcionais à fração da variância total do campo explicada por cada modo da FOE. Assim, o primeiro modo, relacionado com o maior autovalor, representa a maior fração da variância total, o segundo modo explica a maior fração da variância restante, e assim por diante (VENEGAS et al., 1997). Entretanto, problemas na interpretação dos padrões espaciais podem surgir porque os modos físicos não são necessariamente ortogonais (DOMMENGET; LATIF, 2002). A restrição imposta pela ortogonalidade pode resultar em padrões espaciais que não são localizados mas espalhados por todo o domínio. No entanto, essa característica não aparece em nossa análise, como pode ser visto na Seção 4.2.1.

As FOEs não-rotacionadas foram calculadas através de um programa na linguagem Fortran para cada estação e hemisfério separadamente, do equador ao polo. O cálculo das FOEs foi aplicado em séries temporais das anomalias diárias da fonte de ondas de Rossby que continham apenas os meses referentes a cada estação para o período entre 1979-2007. Um esquema de como as séries de dados foram obtidas e o número de dias utilizados para cada estação são mostrados na Figura 3.1.

	Esquema de obtenção das séries temporais							Número de dias
DJF	dez/1979 {1,2,...,31}	jan/1980 {1,2,...,31}	fev/1980 {1,2,...,28}	...	dez/2006 {1,2,...,31}	jan/2007 {1,2,...,31}	fev/2007 {1,2,...,28}	2617
MAM	mar/1979 {1,2,...,31}	abr/1979 {1,2,...,30}	mai/1979 {1,2,...,31}	...	mar/2007 {1,2,...,31}	abr/2007 {1,2,...,30}	mai/2007 {1,2,...,31}	2668
JJA	jun/1979 {1,2,...,30}	jul/1979 {1,2,...,31}	ago/1979 {1,2,...,31}	...	jun/2007 {1,2,...,30}	jul/2007 {1,2,...,31}	ago/2007 {1,2,...,31}	2668
SON	set/1979 {1,2,...,30}	out/1979 {1,2,...,31}	nov/1979 {1,2,...,30}	...	set/2007 {1,2,...,30}	out/2007 {1,2,...,31}	nov/2007 {1,2,...,30}	2639

Figura 3.1 - Esquema de obtenção das séries temporais para a análise de FOEs e o número de dias utilizados para as quatro estações do ano.

Os autovalores, autovetores e as componentes principais dos dez primeiros modos foram encontrados, mas apenas os quatro primeiros foram analisados, representando a maior fração da variância total. Para verificação da separação dos modos, no intuito de saber se os modos encontrados eram degenerados, foi utilizado o critério proposto por North et al. (1982). Esse critério propõe que o autovalor λ_m do modo m é separado dos seus vizinhos se o erro de amostragem $\delta\lambda_m$ é menor que a distância para o autovalor vizinho $\Delta\lambda_m$:

$$\delta\lambda_m < \Delta\lambda_m \quad (3.3)$$

em que:

$$\delta\lambda_m \approx \lambda_m \left(\frac{2}{n} \right)^{1/2} \quad \text{e} \quad \Delta\lambda_m = \lambda_m - \lambda_{m+1}$$

sendo n o número de observações.

3. Análise da variabilidade sazonal da fonte de ondas de Rossby e de suas componentes.

Esta etapa também teve por objetivo determinar a importância relativa de cada componente para a fonte de ondas. A primeira etapa dessa análise consistiu em selecionar três áreas no HS e uma área no HN que atuam como fontes (ou sumidouros) de ondas de Rossby, conforme observado nas configurações espaciais da fonte de ondas de Rossby apresentadas na Seção 4.2. Essas regiões, ilustradas nas Figuras 3.2 e

3.3, estão localizadas sobre o Pacífico Oeste ($160^{\circ}\text{L} - 160^{\circ}\text{O}$, $10^{\circ}\text{S} - 30^{\circ}\text{S}$), América do Sul ($60^{\circ}\text{O} - 40^{\circ}\text{O}$, $10^{\circ}\text{S} - 30^{\circ}\text{S}$) e ao sul da Austrália ($120^{\circ}\text{L} - 160^{\circ}\text{L}$, $40^{\circ}\text{S} - 60^{\circ}\text{S}$) no HS e sobre o leste da Ásia ($100^{\circ}\text{L} - 135^{\circ}\text{L}$, $35^{\circ}\text{N} - 50^{\circ}\text{N}$) no HN. Para cada uma dessas áreas, foram plotados gráficos das médias espaciais sazonais climatológicas de vento zonal e meridional, divergência, vorticidade absoluta, magnitude do gradiente de vorticidade absoluta, magnitude do vento divergente, fonte de ondas de Rossby e termos $S1$ e $S2$ em 200 hPa.

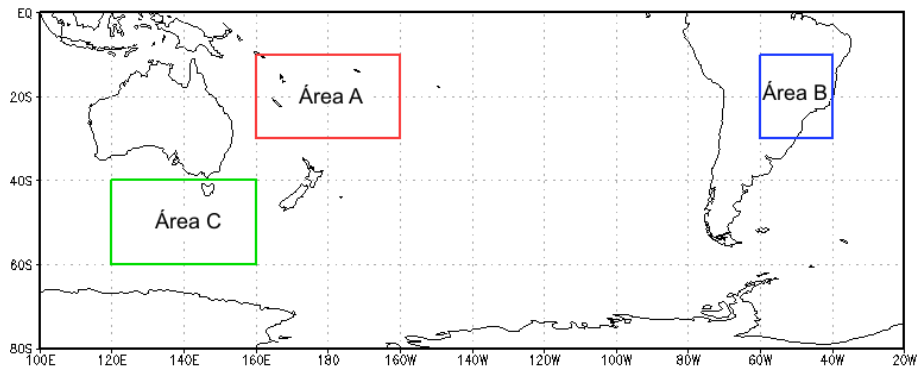


Figura 3.2 - Áreas no HS selecionadas para análise, a partir da identificação das fontes de ondas de Rossby.

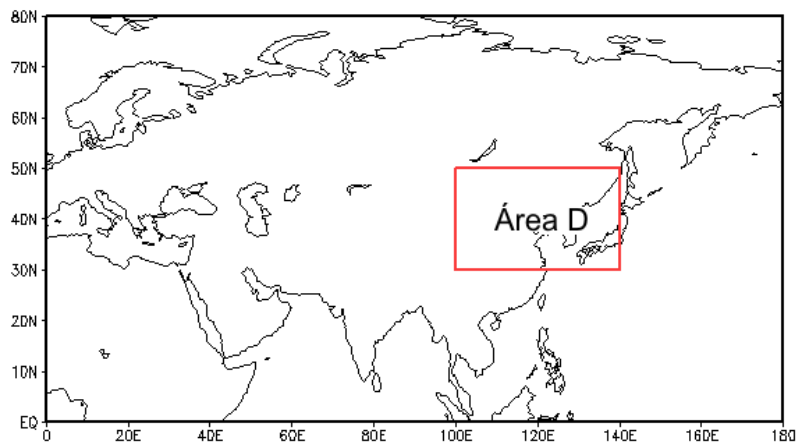


Figura 3.3 - Área no HN selecionada para análise.

4. Análise da variabilidade interanual da fonte de ondas de Rossby.

Para analisar alguns aspectos da variabilidade interanual das fontes de ondas, primeiramente foram plotadas as séries temporais da média espacial da fonte de ondas de Rossby e a média móvel de 12 meses para as áreas ilustradas nas Figuras 3.2 e 3.3. Para determinar quais fatores eram mais importantes para a variabilidade interanual da fonte de ondas em cada área, foram calculados os valores da correlação entre os campos médios espaciais de fonte de ondas em 200 hPa e algumas variáveis para o período entre 1979 e 2007. O nível de significância dos valores de correlação foi verificado de acordo com o teste t de Student. Neste teste, inicialmente calcula-se o valor de t, definido por:

$$t = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (3.4)$$

em que r é o coeficiente de correlação e n é o número de observações.

Os valores dos coeficientes de correlação são considerados significativos se $|t| > t_C$, em que t_C é o valor crítico que depende do número de graus de liberdade (definido como $n - 2$) e do nível de significância desejado.

Em seguida, foram plotadas as séries temporais entre 1979 e 2007 dos campos médios espaciais de fonte de ondas e divergência em 200 hPa em cada área para a estação que apresentou o maior valor de correlação. Esses gráficos permitiram ressaltar que a variabilidade interanual da fonte de ondas em algumas áreas possui grande correlação com a variabilidade da divergência em altos níveis.

A seguir, analisou-se as diferenças entre anos de El Niño/La Niña e a média climatológica no trimestre dezembro-janeiro-fevereiro (DJF) e junho-julho-agosto (JJA) para a fonte de ondas de Rossby e suas componentes em 200 hPa. Os anos de El Niño/La Niña foram determinados conforme o Índice Niño Oceânico (*Oceanic Niño Index, ONI*) disponibilizado pela NOAA (www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml) e são relacionados na Tabela 3.1.

5. Análise de compostos para verificar o comportamento da circulação atmosférica diante de eventos de máximos valores de fontes de ondas de Rossby.

Primeiramente, foram selecionados os dias que apresentaram os máximos valores de fonte de ondas de Rossby nas áreas ilustradas nas Figuras 3.2 e 3.3 para todas as

Tabela 3.1 - Anos de El Niño e La Niña em DJF e JJA. Fonte: NOAA

	El Niño	La Niña
DJF	1982/83, 1986/87, 1987/88, 1991/92, 1994/95, 1997/98, 2002/03, 2004/05, 2006/07	1984/85, 1988/89, 1995/96, 1998/99, 1999/2000, 2000/01
JJA	1982, 1987, 1991, 1992, 1994, 1997, 2002, 2009	1985, 1988, 1998, 1999, 2000

estações, exceto na área D em que optou-se por analisar apenas DJF, trimestre em que as fontes foram mais intensas. Para a seleção desses eventos, utilizou-se a série dos valores positivos da média sazonal espacial em cada área, que foi ordenada de modo decrescente e dividida em quartis. Os eventos selecionados foram aqueles dias que apresentaram valores superiores a um certo limiar, definido pela soma do 3º quartil com o desvio padrão.

A seguir, realizou-se a análise dos compostos de diversas variáveis para os eventos selecionados em cada área. Essa análise possibilitou a obtenção de um padrão que enfatizasse as características comuns a todos os eventos selecionados. Foram obtidas as configurações dos compostos para o dia com máximo valor de fonte de ondas (dia 0) para as anomalias diárias de fonte de ondas de Rossby, vento zonal e meridional, linhas de corrente, divergência e termos $S1$ e $S2$ em 200 hPa para as quatro estações em cada área. Em seguida, foi analisada a evolução temporal das anomalias diárias não-filtradas para 4 dias antes até 10 dias após o máximo, com intervalo de 2 dias, das seguintes variáveis: vento zonal e meridional, geopotencial e atividade da onda em 200 hPa, ROL e precipitação sobre a América do Sul. Como os trens de ondas sobre o Pacífico são bem identificados na escala intrasazonal, foram analisados também os compostos das anomalias diárias filtradas na escala intrasazonal (30 a 90 dias) para 25 dias antes até 25 após o máximo, com intervalo de 5 dias, para os campos de: vento meridional, geopotencial e atividade da onda em 200 hPa, ROL e precipitação sobre a América do Sul.

A filtragem das anomalias diárias foi feita através do filtro de Lanczos (DUCHON, 1979) com 95 pesos diários e frequências de corte de $1/30$ e $1/90$ dia⁻¹. A atividade da onda é uma variável útil para visualizar a propagação de ondas de Rossby quasi-estacionárias e é representada por um vetor. A formulação da atividade da onda horizontal $\vec{W}$, derivada de Takaya e Nakamura (2001), pode ser expressa como:

$$\vec{W} = \frac{p \cos \varphi}{2|\mathbf{v}|} \begin{pmatrix} \frac{U}{R^2 \cos^2 \varphi} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda^2} \right] + \frac{V}{R^2 \cos \varphi} \left[\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \varphi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \varphi} \right] \\ \frac{U}{R^2 \cos \varphi} \left[\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \varphi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \varphi} \right] + \frac{V}{R^2} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial \varphi} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \varphi^2} \right] \end{pmatrix} \quad (3.5)$$

em que p = pressão/1000 (hPa), φ é a latitude, λ é a longitude, $\mathbf{v}$ é a velocidade do vento horizontal, U é o vento zonal médio, V é o vento meridional médio, R é o raio da Terra e ψ' é a perturbação da função de corrente.

3.2 Etapa 2 - Simulações numéricas

A etapa 2 consistiu na análise das saídas de dois modelos climáticos: o Modelo de Circulação Global Atmosférico (MCGA) do CPTEC e o Hadley Centre's Global Environmental Model version two - Earth System (HadGEM2-ES). Nessa análise foram abordados diferentes aspectos acerca das simulações numéricas, desde a habilidade dos modelos em simular as fontes de ondas de Rossby até as projeções de mudanças futuras das fontes de ondas para cenários de emissão de gases do efeito estufa.

3.2.1 MCGA do CPTEC

O MCGA do CPTEC foi utilizado para a realização de dois experimentos cujos objetivos estão descritos a seguir:

- **Experimento histórico:** Verificar a habilidade do modelo em simular as fontes de ondas de Rossby, buscando identificar possíveis causas para as eventuais diferenças entre os campos simulados e calculados com dados de reanálise;
- **Experimento ATSM:** Avaliar a sensibilidade do modelo quando forçado por TSMs acima do normal sobre o Pacífico Oeste e os efeitos sobre a circulação atmosférica e sobre as fontes de ondas de Rossby e suas componentes.

Nas próximas seções são apresentadas uma descrição do modelo, dos experimentos e das análises realizadas.

3.2.1.1 Descrição do modelo

A resolução do modelo usada em ambos experimentos foi T62L28, o que significa truncamento triangular de 62 ondas na coordenada horizontal, equivalente a uma grade de aproximadamente 200 km próximo ao equador, e 28 níveis na coordenada vertical sigma (21 na troposfera e 7 na estratosfera). Mais detalhes sobre esse tipo de truncamento podem ser encontrados em [McGuffie e Henderson-Sellers \(2005\)](#). A vegetação e sua interação com a atmosfera e o solo é representada de forma explícita, através do modelo biosférico simples Simplified Simple Biosphere - SSiB ([XUE et al., 1991](#)). A parametrização da convecção profunda pode ser representada tanto pelo esquema de [Kuo \(1974\)](#) como pelo de [Grell \(1993\)](#) e o esquema de difusão vertical na camada limite planetária utilizado é o de [Mellor e Yamada \(1982\)](#). O modelo ainda inclui parametrizações de radiação de onda curta (em que pode-se optar pelos esquemas de [Davies \(1982\)](#), CLIRAD ([TARASOVA et al., 2006](#)) ou UK Met Office ([CHAGAS; BARBOSA, 2008](#))), onda longa ([HASHVARDHAN et al., 1987](#)) e influência das nuvens na radiação ([KIEHL et al., 1994](#)). As condições iniciais do modelo são coeficientes espectrais de logaritmo da pressão à superfície, temperatura virtual, divergência horizontal, vorticidade vertical e umidade específica. A condição de contorno superior é uma restrição cinemática que impõe velocidade vertical, em coordenada sigma, nula em todos os pontos da superfície e no topo do modelo, para satisfazer a conservação de massa. As condições de contorno inferior do modelo são temperatura superficial sobre continentes e oceanos, cobertura de gelo no mar, umidade do solo, albedo superficial e profundidade de neve. Estas condições são ingressadas como valores climatológicos, com exceção da TSM em que são utilizados valores mensais observados.

Estudos realizados com o modelo mostraram a habilidade deste em simular as principais características climatológicas globais, como o ciclo sazonal de precipitação, a ZCIT, a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS), a ZCAS, as altas subtropicais e as correntes de jato, e os resultados foram consistentes com análises de outros MCGAs ([CAVALCANTI et al., 2002](#)). Também foi verificada a habilidade do modelo em simular as principais ondas estacionárias observadas em ambos hemisférios (número de onda 2 no HN e número de onda 1 no HS). No entanto, o modelo demonstra uma superestimação da precipitação sobre os Andes, que está relacionada com a deficiência na representação espectral da orografia e circulação associada, e uma deficiência em simular a quantidade de precipitação na Amazônia que pode estar relacionada ao esquema de convecção ([MARENGO et al., 2003](#)). Há também superestimativa da precipitação no Nordeste e setor sul da ZCAS ([CAVALCANTI et al., 2002](#)).

O MCGA do CPTEC tem sido usado para estudos da variabilidade de baixa frequência, mostrando-se hábil em capturar os principais padrões espaciais da precipitação sobre a Região Sudeste do Brasil (CARDOSO et al., 2004), bem como em simular os dois principais modos de variabilidade intrasazonal que influenciam a América do Sul, o padrão PSA e o dipolo de precipitação (CAVALCANTI; CUNNINGHAM, 2003).

3.2.1.2 Experimento histórico

A versão do modelo empregada nesse experimento é a mesma descrita em Cavalcanti et al. (2002), com esquema de convecção profunda de Kuo (1974) e parametrização de onda curta de Davies (1982). Esse experimento consistiu de duas integrações climatológicas para o período entre 1950 e 2001, descritas na Tabela 3.2, e as saídas das mesmas foram disponibilizadas pelo CPTEC.

Tabela 3.2 - Descrição das rodadas para o experimento histórico com o MCGA do CPTEC.

Rodada	Condição Inicial
CI17	17/01/1950
CI18	18/01/1950

A partir das saídas provenientes das rodadas CI17 e CI18, foram calculados os campos sazonais climatológicos de magnitude do vento, linhas de corrente, energia cinética associada aos transientes e fluxo de momento e também da fonte de ondas de Rossby e suas componentes em 200 hPa. As médias climatológicas foram efetuadas para o período entre 1980 e 2001.

Em seguida, foram confeccionados gráficos das diferenças entre os campos simulados e calculados a partir dos dados de reanálise do NCEP/NCAR para o mesmo período. No entanto, para algumas variáveis foram apresentados os próprios campos e não as diferenças entre eles, pois isso possibilitou uma melhor visualização das semelhanças e diferenças entre os mesmos.

Por último, assim como realizado com os dados de reanálise do NCEP/NCAR, foi feita uma análise de compostos dos dias de máximos valores de fontes de ondas de Rossby simuladas. Os compostos foram calculados para as rodadas CI17 e CI18 separadamente e essa análise seguiu os mesmos procedimentos empregados na análise de compostos efetuada com os dados de reanálise, conforme descritos na Seção 3.1.

3.2.1.3 Experimento ATSM

Neste experimento foi utilizado o esquema de convecção profunda de Kuo (1974) e a parametrização de onda curta CLIRAD (TARASOVA et al., 2006). A validação desta nova configuração do MCGA do CPTEC foi feita por Barbosa et al. (2008).

Para esse experimento, primeiramente foi necessário definir uma região na qual seriam adicionadas anomalias positivas de TSM. Como o objetivo dessa análise era verificar qual o comportamento do modelo a uma fonte de calor e detalhar os mecanismos envolvidos, optou-se por selecionar apenas uma região sobre o Pacífico Oeste, de forma a poder realizar uma análise mais abrangente e completa. A Figura 3.4 mostra a área escolhida (PAC), que está compreendida entre 10°N e 10°S e 130°E e 180°L. Essa região também foi considerada em outros estudos, tais como o de Cunningham e Cavalcanti (2006), que analisaram a influência da variabilidade intrasazonal na ZCAS, e de Drummond e Ambrizzi (2008), que associaram a presença de águas mais quentes sobre o Pacífico Oeste a condições de seca sobre a ZCAS e aumento de precipitação ao sul da ZCAS.

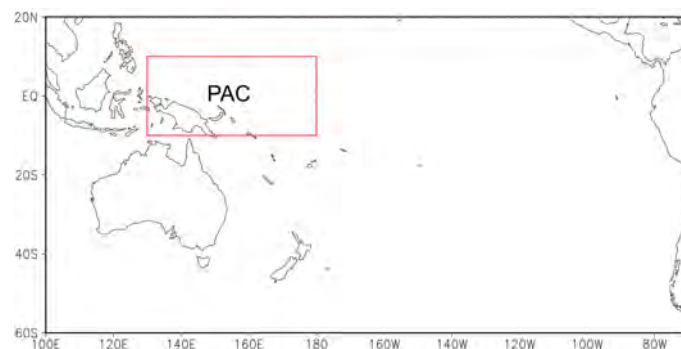


Figura 3.4 - Região selecionada para introdução de anomalia positiva de TSM.

Após isso, foram realizadas duas integrações com sete membros cada uma, a partir de condições iniciais de sete dias consecutivos (Tabela 3.3).

Tabela 3.3 - Descrição das rodadas para o experimento ATSM com o MCGA do CPTEC.

Rodada	Condição Inicial	TSM
CONTROLE	01, 02, 03, 04, 05, 06, 07/11/1992	Climatológica
PAC	01, 02, 03, 04, 05, 06, 07/11/1992	Climatológica + anomalia na região PAC

As condições iniciais, obtidas das análises do NCEP, foram provenientes de um ano neutro (92/93) para remover a possível influência das anomalias de TSM relacionadas a eventos de El Niño e La Niña. No intuito de evitar os problemas decorrentes do tempo de spin-up da umidade do solo, o modelo foi integrado por um ano, começando em novembro, com a TSM climatológica em todos os oceanos. Após esse período de spin-up, as integrações foram realizadas de 1° de novembro a 31 de março, com saídas diárias.

Para a rodada CONTROLE, foram utilizados os valores climatológicos mensais de TSM do CPC/NCEP (REYNOLDS; SMITH, 1994). Para a rodada PAC, foram adicionadas anomalias de até 5°C ao campo de TSM climatológico mensal sobre a região PAC, permanecendo os valores climatológicos mensais nos demais pontos de grade. Esse campo de anomalia não foi uniforme, mas variou de forma gaussiana para evitar o surgimento de um forte gradiente de temperatura na borda da região PAC. A Figura 3.5 mostra os campos de TSM para dezembro, janeiro e fevereiro usados na rodada PAC e também a diferença com relação à média climatológica (1982-2009), que permite visualizar a forma do campo de anomalia de TSM.

Finalizadas as integrações, foram calculados os campos médios em DJF dos ensembles médios, ou seja das médias dos sete membros do ensemble, de diversas variáveis. Para assegurar que o ensemble médio representava o comportamento geral dos membros, foi feita uma análise da dispersão dos membros com diagramas *spaghetti*. Esses diagramas consistem em exibir em um único gráfico alguns valores específicos de uma determinada variável para cada membro do ensemble. Assim, foram plotados os diagramas *spaghetti* para geopotencial em 500 hPa e temperatura em 850, 950 e 1000 hPa (Figura 3.6). Em todos os casos, pode-se notar que a dispersão entre os membros foi em geral pequena, o que tornou válida a análise do ensemble médio. As Figuras 3.7 e 3.8 mostram que a dispersão entre os membros é maior em latitudes altas e que apenas para alguns membros a diferença com relação ao ensemble médio

é maior do que o desvio padrão, o que reforça a validade da análise do ensemble médio.

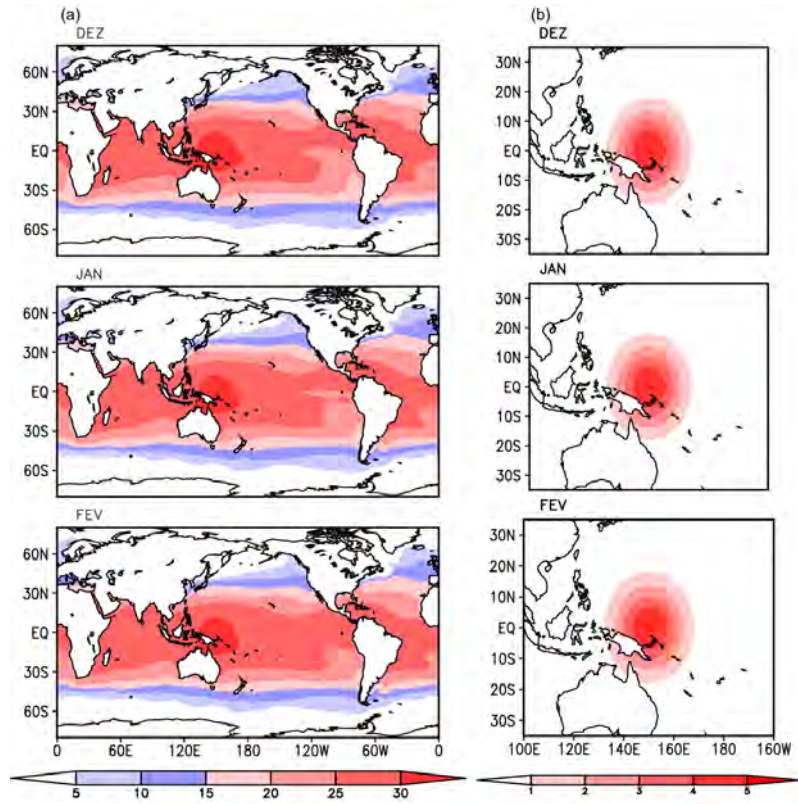


Figura 3.5 - Campos para dezembro, janeiro e fevereiro de (a) TSM para a rodada PAC ($^{\circ}\text{C}$) e (b) das diferenças entre as TSMs ($^{\circ}\text{C}$) para as rodadas PAC e CONTROL.

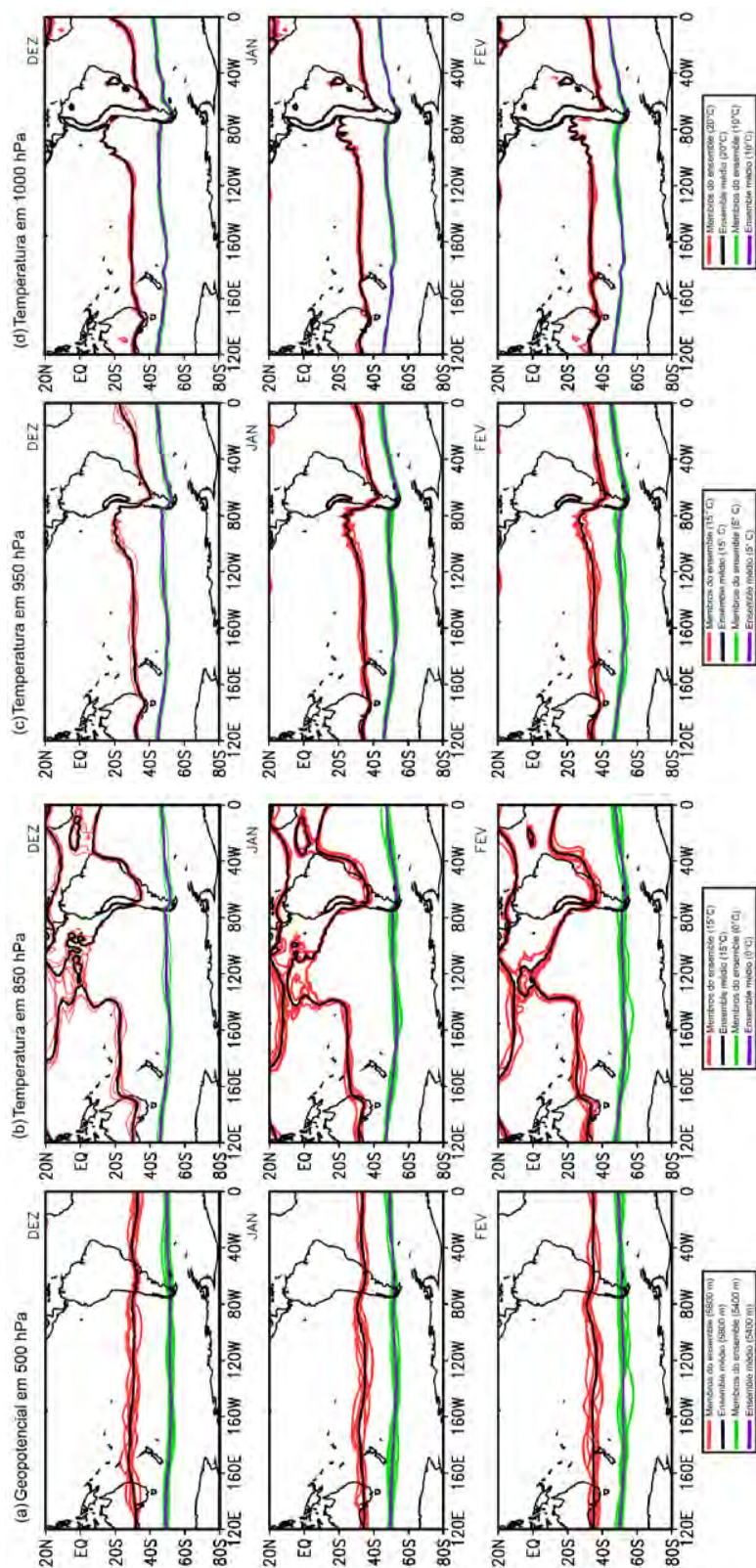


Figura 3.6 - Diagrama Spagueti da rodada controle para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro de (a) geopotencial em 500 hPa para os contornos de 5800 e 5400 m, (b) temperatura em 850 hPa para os contornos de 15 e 10°C, (c) temperatura em 950 hPa para os contornos de 15 e 5°C e (d) temperatura em 1000 hPa para os contornos de 20 e 10°C .

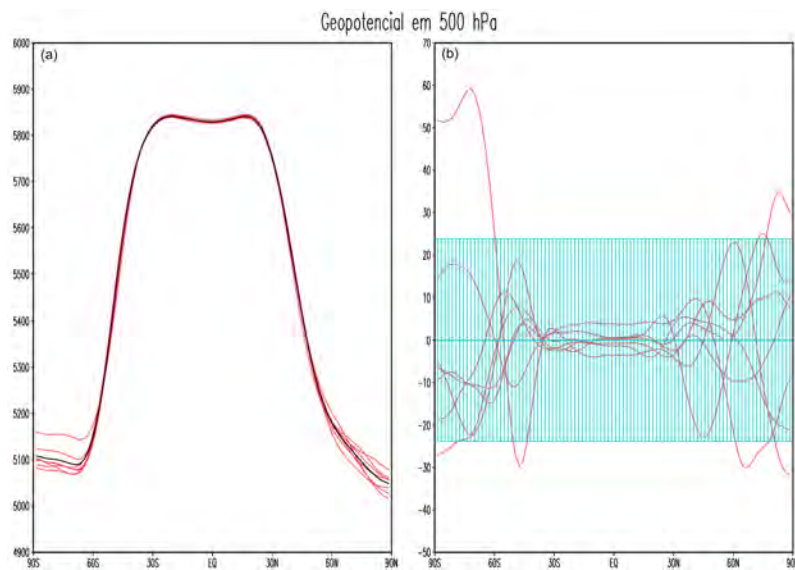


Figura 3.7 - (a) Média zonal de geopotencial em 500 hPa (m) para os 7 membros (linhas em vermelho) e o ensemble médio (linha em preto). (b) Diferenças entre a média zonal do geopotencial em 500 hPa (m) entre os 7 membros e o ensemble médio (linhas em vermelho) e o desvio padrão do ensemble médio (linhas em azul).

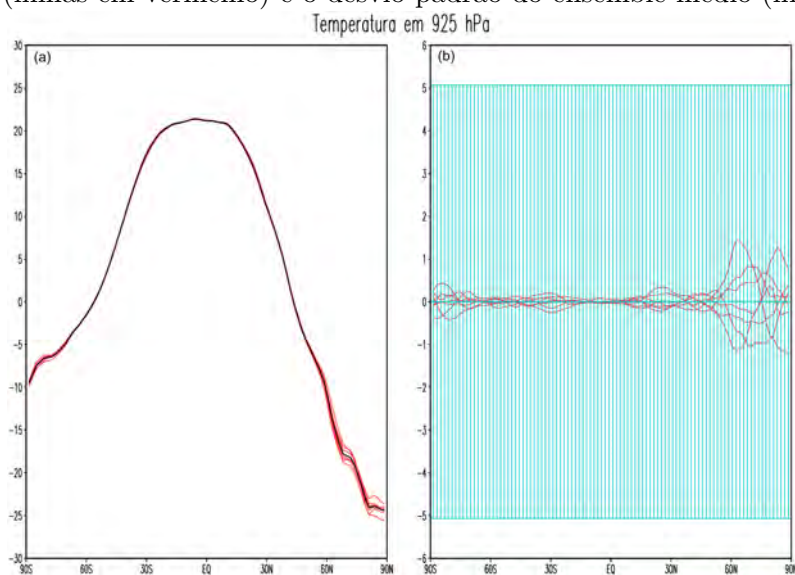


Figura 3.8 - (a) Média zonal de temperatura em 925 hPa ($^{\circ}\text{C}$) para os 7 membros (linhas em vermelho) e o ensemble médio (linha em preto). (b) Diferenças entre a média zonal da temperatura em 925 hPa ($^{\circ}\text{C}$) entre os 7 membros e o ensemble médio (linhas em vermelho) e o desvio padrão do ensemble médio (linhas em azul).

Dessa forma, foram analisados os campos médios em DJF para a rodada CONTROLE, com o objetivo de avaliar a habilidade do modelo em simular o compor-

tamento médio da atmosfera para esse trimestre. Em seguida, os campos médios em DJF das diferenças entre as rodadas CONTROLE e PAC foram calculados, o que permitiu avaliar os efeitos da fonte de calor sobre a circulação atmosférica e em especial sobre a fonte de ondas de Rossby e suas componentes. No Capítulo 4 são exibidos alguns dos campos analisados para a rodada CONTROLE e para a avaliação das diferenças entre as rodadas CONTROLE e PAC, conforme descritos nas Tabelas 3.4 e 3.5, respectivamente. Para os campos de fonte de ondas de Rossby e suas componentes, primeiramente foram calculados os valores diários para cada membro do ensemble e depois foi efetuado o cálculo das médias sazonais do ensemble médio. Além disso, foram plotados para ambas as rodadas o perfil vertical médio entre 5°N - 5°S do movimento vertical e da circulação meridional e o perfil vertical médio entre 145°L - 155°L do movimento vertical e da circulação zonal, com o intuito de visualizar as circulações de Walker e Hadley, respectivamente.

Tabela 3.4 - Campos analisados para a rodada CONTROLE e exibidos no Capítulo 4.

Campos	Níveis
Vento zonal e meridional	200, 500 e 850 hPa
Divergência, vento divergente, vorticidade absoluta, gradiente de vorticidade absoluta, fonte de ondas de Rossby, termos S1 e S2	200 hPa
ROL	topo da atmosfera
Pressão ao nível do mar, fluxos de calor sensível e latente, precipitação total e convectiva	superfície

Tabela 3.5 - Campos analisados para a avaliação das diferenças entre as rodadas CONTROLE e PAC e exibidos no Capítulo 4.

Campos	Níveis
Temperatura, geopotencial, vento zonal e meridional, linhas de corrente	200, 500 e 850 hPa
Omega	500 hPa
Divergência, vento divergente, vorticidade absoluta, gradiente de vorticidade absoluta, fonte de ondas de Rossby, termos S1 e S2	200 hPa
ROL	topo da atmosfera
Fluxo de calor latente e precipitação	superfície

3.2.2 HadGEM2-ES - Met Office

Para as análises com o modelo do sistema terrestre HadGEM2-ES foram usadas as saídas de dois experimentos, conforme descritos a seguir:

- **Experimento histórico:** Avaliar a habilidade do modelo em simular as principais características do clima presente, incluindo as fontes de ondas de Rossby e suas componentes;
- **Experimento RCPs:** Investigar as mudanças futuras das fontes de ondas de Rossby e suas componentes em função do aumento da concentração dos gases do efeito estufa.

A descrição do modelo, dos experimentos e das análises realizadas são apresentadas nas seções seguintes. As saídas de ambos experimentos foram disponibilizadas pela British Atmospheric Data Centre (BADC) em <http://badc.nerc.ac.uk/home/index.html>. As variáveis usadas para as análises foram: médias diárias de vento zonal e meridional em 250 hPa e médias mensais de ROL, precipitação, temperatura do ar em 1,5 metros e omega em 500 hPa.

3.2.2.1 Descrição do modelo

O modelo HadGEM2 é baseado no modelo HadGEM1 (JOHNS et al., 2006) usado no quarto relatório (Fourth Assessment Report, AR4) do Intergovernmental Panel

on Climate Change (IPCC, [IPCC \(2007\)](#)), mas apresenta aprimoramentos e modificações implementadas no intuito de suavizar os erros sistemáticos encontrados na versão anterior do modelo. A família de modelos HadGEM2 consiste de configurações distintas obtidas pela combinação das diversas componentes do modelo. As componentes incluídas na configuração HadGEM2-ES são atmosfera, superfície terrestre e hidrologia, aerossóis, oceano e gelo marinho, ciclo de carbono terrestre, biogeoquímica oceânica e química atmosférica ([TEAM, 2011](#)). A resolução horizontal da atmosfera é de $1,875^\circ \times 1,25^\circ$, o que equivale a cerca de 140 km em latitudes médias, e do oceano é de $1^\circ \times 1^\circ$, sendo que a resolução latitudinal aumenta suavemente a partir de 30° N/S até atingir $0,33^\circ$ no equador. O modelo possui 38 níveis na atmosfera e 40 níveis no oceano. As forçantes do modelo incluem emissões de gases do efeito estufa, aerossóis, irradiância solar, ozônio, entre outros, e os valores destas forçantes estão em conformidade com o protocolo estabelecido para as rodadas do Coupled Model Intercomparison Project phase 5 (CMIP5).

3.2.2.2 Experimento histórico

O experimento histórico consistiu de 4 rodadas climatológicas inicializadas a partir de 4 condições iniciais diferentes, conforme descrito na Tabela 3.6. O período de integração das rodadas foi entre 1860 e 2005, mas somente foi analisado o período entre 1979 e 2004.

Tabela 3.6 - Descrição das rodadas para o experimento histórico com o HadGEM2-ES.

Rodada	Condição Inicial
R1	01/12/1974
R2	01/12/1909
R3	01/12/1959
R4	01/12/2009

A partir do ensemble médio, foram calculados os campos sazonais climatológicos de magnitude do vento e linhas de corrente em 250 hPa, omega em 500 hPa, ROL, precipitação e temperatura do ar em 1,5 metros. Em seguida, esses campos foram comparados com os campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR, NOAA e GPCP. Além disso, foram plotados gráficos da fonte de ondas de Rossby e suas componentes e as diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise.

3.2.2.3 Experimento RCPs

Neste experimento foram analisadas as mudanças futuras de alguns campos meteorológicos e da fonte de ondas de Rossby e suas componentes, de acordo com as simulações numéricas para três cenários de emissões de gases do efeito estufa. Esses cenários foram definidos pelo IPCC para utilização em projeções de mudanças climáticas futuras e foram denominados de *Representative Concentration Pathways* (RCPs, Meinshausen et al. (2011)). Os RCPs referem-se ao valor da forçante radiativa antropogênica em 2100 e os cenários RCPs usados neste estudo são descritos na Tabela 3.7. Uma comparação entre os cenários de emissão utilizados no AR4, definidos no Special Report on Emissions Scenarios (SRES), e os RCPs é apresentada por Ypersele (2010). Os níveis de concentração de CO₂ para os cenários RCP 8.5 e RCP 4.5 são similares aos níveis dos cenários A1F1 e B1 do SRES, respectivamente. Os níveis de concentração de CO₂ para o cenário RCP 2.6 encontram-se abaixo do cenário B1.

Tabela 3.7 - Descrição dos cenários RCPs usados.

RCP	Emissões	Forçante radiativa
RCP 8.5	Contínuo aumento das emissões	8,5 W m ⁻² em 2100
RCP 4.5	Estabilização das emissões após 2100	4,5 W m ⁻² em 2100
RCP 2.6	Redução das emissões após 2100	2,6 W m ⁻² em 2100

Para esse experimento foram plotados gráficos das diferenças entre a climatologia atual (1979-2004) e futura (2073-2098) para as seguintes variáveis: temperatura do ar em 1,5 metros, ROL, precipitação, magnitude do vento em 250 hPa e fonte de ondas e suas componentes em 250 hPa. Além disso, foi construída uma tabela com os valores do aumento da temperatura média global e hemisférica projetados pelos cenários de emissão para as médias anual e sazonais. Por último, foram analisadas as mudanças médias sazonais da fonte de ondas de Rossby e suas componentes para o RCP85 nas quatro principais regiões com fontes de ondas de Rossby (Figuras 3.2 e 3.3).

4 ANÁLISE OBSERVACIONAL

Neste capítulo são apresentados os resultados referentes à análise observacional realizada para caracterizar as variabilidades espacial e temporal da fonte de ondas de Rossby e a circulação atmosférica associada a eventos com máximos valores de fontes de ondas de Rossby. Esta análise refere-se aos resultados obtidos com os dados de reanálise do NCEP/NCAR. A robustez dos resultados mostrados nas Seções 4.1 e 4.2 foi comprovada através da utilização de um outro conjunto de dados, a reanálise ERA-40. Assim sendo, os campos calculados com essa reanálise (não mostrados) apresentaram padrões espaciais muito similares aos obtidos com os dados de reanálise do NCEP/NCAR. Uma discussão geral abordando os principais resultados é feita no final do capítulo.

4.1 Campos climatológicos

Antes de apresentar a configuração espacial das fontes de ondas de Rossby, será útil visualizar a circulação atmosférica climatológica em altos níveis para auxiliar na interpretação dos resultados apresentados nas seções posteriores. Dessa forma, foram plotados os gráficos dos campos sazonais climatológicos de magnitude do vento, linhas de corrente, energia cinética associada aos transientes e fluxo de momento em 200 hPa.

A magnitude do vento em 200 hPa (Figura 4.1a) apresentou uma variação sazonal maior no HN, devido à acentuada diferença entre o gradiente térmico meridional no verão e inverno ocasionada pela maior proporção de continente. A diferença entre a magnitude do vento no verão e inverno no HS foi menor porque a maior proporção de oceano auxilia na redução do contraste térmico entre as estações. Além disso, as correntes de jato foram mais intensas no hemisfério de inverno, devido ao maior gradiente térmico meridional nessa estação, e seus núcleos foram localizados sobre o leste da Ásia e América do Norte no HN e Pacífico Oeste no HS. Os maiores gradientes do vento estiveram localizados ao longo dos núcleos das correntes de jato, conforme evidenciado pelos campos da linha de corrente em 200 hPa (Figura 4.1b). A diferença interhemisférica do escoamento foi bem marcante. O escoamento no HS foi predominantemente zonal nas latitudes médias e altas, mas apresentou uma circulação anticiclônica de setembro a maio sobre o norte da América do Sul, associada à Alta da Bolívia. No HN, o escoamento teve um caráter ondulatório, com circulações anticiclônicas a norte da Austrália, devido ao aquecimento diabático e convecção sobre a piscina quente do Pacífico, sobre a América do Norte em DJF e sobre a região do Tibete em JJA. Esse caráter mais ondulatório do escoamento do

HN é consequência da orografia no HN e do contraste continente/oceano.

A Figura 4.1c mostra os campos sazonais climatológicos de energia cinética associada aos transientes em 200 hPa. No HN, a energia cinética foi máxima nas regiões de atuação dos *storms tracks* sobre os oceanos Pacífico e Atlântico. Esses centros de máximo permaneceram sobre a mesma região durante o ano todo, mas suas intensidades variaram significativamente ao longo do ano. No HS, os máximos valores de energia cinética foram localizados sobre os oceanos Atlântico e Pacífico em latitudes médias. A atividade dos transientes foi máxima durante o inverno em ambos os hemisférios, reduzindo-se gradativamente durante o outono até atingir o mínimo no verão, e voltando a aumentar na primavera. Os fluxos de momento em altos níveis (Figura 4.1d) foram mais fortes no hemisfério de inverno e dirigidos para os polos, concentrando-se principalmente sobre os oceanos Pacífico e Atlântico, América do Norte e norte da África no HN e estendendo-se sobre um cinturão em latitudes médias no HS, com máximos sobre o sul da América do Sul, Austrália e África do Sul.

Os campos climatológicos apresentados nesta seção mostraram as principais características da circulação atmosférica como as correntes de jato em altos níveis, as circulações anticiclônicas associadas à alta da Bolívia e à convecção sobre a piscina quente do Pacífico e as regiões de atuação dos *storms tracks*. Na próxima seção são apresentados os campos sazonais climatológicos da fonte de ondas de Rossby e suas componentes.

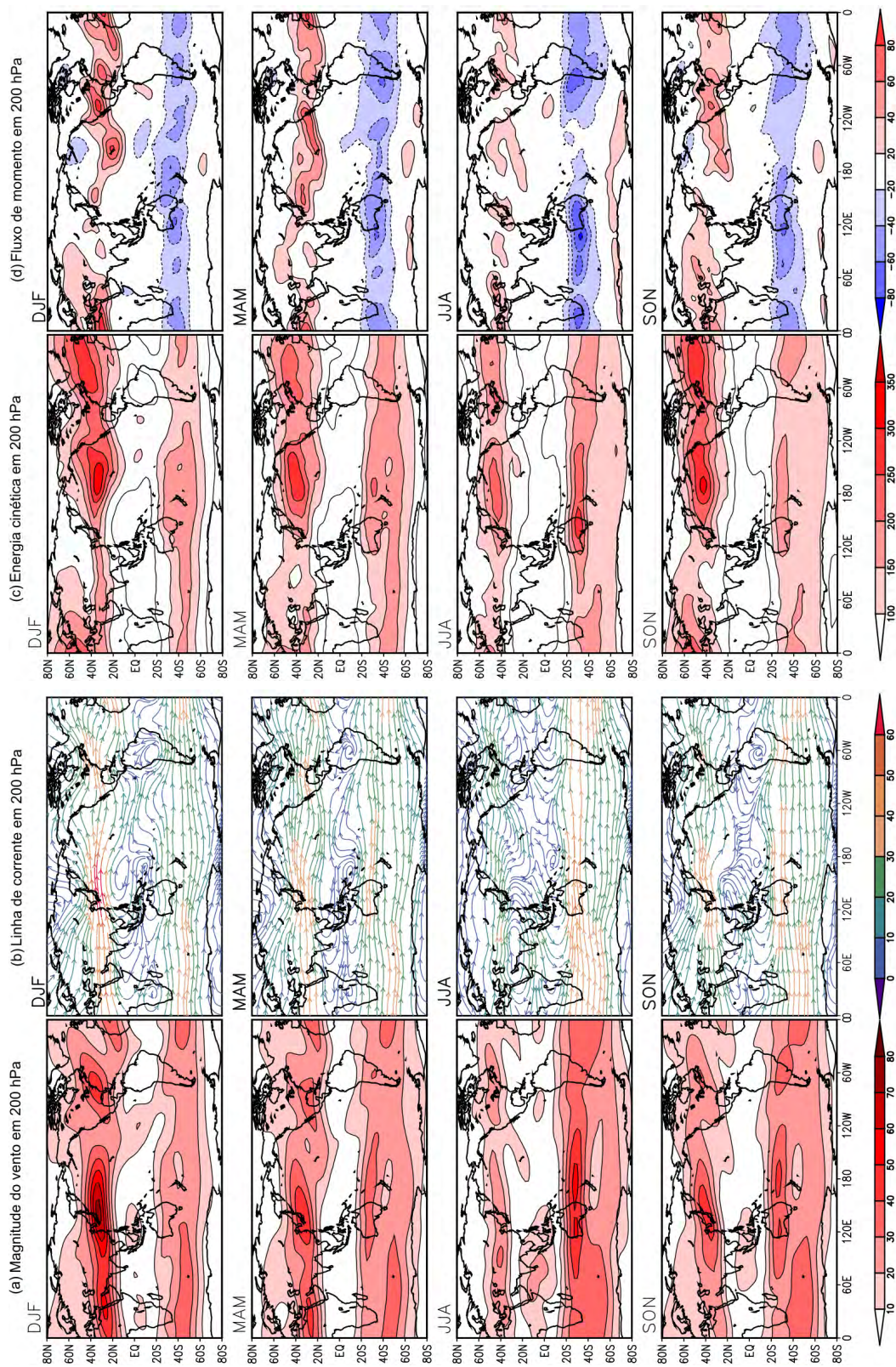


Figura 4.1 - Campos sazonais climatológicos (1979-2007) de (a) magnitude do vento (m s^{-1}), (b) linha de corrente (m s^{-1}), (c) energia cinética associada aos transientes (J kg^{-1}) e (d) fluxo de momento (J kg^{-1}) em 200 hPa.

4.2 Fonte de ondas de Rossby

Para ilustrar e discutir como as ondas de Rossby são geradas e quais elementos estão envolvidos na formação das ondas, foram calculados os campos sazonais climatológicos de divergência, vento divergente, vorticidade absoluta, magnitude do gradiente de vorticidade absoluta, fonte de ondas de Rossby e termos $S1$ e $S2$ no nível de 200 hPa.

Os campos sazonais de divergência em 200 hPa (Figura 4.2a) apresentaram diferenças quanto a intensidade e localização das regiões de divergência (valores positivos) e convergência (valores negativos) de uma estação para outra. A divergência sobre os oceanos Pacífico Oeste e Índico localizou-se mais ao norte em JJA e mais ao sul em DJF, o que está relacionado com o deslocamento norte-sul da ZCIT e da convecção na região da Indonésia, ocasionado pela variação sazonal das TSMs naquela região. A divergência foi mais intensa sobre o Atlântico Equatorial, perto da costa do Nordeste do Brasil, em DJF e MAM e sobre o Pacífico Equatorial Leste, próximo à América Central, em JJA e SON. Também foi possível verificar regiões de divergência sobre as zonas de convergência subtropicais (ZCAS, ZCPS e Zona de Convergência do Índico, ZCI), especialmente no verão do HS, associadas ao aquecimento diabático tropical, convecção profunda e outras características atmosféricas como mencionado em Kodama (1992). Outras regiões de divergência ocorreram sobre o Pacífico Norte e Atlântico Norte, especialmente em DJF, associadas à região de atuação dos *storm tracks* sobre esses oceanos, conforme mostrado na Figura 4.1. Por outro lado, as regiões de convergência situaram-se sobre o Pacífico Leste, Atlântico Leste e subtropicais, em associação com a subsidência relacionada aos ramos descendentes das células de Walker e Hadley.

A difluência do vento divergente em 200 hPa (Figura 4.2b) foi observada na região equatorial e está associada à divergência em altos níveis. As maiores magnitudes do vento nos subtrópicos foram observadas no hemisfério de inverno devido à intensificação da célula de Hadley e ao aumento do gradiente meridional de temperatura. Os maiores gradientes de vorticidade absoluta em 200 hPa (Figura 4.2c), associados com as correntes de jato, foram observados no hemisfério de inverno, especialmente sobre o leste da Ásia e Japão em DJF e Austrália em JJA. Gradientes persistentes durante o ano todo também foram encontrados sobre regiões em latitudes médias e altas no HS e sobre o norte da América do Norte.

O termo $S1$ em 200 hPa (Figura 4.3a), denominado de *vortex stretching*, é definido como $S1 = -\zeta D$, de forma que a contribuição desse termo para a fonte de

ondas de Rossby é determinada pelos sinais da vorticidade absoluta e da divergência. Conforme mostrado na Figura 4.2c, o sinal da vorticidade absoluta depende do hemisfério. Como a vorticidade planetária é uma ordem de grandeza maior do que a vorticidade relativa, o sinal da vorticidade absoluta é positivo no HN e negativo no HS. Assim, o termo $S1$ contribui para uma fonte de ondas em regiões nos extratrópicos em que há convergência no HN e divergência no HS. Essas regiões foram localizadas principalmente sobre a América do Sul e leste da Ásia em DJF e sobre os oceanos Pacífico e Atlântico Norte e ao sul da Austrália o ano todo. A contribuição sobre os trópicos foi menor pois a vorticidade absoluta tem valores pequenos nessa região. Para o termo $S2$ em 200 hPa (advecção da vorticidade absoluta pelo fluxo divergente, Figura 4.3b), definido como $S2 = -\mathbf{v}_\chi \cdot \nabla \zeta$, as contribuições para as fontes de ondas foram maiores nas regiões que apresentaram os maiores gradientes de vorticidade absoluta. Dessa forma, o termo $S2$ contribuiu para fontes de ondas sobre o Pacífico Oeste e América do Sul em todas as estações e para sumidouros de ondas sobre o leste da Ásia o ano todo e sobre o Atlântico Norte em DJF e MAM.

As principais fontes de ondas de Rossby em 200 hPa (Figura 4.3c) identificadas durante DJF no HN situaram-se sobre o leste da Ásia (mais intensa), América do Norte/Pacífico Leste, Atlântico Norte subtropical e sobre as regiões da península Arábica e do Mar Mediterrâneo. Em JJA, as fontes de ondas de Rossby localizaram-se sobre a região do Mediterrâneo, mais intensas com relação a DJF, e sobre o Pacífico e Atlântico Leste. Condições desfavoráveis para a geração de ondas de Rossby foram encontradas sobre o leste da Ásia durante o verão boreal. A variação sazonal da fonte de ondas sobre o leste da Ásia entre inverno e verão está relacionada às diferentes contribuições dos termos $S1$ e $S2$. A contribuição do termo $S2$ foi negativa em ambas as estações por causa da advecção para norte de vorticidade absoluta sobre a região, como resultado do aquecimento equatorial conforme discutido em Lu e Kim (2004). Entretanto, a contribuição do termo $S1$ muda de positiva em DJF para negativa em JJA devido à presença de uma região de divergência sobre a região em JJA, resultando em um sumidouro de ondas conforme explicado no parágrafo anterior.

No HS, não houveram variações sazonais relacionadas à posição das fontes de ondas de Rossby mas em relação à intensidade. As fontes em DJF foram localizadas sobre o Pacífico Oeste, América do Sul, Índico e ao sul da Austrália e da América do Sul. Durante JJA, houve uma intensificação das fontes sobre o Pacífico Oeste e ao sul da Austrália. Sem a convecção no inverno austral, não houve sinal sobre a região tropical da América do Sul. As regiões desfavoráveis para geração de ondas de Rossby (sumidouros) também não mostraram variabilidade sazonal e foram localizadas sobre

o Pacífico Leste e Índico. O termo $S1$ contribuiu para as fontes de ondas nas regiões extratropicais (sul do Índico, ao sul da Austrália e da América do Sul) em todas as estações e sobre a América do Sul em DJF. O termo $S2$ contribuiu para a fonte de ondas sobre o Pacífico Oeste e América do Sul em todas as estações. Esses resultados mostraram-se consistentes com a teoria de geração de ondas de Rossby (Seção 2.1).

Os campos sazonais climatológicos da fonte de ondas de Rossby e suas componentes evidenciaram as regiões propícias e desfavoráveis para a formação de ondas de Rossby e os fatores que influenciam esse processo. Regiões com convergência em altos níveis no HN e com divergência no HS são propícias para a formação de ondas de Rossby, assim como regiões com grandes valores de gradiente de vorticidade absoluta em ambos hemisférios. O termo $S1$ é o responsável pelas fontes de ondas nas regiões extratropicais, onde o valor da vorticidade absoluta é maior. Para regiões tropicais, como o Pacífico Oeste e América do Sul, o termo $S2$ teve um papel mais efetivo na geração de ondas de Rossby devido ao fluxo divergente em direção aos polos e ao gradiente de vorticidade absoluta. Na próxima seção é apresentada a análise de FOEs realizada no intuito de identificar os principais modos de variabilidade da fonte de ondas de Rossby.

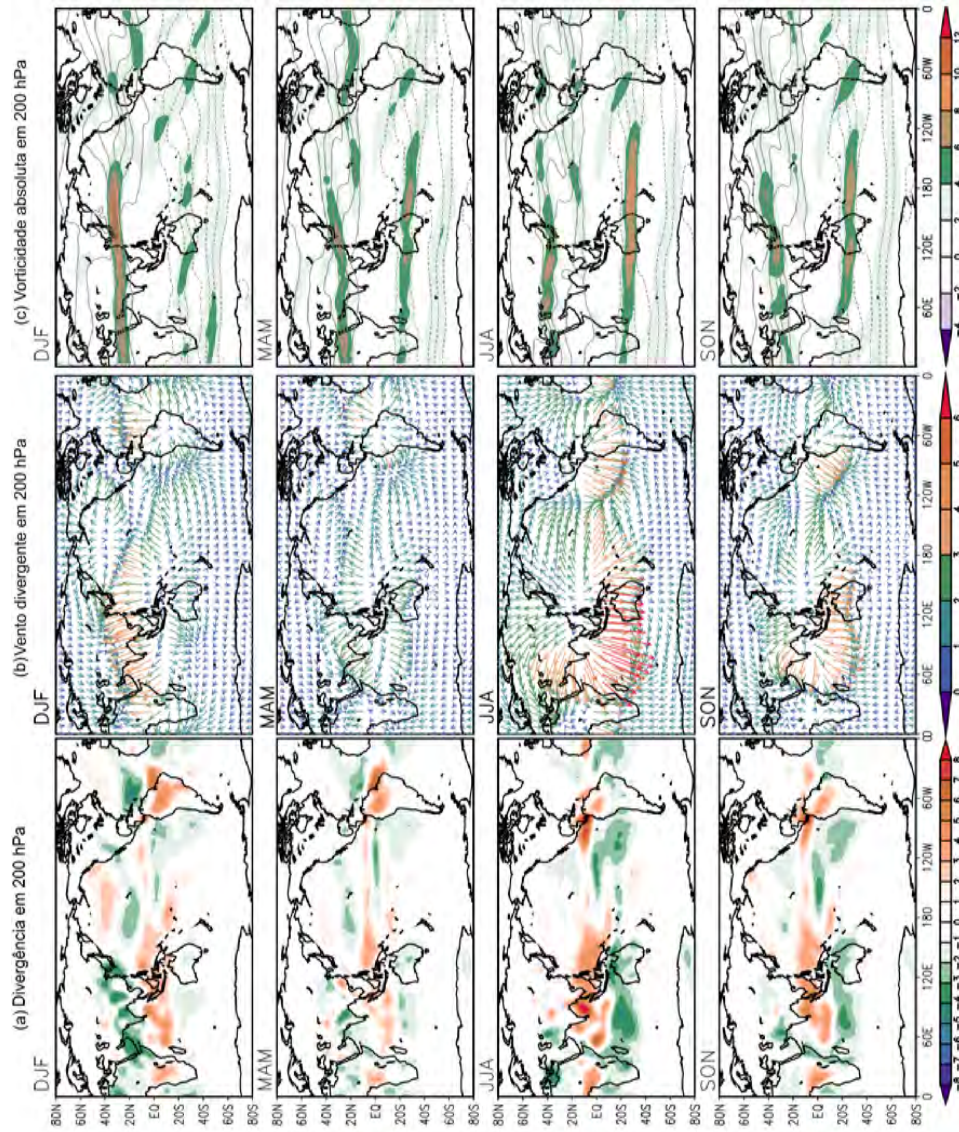


Figura 4.2 - Campos sazonais climatológicos (1979-2007) de (a) divergência (10^{-5} s^{-1}), (b) vento divergente (10^{-6} s^{-1}) e (c) vorticidade absoluta ($10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) e magnitude do gradiente de vorticidade absoluta (sombreado, $10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) em 200 hPa. O intervalo dos contornos em (c) é de 2 e o contorno de zero não é mostrado.

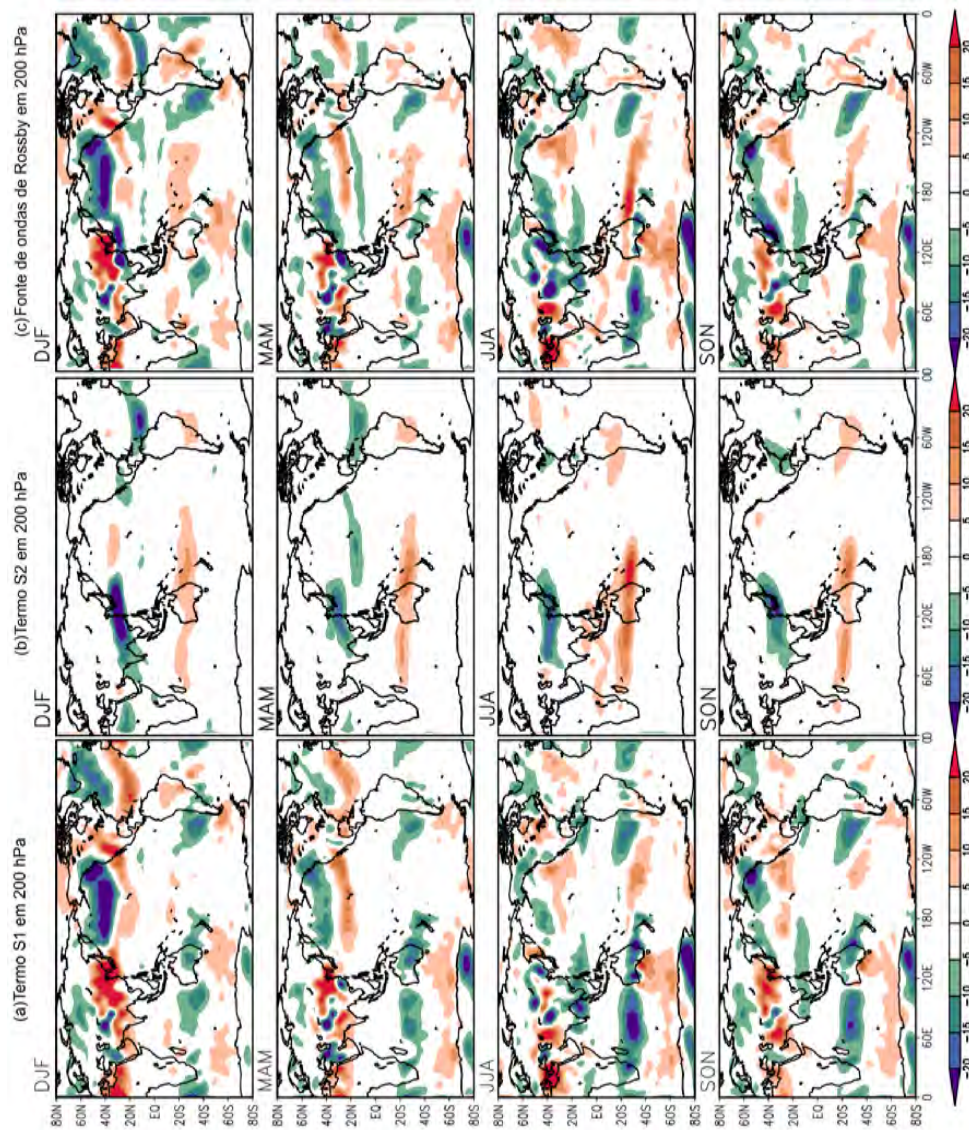


Figura 4.3 - Campos sazonais climatológicos (1979-2007) de (a) termo $S1$ (10^{-11} s^{-2}), (b) termo $S2$ (10^{-11} s^{-2}) e (c) fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}) em 200 hPa.

4.2.1 Análise de FOEs da fonte de ondas de Rossby

Nesta seção são apresentadas as configurações dos modos de variabilidade das fontes de ondas de Rossby obtidas a partir da análise de FOEs. A soma das variâncias dos quatro primeiros modos e as variâncias individuais associadas a cada um dos modos para as quatro estações do ano em ambos hemisférios são mostradas nas Tabelas 4.1 e 4.2. A variância explicada pelos quatro primeiros modos em relação à variância total variou de acordo com o hemisfério e estação, com valor mínimo de 47,60 % em SON no HS e máximo de 54,42 % em JJA no HS. Nas Tabelas 4.1 e 4.2 também são destacados em negrito os modos que não foram separados de acordo com o critério de North et al. (1982). O critério de separação dos modos indicou que os seguintes modos não foram separados: 3° e 4° modos em DJF no HS, 1° e 2° modos em MAM em ambos hemisférios, 1° e 2° modos em JJA no HS e 1° e 2° modos em SON no HS.

Tabela 4.1 - Variância (em %) dos 4 primeiros modos no HN. Em negrito estão destacados os modos que não foram separados de acordo com o critério de North et al. (1982).

	Soma	1° modo	2° modo	3° modo	4° modo
DJF	50,77	14,91	14,30	11,24	10,33
MAM	51,67	14,59	14,24	11,99	10,85
JJA	50,47	14,42	13,79	11,43	10,83
SON	51,14	14,21	13,69	12,03	11,21

Tabela 4.2 - Variância (em %) dos 4 primeiros modos no HS. Em negrito estão destacados os modos que não foram separados de acordo com o critério de North et al. (1982).

	Soma	1° modo	2° modo	3° modo	4° modo
DJF	52,16	15,20	14,01	11,60	11,36
MAM	48,27	13,05	12,86	11,43	10,93
JJA	54,42	16,54	16,49	10,92	10,47
SON	47,60	13,23	13,22	10,88	10,27

Os padrões espaciais dos quatro primeiros modos para DJF são mostrados na Figura 4.4. O primeiro modo da FOE no HN exibiu dois padrões de trens de ondas: um mais forte do leste da Ásia até o Pacífico Central e outro mais fraco sobre a América do Norte. Esse modo dominante indica que a maior variabilidade da fonte de ondas de

Rossby no HN está associada às fontes e sumidouros localizados sobre o leste da Ásia e Oceano Pacífico. O segundo modo no HN apresentou um padrão de trem de ondas que se estendeu da costa oeste da América do Norte até o leste da Europa, cruzando o Atlântico. No terceiro modo, o padrão espacial deslocou-se para norte com relação ao primeiro e segundo modos. Além disso, houve uma inversão na intensidade dos trens de onda, mais fraco do leste da Ásia ao Pacífico Central e mais intenso sobre a América do Norte. Essa característica parece indicar que quando a variabilidade é alta na região do Pacífico, é baixa sobre a América do Norte e vice-versa. A variabilidade nessas duas regiões também ocorreu na região dos *storm tracks* discutida nos trabalhos de [Chang et al. \(2002\)](#), [Hoskins e Hodges \(2002\)](#), entre outros. O quarto modo exibiu um trem de ondas único em latitudes altas sobre a Ásia, atingindo o Pacífico Oeste.

Durante o verão no HS, os padrões espaciais do primeiro e terceiro modos e do segundo e quarto modos foram semelhantes entre si, sendo localizados nas mesmas regiões mas em latitudes diferentes. O primeiro modo apresentou uma configuração tipo trem de ondas do sul da África em latitudes médias até o Pacífico Central subtropical, com pequena curvatura em direção ao equador, passando sobre a Austrália. O segundo modo exibiu um padrão de ondas do Pacífico Central até o Atlântico Leste, cruzando a América do Sul. O terceiro modo, com variabilidade em latitudes subtropicais, foi uma progressão para leste do segundo modo, com uma quebra no padrão de ondas sobre a Austrália. O padrão do quarto modo exibiu um trem de ondas da Austrália até a costa leste da África, com uma quebra ao passar sobre a costa leste do Brasil. Sobre a Austrália e sudoeste do Pacífico, a variabilidade das ondas de Rossby foi localizada nas regiões da corrente de jato subtropical. Entretanto, a variabilidade das ondas de Rossby sobre o oceano Índico foi localizada na região das *storm tracks* no HS, similar ao que foi identificado no HN. A localização das *storm tracks* no HS pode ser encontrada em [Trenberth \(1991\)](#), [Inatsu e Hoskins \(2003\)](#), entre outros. [Lim e Simmonds \(2007\)](#) também identificaram a mais alta frequência de ciclones extratropicais em baixos níveis sobre o oceano Índico.

Em JJA, os padrões espaciais dos quatro primeiros modos (Figura 4.5) foram diferentes dos observados em DJF. O padrão espacial do primeiro modo no HN exibiu um trem de ondas entre a Europa e o leste da Ásia. O segundo modo exibiu um trem de ondas do Pacífico Central ao Atlântico Oeste, cruzando a América do Norte. O terceiro e quarto modos foram semelhantes ao primeiro e segundo modos, respectivamente, porém deslocados para norte. No HS, o primeiro modo exibiu um padrão de ondas do Índico ao Pacífico Central com intensidade reduzida após atravessar a

Austrália. O padrão do segundo modo exibiu um trem de ondas do Pacífico Central ao Índico, mais intenso sobre a América do Sul. O terceiro modo foi semelhante ao primeiro modo, mas estendendo-se até o Pacífico Leste e apresentando uma quebra ao cruzar a Austrália. O quarto modo foi similar ao segundo modo, porém mais intenso sobre o sul da África e com os centros de variabilidade estendendo-se sobre toda a América do Sul.

Com relação às estações de transição, as configurações espaciais dos quatro primeiros modos em MAM (Figura 4.4) foram similares as de DJF, com diferenças em termos de intensidade e extensão espacial dos centros de máximo e mínimo. No HN, para os três primeiros modos houve uma redução na extensão dos trens de ondas com relação a DJF. O quarto modo apresentou um aumento na extensão, indo da Ásia até o Pacífico Leste, com o centro localizado em latitudes altas. No HS, os padrões de ondas também foram similares aos de DJF, apresentando porém uma redução na extensão sobre o Pacífico Leste no segundo e quarto modos. Os padrões espaciais de SON (Figura 4.5) no HN foram similares aos de DJF enquanto que no HS estes foram mais parecidos com os padrões de JJA.

As componentes principais, que são as séries temporais das amplitudes dos modos, para os quatro primeiros modos no HN e no HS em todas as estações são mostradas nas Figuras 4.6 a 4.9. Os quatro primeiros modos exibiram uma variabilidade interanual, mas o valor médio das amplitudes ficou entre -2 e 2 nas quatro estações do ano em ambos hemisférios. Porém, em alguns dias o módulo da amplitude alcançou valores extremos próximos de 4 para todas as estações em ambos hemisférios.

Em geral, os padrões espaciais das FOEs no HN apresentaram uma configuração de trem de ondas em latitudes médias, especialmente sobre as regiões de *storm tracks* e nas regiões em que normalmente ocorrem as correntes de jato subtropicais. Nesse hemisfério, os padrões espaciais foram orientados zonalmente, exceto em JJA, limitados entre 20° e 60° nos dois primeiros modos e atingindo latitudes mais altas no terceiro e quarto modos. No HS, os trens de ondas estenderam-se das latitudes altas até os subtrópicos, nas regiões de atuação da corrente de jato subtropical e das *storm tracks*. Hoskins e Ambrizzi (1993), em um estudo sobre propagação de ondas de Rossby, identificaram guias de ondas nas regiões de atuação das correntes de jato subtropicais e esta característica pode estar relacionada com os padrões espaciais das FOEs encontrados nas regiões das correntes de jato em ambos hemisférios. Na próxima seção é discutida a variabilidade sazonal da fonte de ondas de Rossby em quatro áreas e a importância relativa de cada componente.

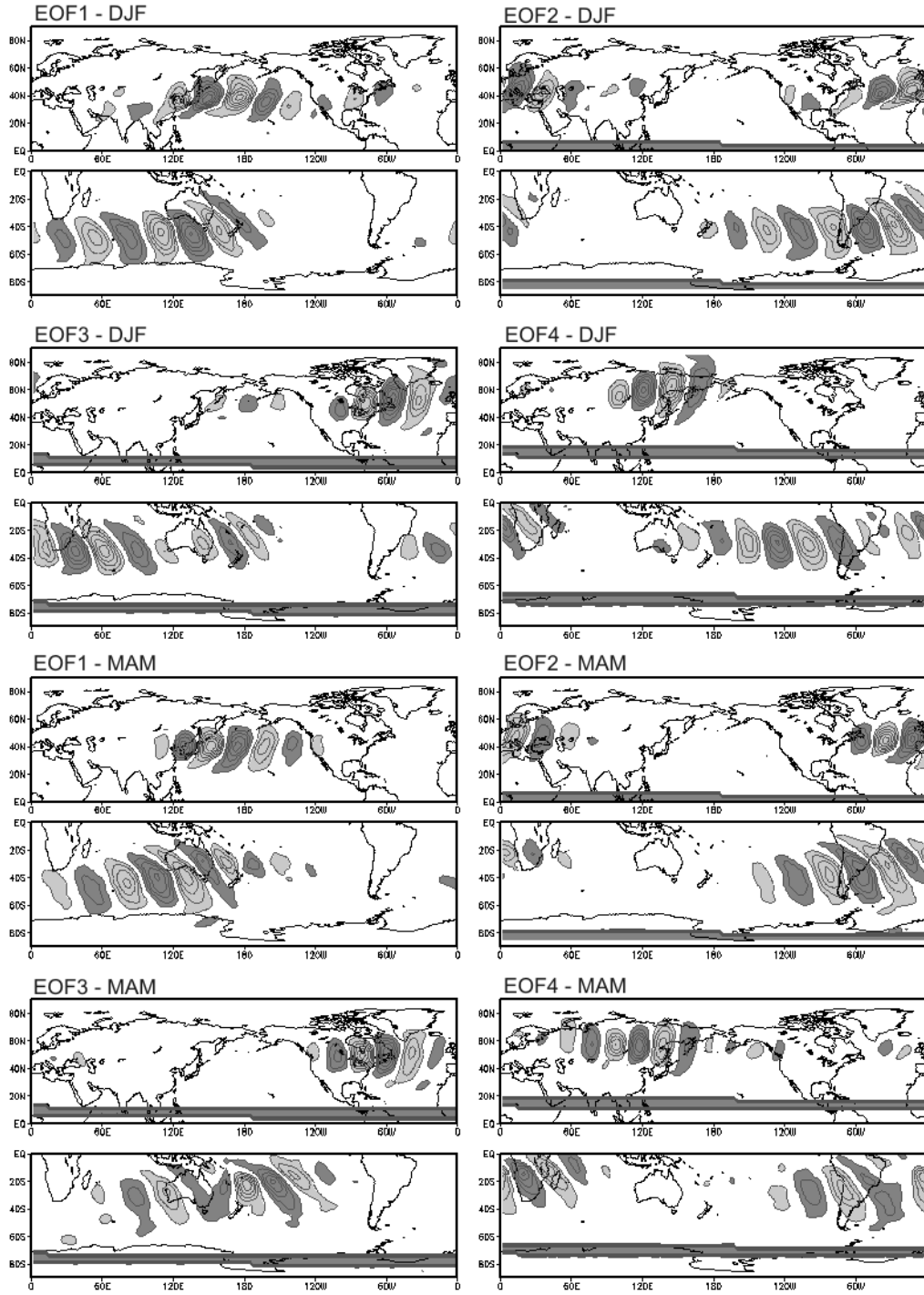


Figura 4.4 - Padrões espaciais dos quatro primeiros modos da FOE da fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) em DJF e MAM. O intervalo do contorno é de 0,2 e o contorno de zero não é mostrado. As áreas sombreadas claras e escuras representam valores negativos e positivos, respectivamente.

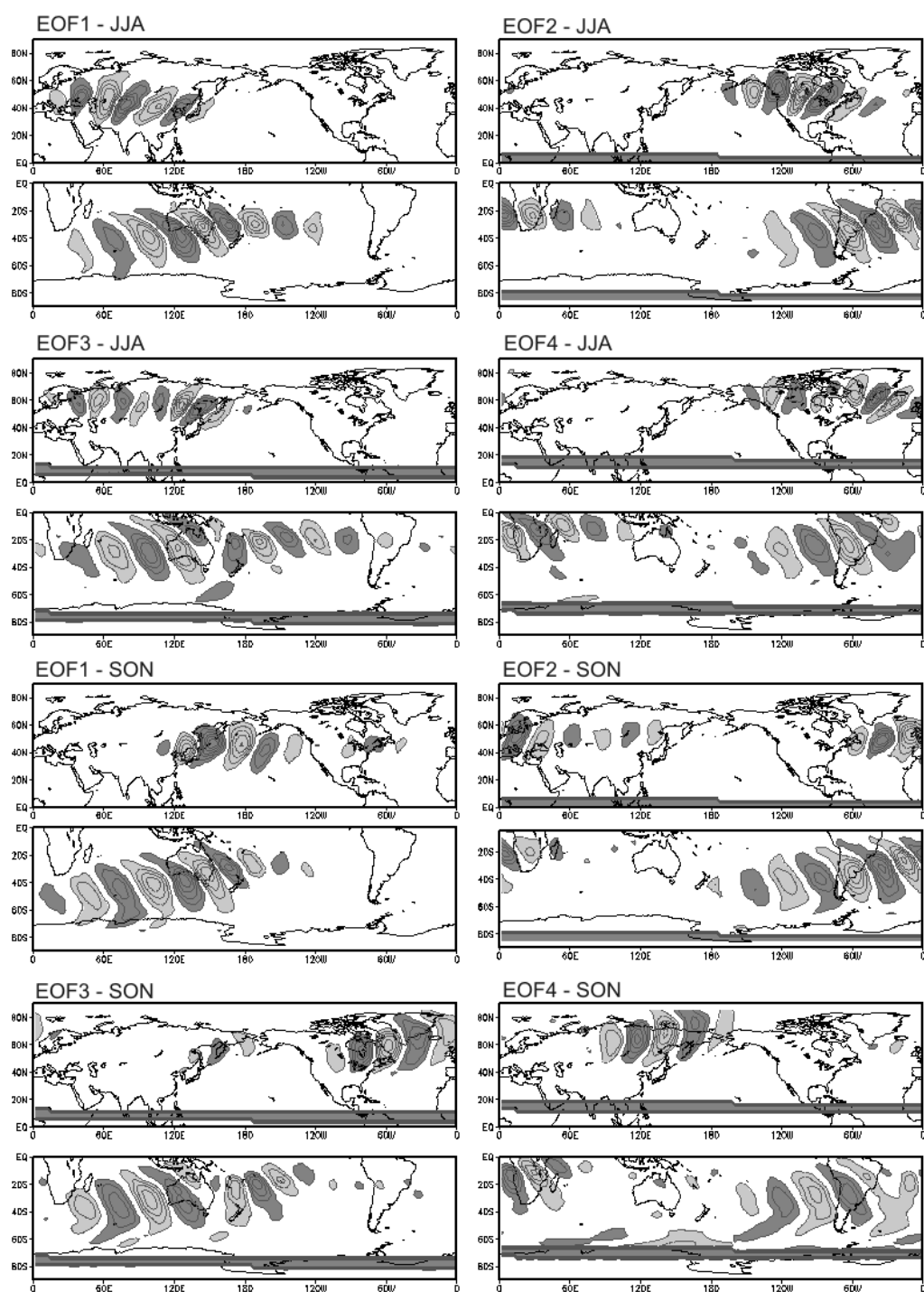


Figura 4.5 - Idem Figura 4.4, mas para JJA e SON.

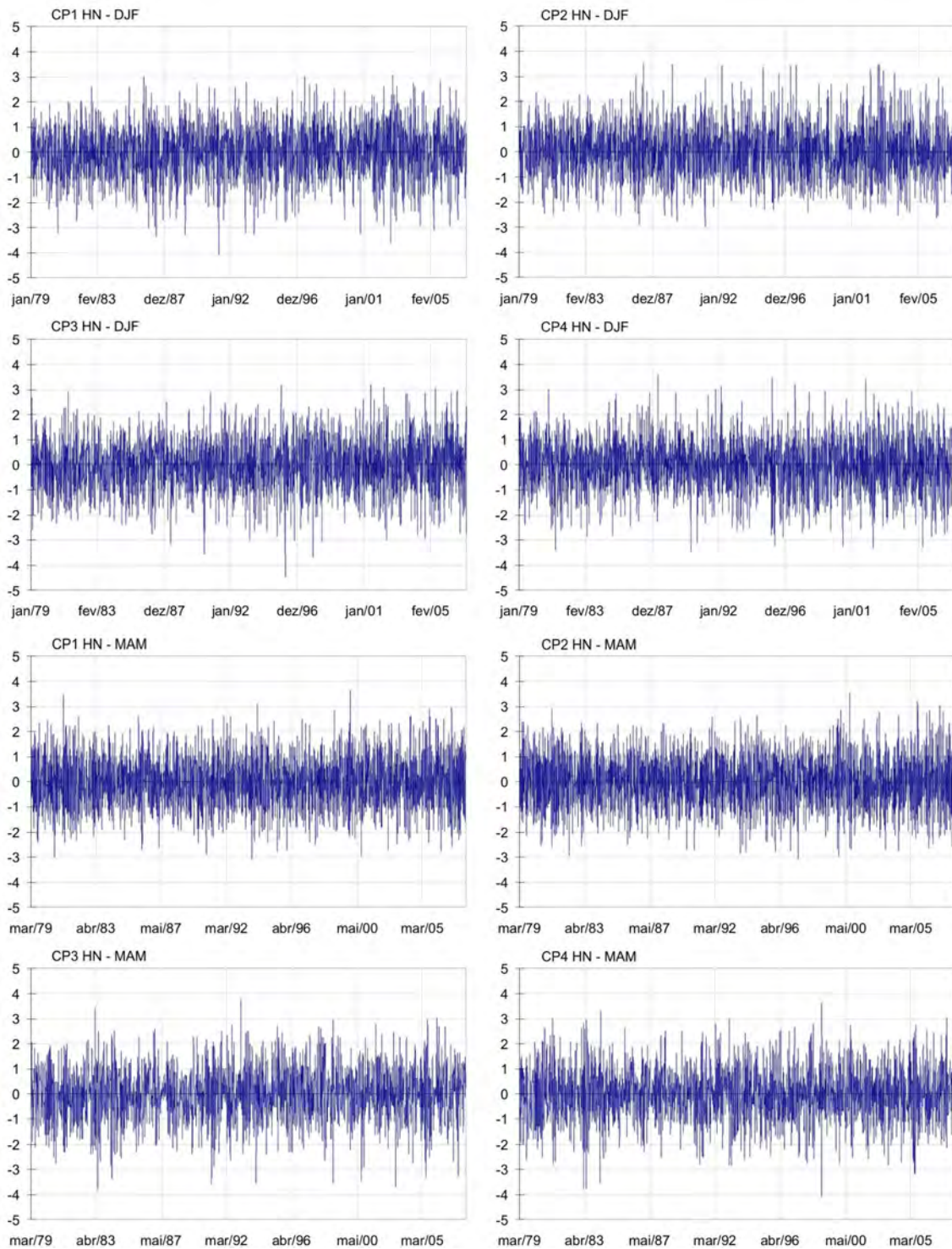


Figura 4.6 - Componentes principais para os quatro primeiros modos da FOE em DJF e MAM no HN.

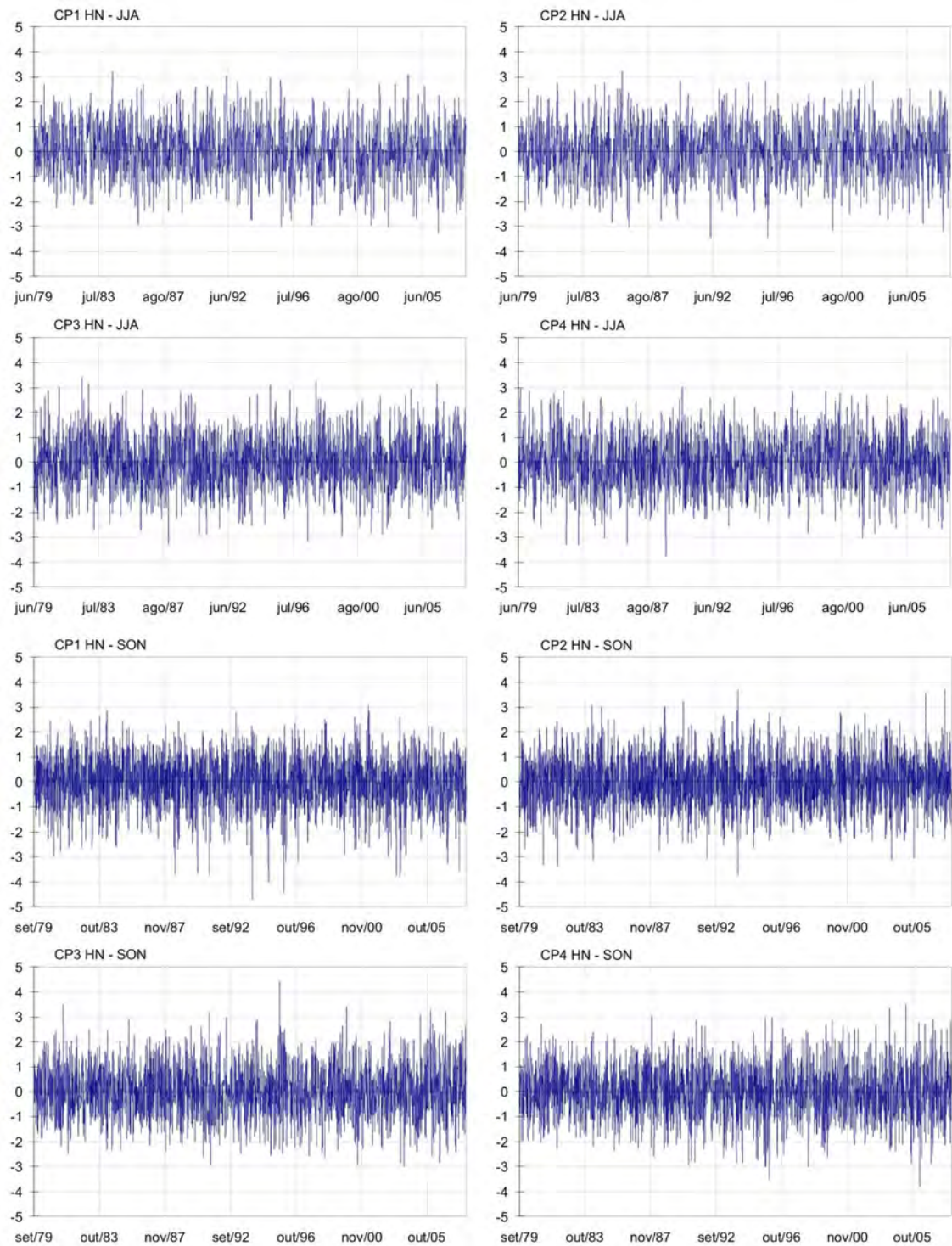


Figura 4.7 - Componentes principais para os quatro primeiros modos da FOE em JJA e SON no HN.

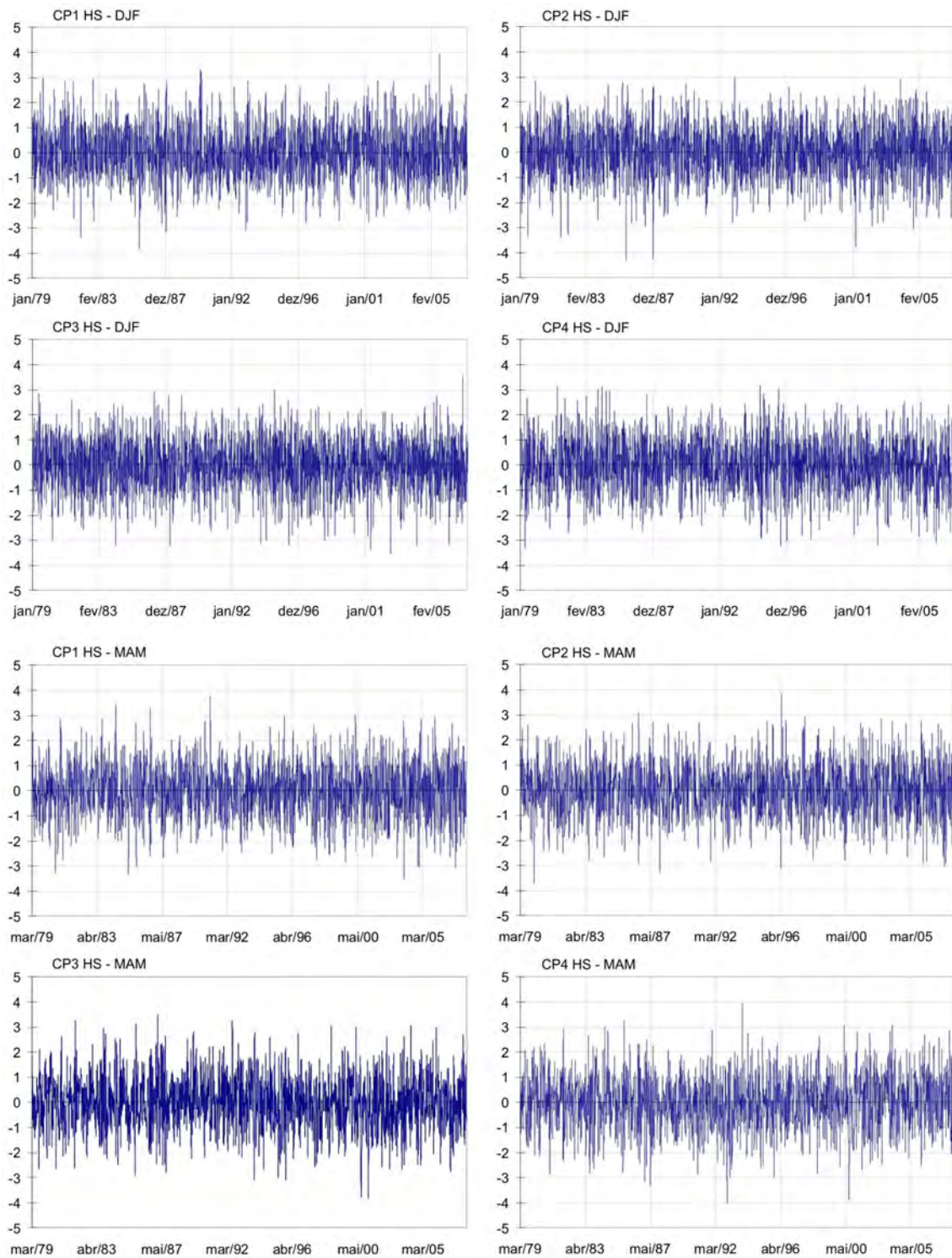


Figura 4.8 - Componentes principais para os quatro primeiros modos da FOE em DJF e MAM no HS.

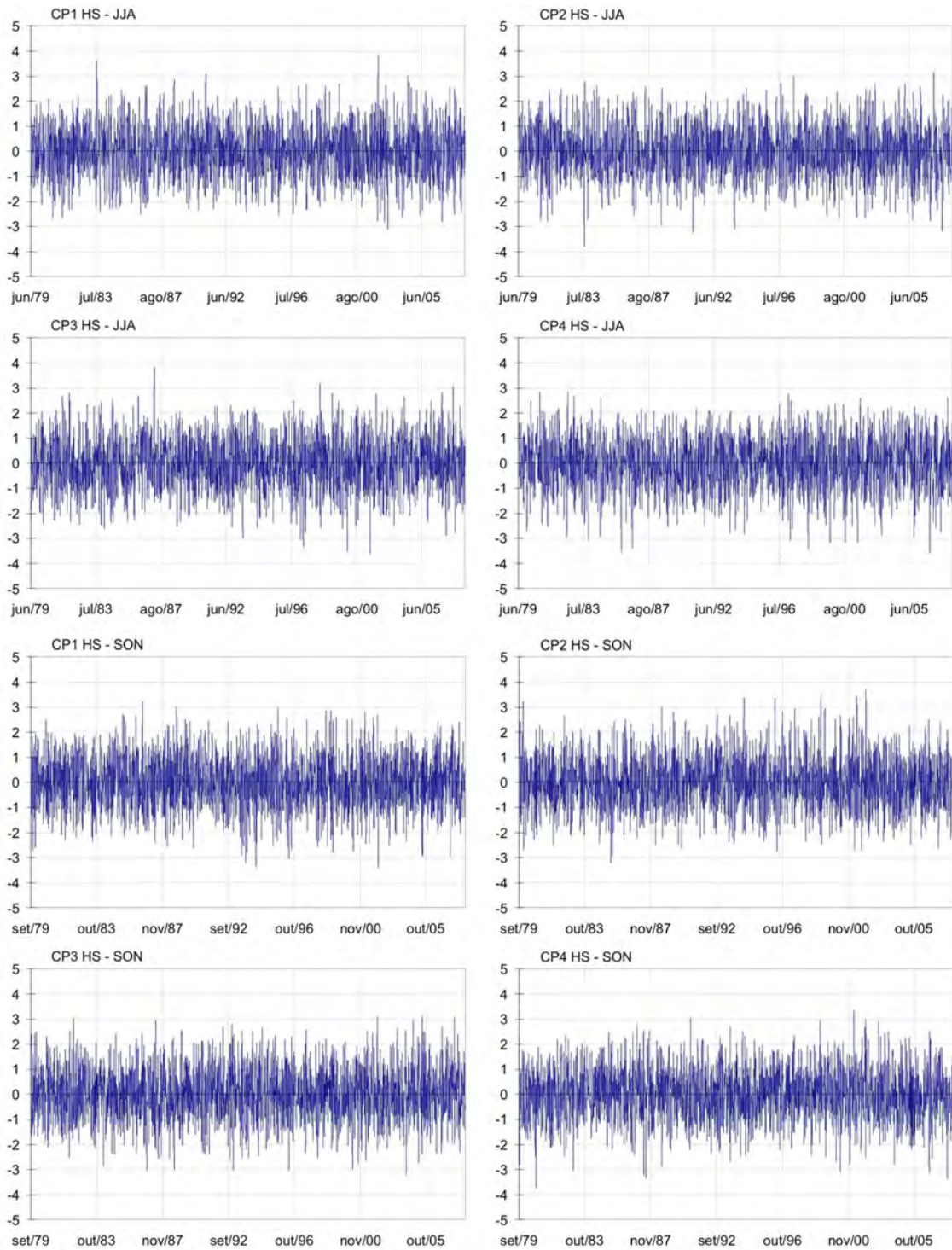


Figura 4.9 - Componentes principais para os quatro primeiros modos da FOE em JJA e SON no HS.

4.2.2 Variabilidade sazonal em quatro áreas identificadas como regiões fontes de ondas de Rossby

Nesta seção são discutidas a variabilidade sazonal da fonte de ondas de Rossby e suas componentes e a importância relativa de cada componente em quatro áreas, conforme descritas na Seção 3.1 e mostradas nas Figuras 3.2 e 3.3.

A Figura 4.10a mostra que as médias sazonais climatológicas do vento zonal apresentaram marcante variação sazonal nas áreas A, B e D, devido à intensificação da corrente de jato durante o inverno. Dessa forma, o vento zonal foi maior durante o inverno, com valor máximo de 35 m/s na área D, e menor no verão, com valor mínimo de 7 m/s na área B. Por outro lado, a área C apresentou a menor variabilidade sazonal e o valor médio do vento zonal permaneceu praticamente constante em todas as estações e igual a 25 m/s. Com relação às médias sazonais do vento meridional (Figura 4.10b), a maior variabilidade sazonal ocorreu na área B, região do ramo leste da Alta da Bolívia (Figura 4.1b), e a menor na área C, região de ventos de oeste em latitudes médias. Na área A, o valor médio do vento meridional não ultrapassou 1 m/s, em módulo. A área B apresentou ventos de sul, mais intensos em DJF, e as áreas C e D apresentaram ventos de norte.

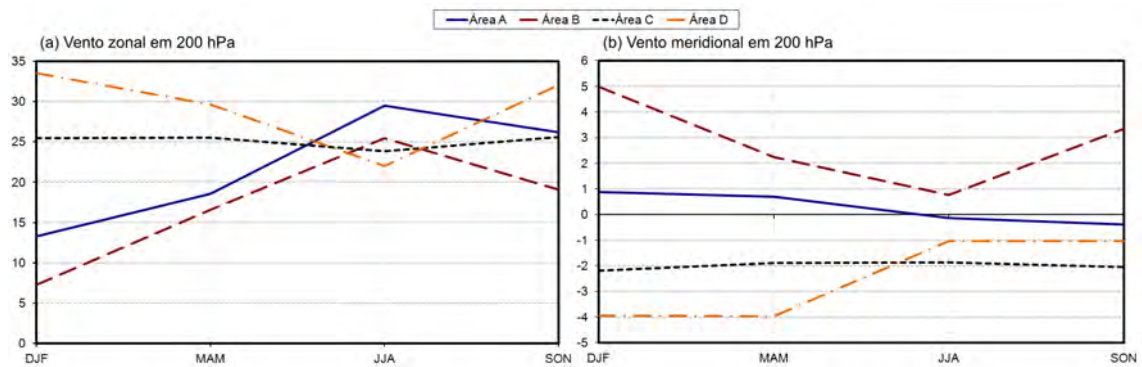


Figura 4.10 - Médias sazonais climatológicas (1979-2007) nas áreas A, B, C e D para (a) vento zonal (m s^{-1}) e (b) vento meridional (m s^{-1}) em 200 hPa.

As médias sazonais climatológicas de divergência, vorticidade absoluta, magnitude do gradiente de vorticidade absoluta, magnitude do vento divergente, fonte de ondas de Rossby e termos $S1$ e $S2$ em 200 hPa em cada área são mostradas na Figura 4.11. A divergência em 200 hPa (Figura 4.11a) na área A no verão foi duas vezes menor do que na área B. Nessas áreas, a divergência foi negativa no inverno e apresentou

pequenos valores positivos nas estações de transição. Além disso, a variabilidade sazonal foi mais marcante sobre a área B do que sobre a área A. A área B está localizada sobre a região da ZCAS que é caracterizada por grande divergência no verão e supressão da convecção profunda no inverno. Por outro lado, a área A não está situada exatamente sobre a região de máxima divergência sobre o Pacífico, localizada mais a noroeste sobre a piscina quente do Pacífico e Indonésia. Portanto, a divergência nessa área foi menor e mais uniforme ao longo do ano. Na área C, a divergência apresentou pequena variabilidade sazonal mas foi positiva o ano todo. Nessa região, a divergência não pode ser relacionada diretamente à convecção, mas a fatores dinâmicos. Sobre o leste da Ásia (área D), a variação sazonal foi marcante, apresentando convergência em DJF, associada à subsidência da célula de Hadley, e baixos valores de divergência durante o verão boreal.

A vorticidade absoluta em 200 hPa (Figura 4.11b) teve pequena variabilidade sazonal em todas as áreas e os valores foram muito similares para as áreas A e B. Nas áreas C e D, esses valores foram três vezes maiores, em módulo, do que nas áreas A e B, devido à sua localização em latitudes mais altas. Isso ocorre porque a vorticidade absoluta tem maior contribuição da vorticidade planetária, com exceção de regiões com intensos vórtices, cujo módulo aumenta com a latitude. A magnitude do gradiente de vorticidade absoluta (Figura 4.11c) foi maior na área A e está associada à corrente de jato subtropical no Pacífico. Nas áreas B e D, o gradiente foi menor em DJF e maior em JJA; na área C ocorreu o inverso. Esse comportamento está relacionado com a variação sazonal da posição do jato subtropical, que está situado em latitudes mais baixas no inverno e em latitudes mais altas no verão. A variabilidade sazonal da magnitude do vento divergente em 200 hPa (Figura 4.11d) foi pequena em todas as áreas e os valores médios variaram entre 2 m/s na área C até 4 m/s na área A.

Em DJF, as áreas A e C apresentaram o mesmo valor de fonte de ondas de Rossby (Figura 4.11e). A maior variabilidade da fonte de ondas de Rossby foi encontrada na área D, com máximo em DJF e valores negativos em JJA. Essa região também apresentou em DJF o maior valor absoluto de fonte de ondas, sendo cerca de três vezes maior do que o valor máximo encontrado nas demais áreas. Isso foi resultado da combinação de dois fatores: a convergência na região de subsidência da célula de Hadley e o alto valor de vorticidade absoluta. Nas áreas A e C, a variabilidade sazonal da fonte de ondas de Rossby foi praticamente uniforme nas quatro estações. Na área B, houve um máximo em DJF e valores próximos de zero em JJA.

No Pacífico Oeste (área A), o termo $S1$ (Figura 4.11f) pouco contribuiu para a fonte de ondas de Rossby em todas as estações, porque tanto a divergência como a vorticidade absoluta tiveram valores pequenos. Por outro lado, a convecção ao norte da área A, sobre o Pacífico Oeste e Indonésia, resultou em significativo fluxo divergente para a área A, o que tornou a contribuição do termo $S2$ (Figura 4.11g) maior. Sobre a América do Sul (área B) em DJF, ambos os termos contribuíram para a geração de ondas de Rossby devido à divergência e ao fluxo divergente em altos níveis associados à ZCAS. Entretanto, com a redução da convecção no inverno, a forçante $S1$ agiu no sentido de reduzir a fonte de ondas enquanto que a forçante $S2$ teve contribuição similar à de DJF. A contribuição resultante das duas forçantes foi negativa, acarretando em condições desfavoráveis para a formação de ondas de Rossby. Nas outras estações, a contribuição da forçante $S1$ foi similar à de JJA, agindo para reduzir a geração de ondas de Rossby. Na área C, o termo $S1$ teve contribuição maior para a fonte de ondas de Rossby do que o termo $S2$. Como não houve convecção associada com o aquecimento diabático, a divergência e o fluxo divergente tiveram baixos valores. No entanto, a vorticidade absoluta foi alta, cerca de três vezes maior que nas outras áreas. Portanto, a divergência, embora pequena, combinada com a vorticidade absoluta agiram no sentido de alterar o campo de vorticidade e, por conservação da vorticidade absoluta, dar origem à ondas de Rossby. Na área D, o termo $S1$ foi responsável pela fonte de ondas em DJF. Nesse caso, diferentemente do HS, como a vorticidade absoluta é positiva, a geração de ondas foi favorecida pela presença de uma região de convergência em altos níveis na região de subsidência da célula de Hadley. Por outro lado, o termo $S2$ contribuiu para sumidouros de ondas devido ao fluxo divergente de sul originado pela convecção sobre a piscina quente do Pacífico.

A variação sazonal da fonte de ondas de Rossby e suas componentes e a importância relativa de cada componente em quatro áreas foram analisadas nesta seção. A maior variabilidade sazonal da fonte de ondas ocorreu sobre o leste da Ásia, em que foram observados uma fonte de ondas em DJF e um sumidouro em JJA. Nas demais áreas analisadas, as fontes de ondas tiveram pouca variação sazonal. As fontes de ondas no Pacífico Oeste e América do Sul tiveram contribuição maior do termo $S2$, devido ao fluxo divergente em direção aos polos e ao gradiente de vorticidade absoluta. Nessas áreas, fatores termodinâmicos (convecção profunda e divergência devido ao aquecimento diabático) e dinâmicos contribuíram para a geração de ondas de Rossby. O termo $S1$ teve a maior contribuição para as fontes de ondas sobre as áreas C e D, em que apenas fatores dinâmicos estiveram envolvidos no processo de geração de ondas. A próxima seção apresenta uma análise sobre a variabilidade interanual da

fontes de ondas e suas componentes nessas áreas e as configurações destas em anos de El Niño/La Niña.

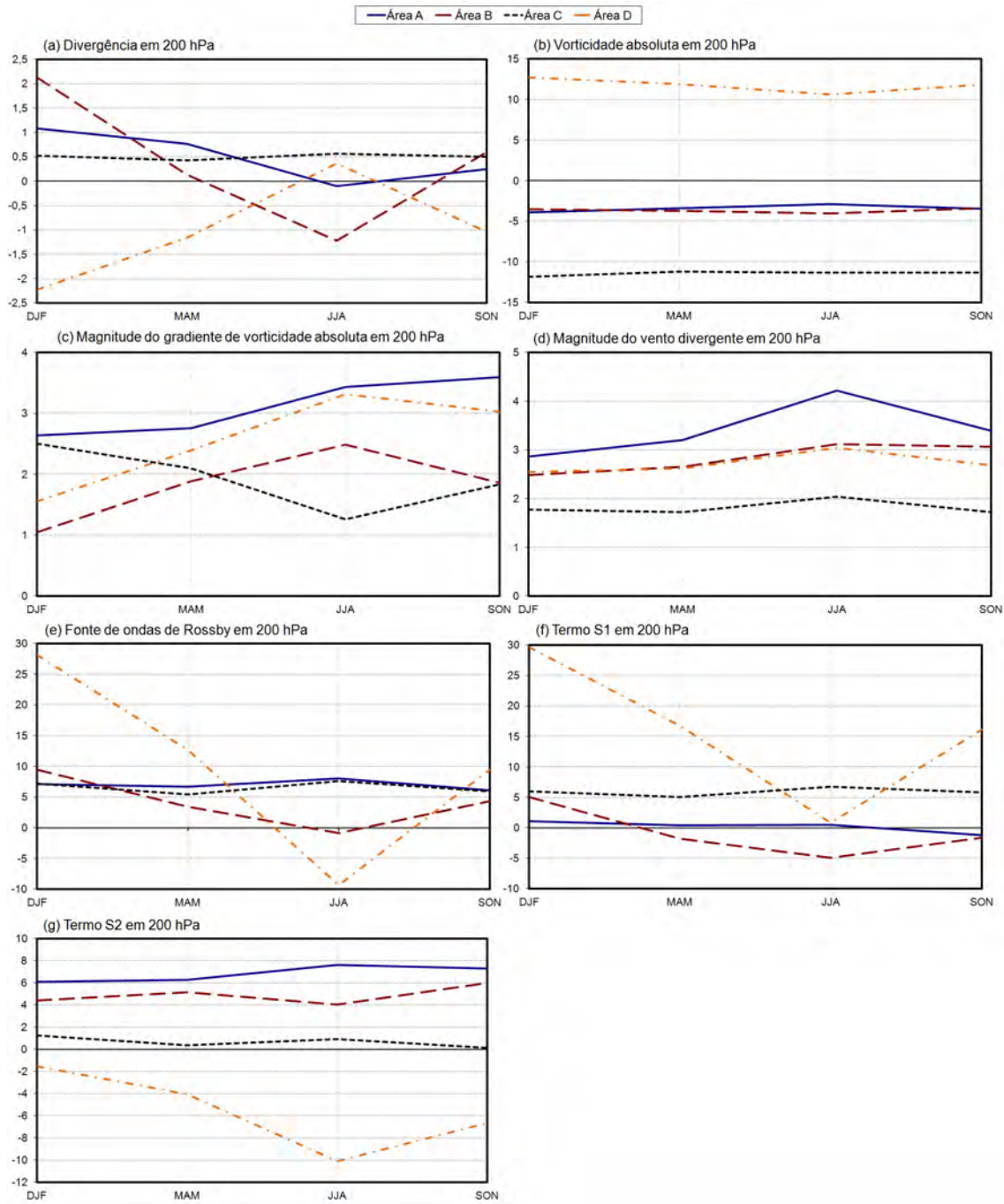


Figura 4.11 - Médias sazonais climatológicas (1979-2007) nas áreas A, B, C e D para (a) divergência ($1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), (b) vorticidade absoluta ($1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), (c) magnitude do gradiente de vorticidade absoluta ($1 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), (d) magnitude do vento divergente (m s^{-1}), (e) fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$), (f) termo S1 ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) e (g) termo S2 ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) em 200 hPa.

4.2.3 Variabilidade interanual

Nesta seção são analisados alguns aspectos da variabilidade interanual das fontes de ondas para as 4 áreas mostradas nas Figuras 3.2 e 3.3 e as mudanças da fonte de ondas de Rossby e suas componentes em anos de El Niño/La Niña.

A série temporal da fonte de ondas na área A (Figura 4.12a) mostra dois períodos em que houve redução da fonte de ondas, um entre 1982 e 1984 e outro, mais acentuado, entre 1997 e 1999. Estes dois períodos estão compreendidos dentro de dois eventos de El Niño ocorridos em 82/83 e 97/98, o que pode indicar a influência do deslocamento da convecção anômala para o Pacífico Central e Leste, característica associada a esses eventos, sobre as fontes de ondas na área A. A relação entre a divergência em altos níveis e a fonte de ondas na área A é analisada mais adiante nesta seção (Tabela 4.3 e Figura 4.13) e pode auxiliar no entendimento desse aspecto. A partir de 1999, foi possível notar uma leve tendência de aumento da fonte de ondas de Rossby.

Na área B (Figura 4.12b), a fonte de ondas não sofreu muita variação durante o período estudado, mas foi possível notar uma pequena tendência de aumento da fonte entre 1980 e 1983 e uma redução entre 1983 e 1989. Essas variações podem ser associadas à variabilidade interanual da convecção, e da divergência em altos níveis, na região da ZCAS. A fonte de ondas de Rossby e a divergência em altos níveis apresentam um valor de correlação grande na área B, como mostrado mais adiante na Tabela 4.4.

A fonte de ondas de Rossby na área C (Figura 4.12c) apresentou uma tendência de aumento a partir de 1997. Nessa área, o mecanismo responsável pelas fontes de ondas é o *vortex stretching* ($= -\zeta D$) e, como a variabilidade interanual da vorticidade absoluta é muito pequena, essa tendência de aumento deve estar associada às variações na divergência em altos níveis. Como é mostrado na Tabela 4.5, o valor da correlação entre a fonte de ondas e a divergência na área C é grande, especialmente em JJA, o que reforça o argumento apresentado acima. A variabilidade mais marcante na área D (Figura 4.12d) ocorreu na escala sazonal, não havendo uma tendência pronunciada na escala interanual. No entanto, pode-se notar que a intensidade da fonte (ou sumidouro) nessa área foi bem maior do que nas outras áreas, característica que também foi observada na seção anterior (Figura 4.11e), principalmente durante o inverno boreal.

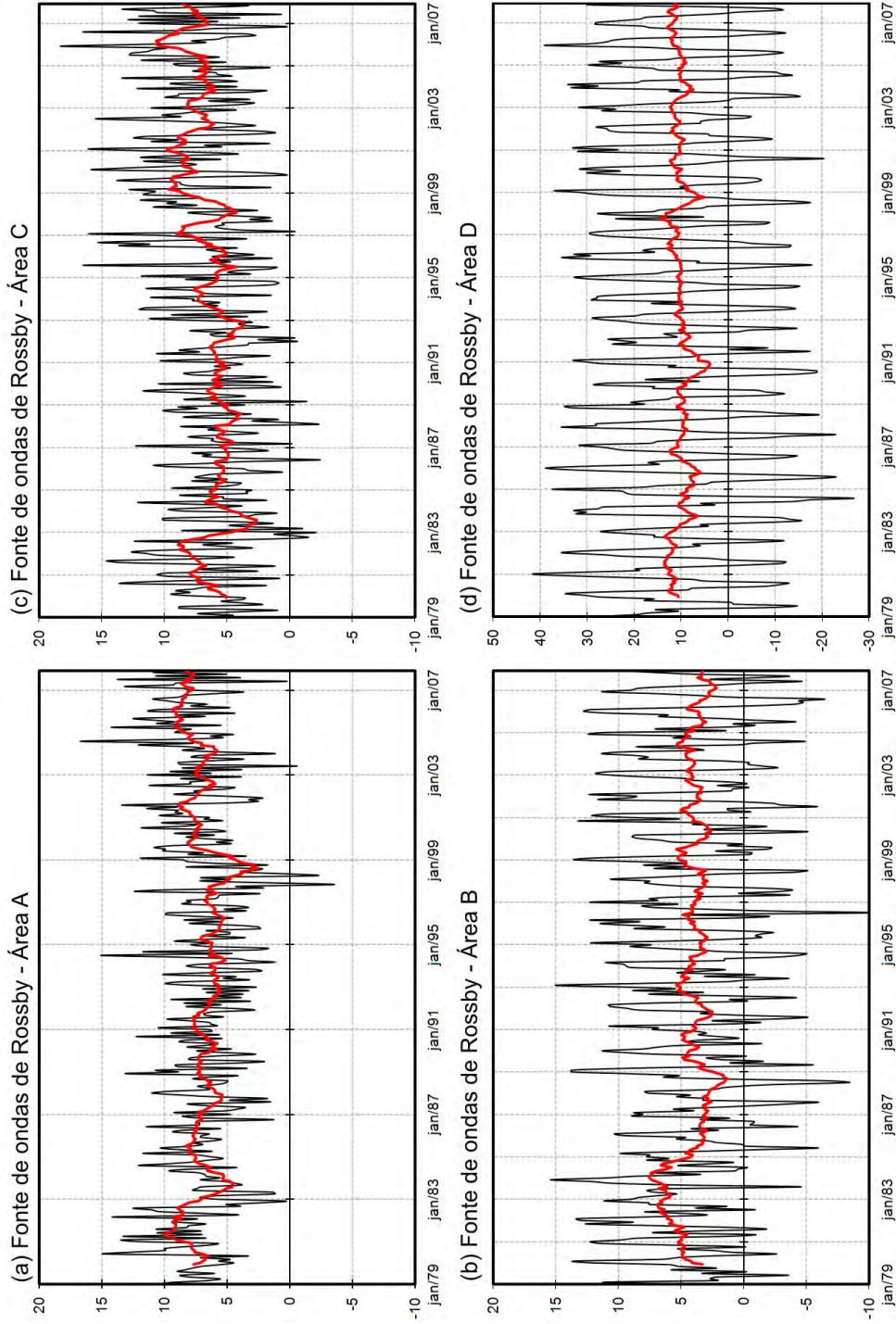


Figura 4.12 - Séries temporais (1979-2007) dos campos médios espaciais da fonte de ondas de Rossby em 200 hPa (em preto, $1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) e a média móvel de 12 meses (em vermelho, $1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) para (a) área A, (b) área B, (c) área C e (d) área D.

Os fatores que contribuíram para a variabilidade interanual da fonte de ondas de Rossby em cada área em DJF e JJA são analisados a seguir. Os valores da correlação entre os campos médios espaciais de fonte de ondas em 200 hPa e algumas variáveis em cada área e o nível de significância em DJF e JJA são mostrados nas Tabelas 4.3 a 4.6.

Os valores de correlação na área A (Tabela 4.3) não excederam 30% para nenhuma das variáveis analisadas em ambas as estações. Isso parece indicar que mais de um fator deve influenciar a variabilidade interanual da fonte de ondas sobre a área A. Como os maiores valores de correlação foram para a divergência e o vento divergente em altos níveis, a variabilidade interanual da fonte de ondas na área A pode estar diretamente relacionada à variabilidade da convecção sobre o Pacífico Oeste.

A fonte de ondas na área B em DJF apresentou valores de correlação acima de 90%, ao nível de 95%, com a divergência e a ROL (Tabela 4.4). Isso sugere que a variabilidade interanual da fonte de ondas está relacionada à variabilidade da convecção sobre a ZCAS. Em JJA, os valores de correlação não excederam 40%, mas a variabilidade interanual da fonte de ondas, que apresenta baixos valores nessa estação, parece associada às variabilidades do vento divergente e da ROL. Assim, a variabilidade interanual da fonte de ondas sobre a área B em JJA pode ser associada à variabilidade da convergência em altos níveis e supressão da convecção, uma vez que a correlação com a ROL é positiva, sobre essa área.

O principal fator associado à variabilidade interanual da fonte de ondas na área C é a divergência em altos níveis, especialmente em JJA. Como já discutido acima, isso está relacionado ao fato da fonte de ondas nessa área ter maior contribuição do termo $S1$. A divergência sobre essa área é associada a forçantes dinâmicas, mais especificamente à advecção de vorticidade absoluta a leste dos cavados pertencentes aos trens de ondas que se propagam sobre essa região. Na área D, a correlação entre a fonte de ondas e a divergência ficou em torno de 30% em DJF. Um outro fator associado à variabilidade interanual da fonte de ondas em DJF nessa área é o fluxo divergente oriundo da divergência em altos níveis sobre o Pacífico Oeste. Em JJA, estação em que foi identificado um sumidouro de ondas sobre a área D (Figura 4.11e), nenhum dos fatores analisados pareceu ter influência sobre a variabilidade interanual.

A Figura 4.13 mostra as séries temporais (1979-2007) dos campos médios espaciais de fonte de ondas de Rossby e divergência em 200 hPa para a estação que apresentou o maior valor de correlação em cada área, conforme indicado pelas Tabelas 4.3 a 4.6.

Na área A em JJA, as intensidades da fonte de ondas e da divergência em 200 hPa apresentaram uma redução entre 1982 e 1986 e um aumento entre 1987 e 1988. A intensidade da fonte de ondas sofreu uma redução grande a partir de 2001. Os valores máximos de fonte de ondas ocorreram em 1988 e 2000 e foram acompanhados por máximos de divergência em altos níveis. Nesses anos, a convecção sobre a piscina quente do Pacífico deve ter favorecido a geração de ondas de Rossby. Para o ano de 1996, tanto a fonte de ondas como a divergência apresentaram uma redução brusca. Na área B em DJF, as séries da fonte de ondas e da divergência foram muito similares, o que indica que a fonte/sumidouro de ondas de Rossby nessa estação esteve associada ao fortalecimento/enfraquecimento da convecção sobre a ZCAS. Isso concorda com a análise apresentada acima acerca da correlação entre a fonte de ondas e a divergência e ROL na área B.

A variabilidade interanual da fonte de ondas na área C em JJA esteve intimamente relacionada com a variabilidade da divergência em altos níveis. Nessa área, a fonte de ondas tem maior contribuição do termo $S1$ e como a variabilidade da vorticidade absoluta foi pequena (não mostrado), a variabilidade da divergência acabou predominando. A variabilidade interanual da fonte de ondas na área D em DJF teve pouca relação com a variabilidade da divergência, embora ambas as séries tenham apresentado uma tendência de aumento entre 1987 e 1991 e de redução entre 1992 e 2004. Nessa área, outros fatores contribuíram para a variabilidade da fonte de ondas, como o vento divergente.

Tabela 4.3 - Valores de correlação entre a fonte de ondas de Rossby em 200 hPa e algumas variáveis na área A e o nível de significância em DJF e JJA. As variáveis são para o nível de 200 hPa, com exceção para a ROL.

	DJF		JJA	
	Correlação	Nível	Correlação	Nível
Divergência	0,26	90%	0,29	90%
Gradiente de vorticidade absoluta	0,15	< 80%	0,01	<80%
Magnitude do vento divergente	0,17	85%	0,23	85%
ROL	0,13	<80%	-0,13	<80%

Tabela 4.4 - Valores de correlação entre a fonte de ondas de Rossby em 200 hPa e algumas variáveis na área B e o nível de significância em DJF e JJA. As variáveis são para o nível de 200 hPa, com exceção para a ROL.

	DJF		JJA	
	Correlação	Nível	Correlação	Nível
Divergência	0,97	95%	-0,23	85%
Gradiente de vorticidade absoluta	-0,52	95%	0,16	80%
Magnitude do vento divergente	0,60	95%	0,40	95%
ROL	-0,94	95%	0,35	95%

Tabela 4.5 - Valores de correlação entre a fonte de ondas de Rossby em 200 hPa e algumas variáveis na área C e o nível de significância em DJF e JJA. As variáveis são para o nível de 200 hPa.

	DJF		JJA	
	Correlação	Nível	Correlação	Nível
Divergência	0,43	95%	0,96	95%
Gradiente de vorticidade absoluta	0,09	< 80%	0,32	95%
Magnitude do vento divergente	0,30	90%	0,65	95%
Vento zonal	0,03	< 80%	0,54	95%

Tabela 4.6 - Valores de correlação entre a fonte de ondas de Rossby em 200 hPa e algumas variáveis na área D e o nível de significância em DJF e JJA. As variáveis são para o nível de 200 hPa.

	DJF		JJA	
	Correlação	Nível	Correlação	Nível
Divergência	0,32	95%	0,11	< 80%
Gradiente de vorticidade absoluta	0,16	85%	0,05	< 80%
Magnitude do vento divergente	0,29	90%	-0,07	< 80%
Vento zonal	-0,42	95%	-0,30	90%

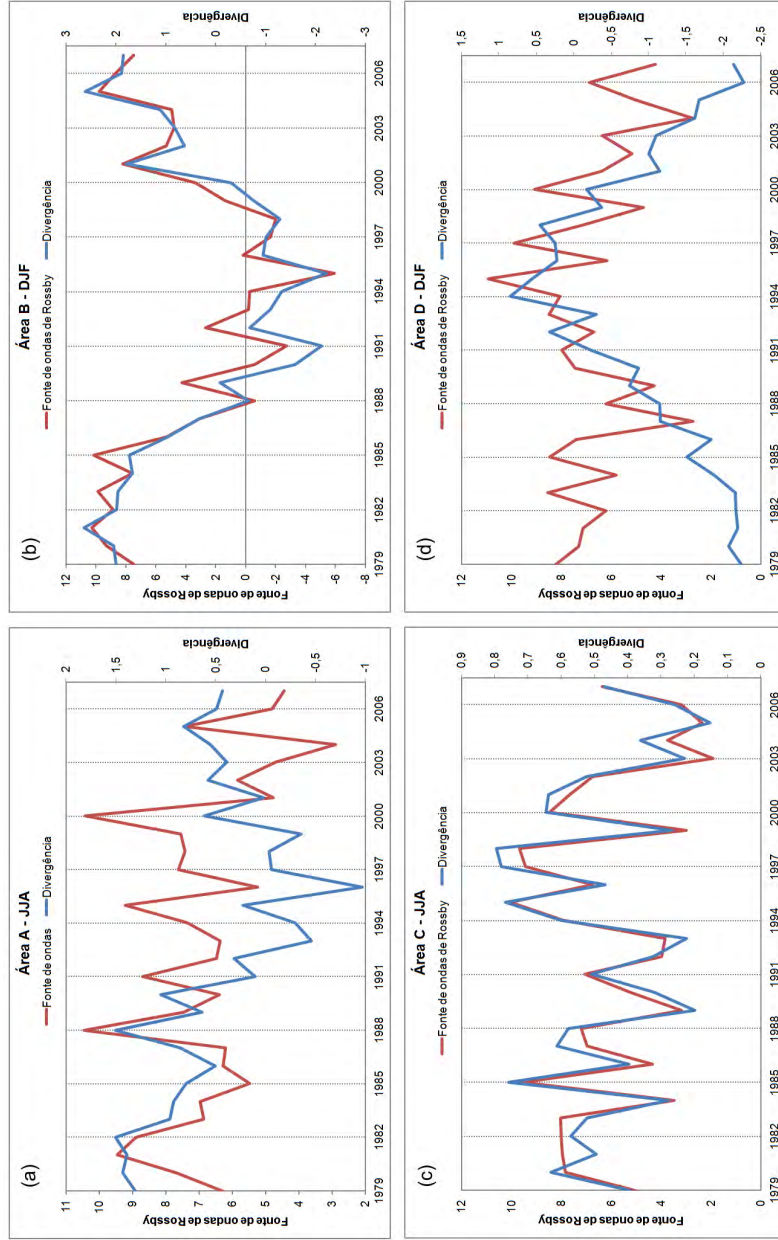


Figura 4.13 - Séries temporais (1979-2007) dos campos médios espaciais de fonte de ondas de Rossby (em vermelho, $1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) e divergência (em azul, $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) em 200 hPa para (a) área A em JJA, (b) área B em DJF, (c) área C em JJA e (d) área D em DJF.

Os campos médios climatológicos e as diferenças entre anos de El Niño/La Niña e a média climatológica em DJF e JJA da divergência, vento divergente, vorticidade absoluta e gradiente de vorticidade absoluta em 200 hPa estão ilustradas nas Figuras 4.14 e 4.16. Os campos médios climatológicos e para anos de El Niño/La Niña em DJF e JJA da fonte de ondas de Rossby e termos $S1$ e $S2$ estão ilustrados nas Figuras 4.17 a 4.19.

Para os anos de El Niño, a mudança no padrão de TSM no Pacífico provocou o aumento da divergência sobre o Pacífico Central e da convergência na região de subsidência da célula de Hadley sobre o Pacífico Subtropical em ambas as estações (Figura 4.14). Como consequência, o padrão da célula de Walker também foi alterado, reduzindo a divergência sobre o norte da América do Sul, especialmente em DJF. O fluxo divergente direcionado do Pacífico Tropical para o Pacífico Norte em DJF (Figura 4.15) foi intensificado em decorrência das mudanças na divergência equatorial em altos níveis. Em JJA, as mudanças no vento divergente foram pequenas. A vorticidade absoluta em 200 hPa (Figura 4.16) aumentou sobre o leste da Ásia e reduziu sobre a Austrália em DJF. Em JJA, as diferenças tanto da vorticidade absoluta como do gradiente foram muito pequenas. As mudanças nos campos de divergência e vento divergente em 200 hPa contribuíram para o deslocamento para leste do sumidouro de ondas sobre o Pacífico Norte e da fonte de ondas sobre o Pacífico Oeste no HS em DJF (Figura 4.17). Em JJA, ocorreu um aumento da intensidade da fonte de ondas sobre o Pacífico Central no HS e redução do sumidouro no sul da Austrália. As mudanças no padrão das fontes de ondas de Rossby tiveram maior contribuição do termo $S1$, devido às mudanças no campo de divergência (Figuras 4.18 e 4.19).

Para anos de La Niña, as regiões de divergência equatorial sobre a Indonésia e norte da América do Sul foram intensificadas em DJF, mas o fluxo divergente em direção ao Pacífico Norte foi reduzido. A convergência ao norte da Índia em DJF foi maior, o que intensificou a fonte de ondas sobre essa região. Para o HS, a fonte de ondas sobre o Pacífico Oeste foi intensificada em ambas as estações, devido à contribuição do termo $S2$. O termo $S1$ contribuiu para o aumento do sumidouro de ondas sobre o leste da Ásia e sobre o Pacífico Leste no HS.

As análises apresentadas nesta seção mostraram que as fontes de ondas apresentaram uma marcante variabilidade interanual nas áreas A, B e C. Na área D, a variabilidade sazonal foi mais pronunciada do que a interanual. Para as áreas B e C, a variabilidade interanual da fonte de ondas foi relacionada com a variabilidade da divergência sobre

essas regiões. Nas demais áreas, outros fatores também influenciaram a variabilidade interanual da fonte, como a variabilidade do fluxo divergente oriundo da convecção sobre a piscina quente do Pacífico Oeste. Além disso, em anos de El Niño, a mudança no padrão da TSM ocasionou a intensificação do fluxo divergente em direção ao Pacífico Norte em DJF e o deslocamento para leste do sumidouro de ondas sobre o Pacífico Norte e da fonte de ondas sobre o Pacífico Oeste no HS. Para anos de La Niña, as fontes de ondas ao norte da Índia em DJF e sobre o Pacífico Oeste no HS em DJF e JJA foram intensificadas. Na próxima seção são analisadas as condições atmosféricas associadas a eventos com máximos valores de fontes de ondas em cada área discutida nesta seção.

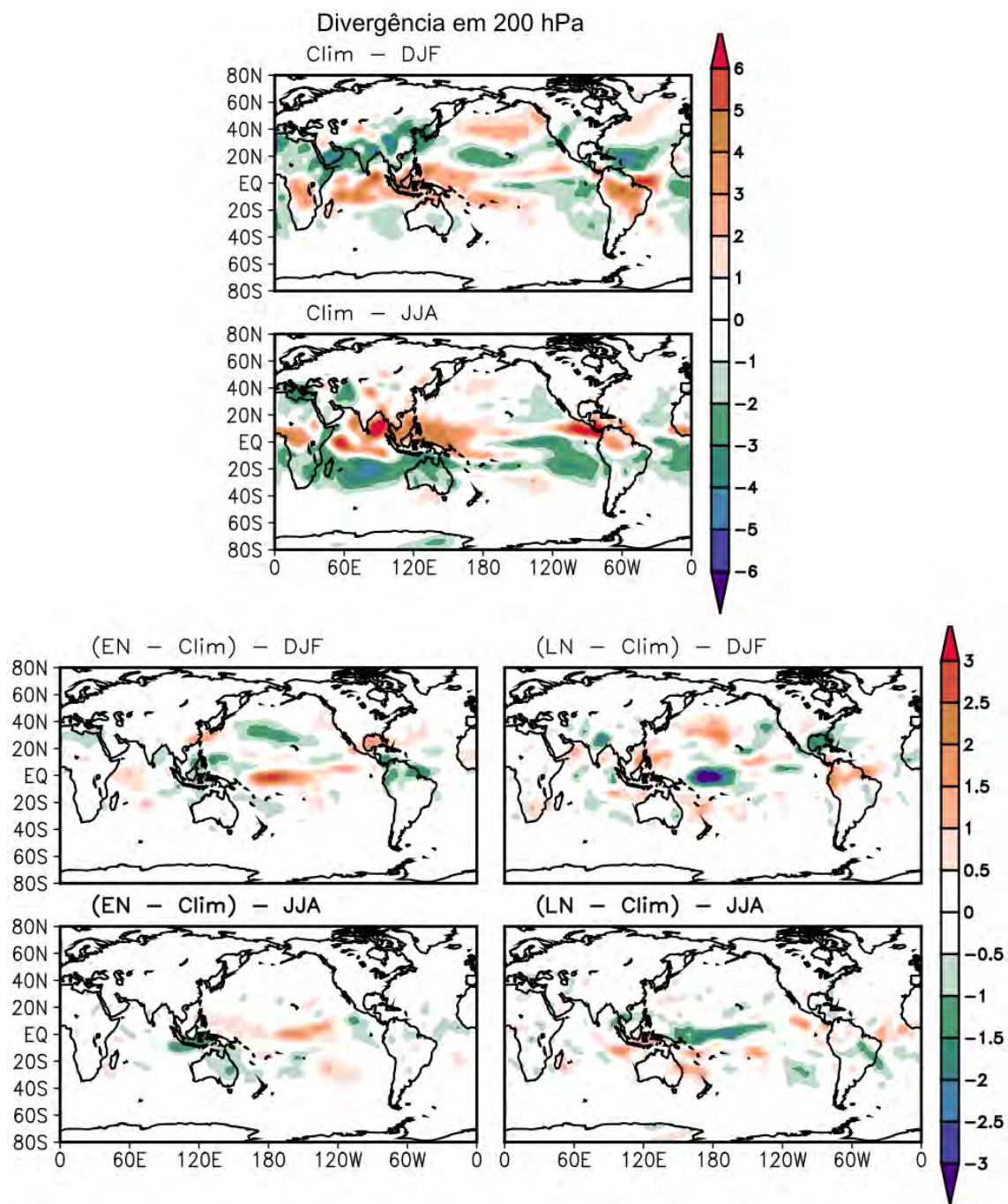


Figura 4.14 - Campos climatológicos (Clim) e diferenças com relação a anos de El Niño (EN) e La Niña (LN) de divergência (10^{-6} s^{-1}) em 200 hPa para DJF e JJA.

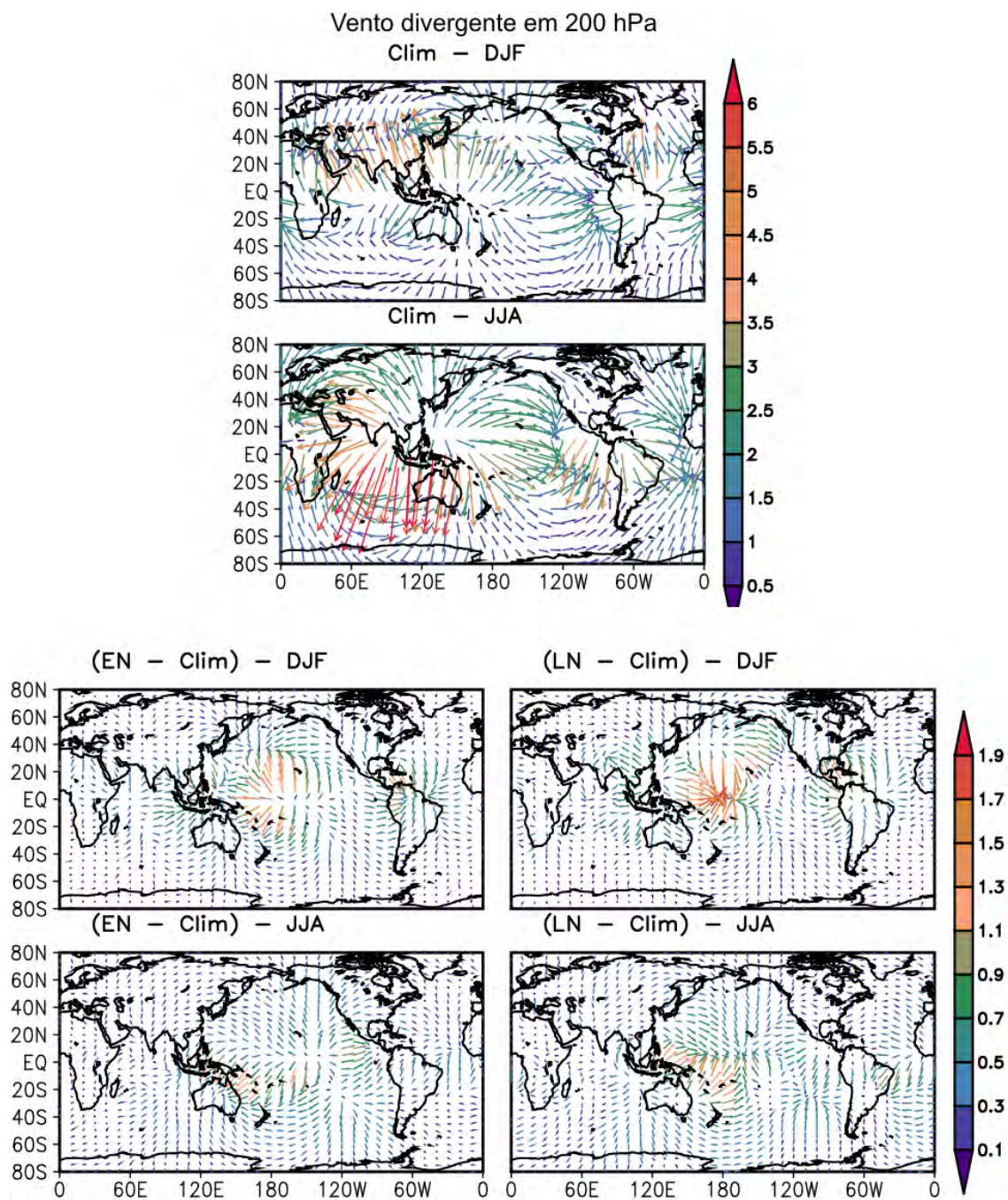


Figura 4.15 - Campos climatológicos (Clim) e diferenças com relação a anos de El Niño (EN) e La Niña (LN) de vento divergente (m s^{-1}) em 200 hPa para DJF e JJA.

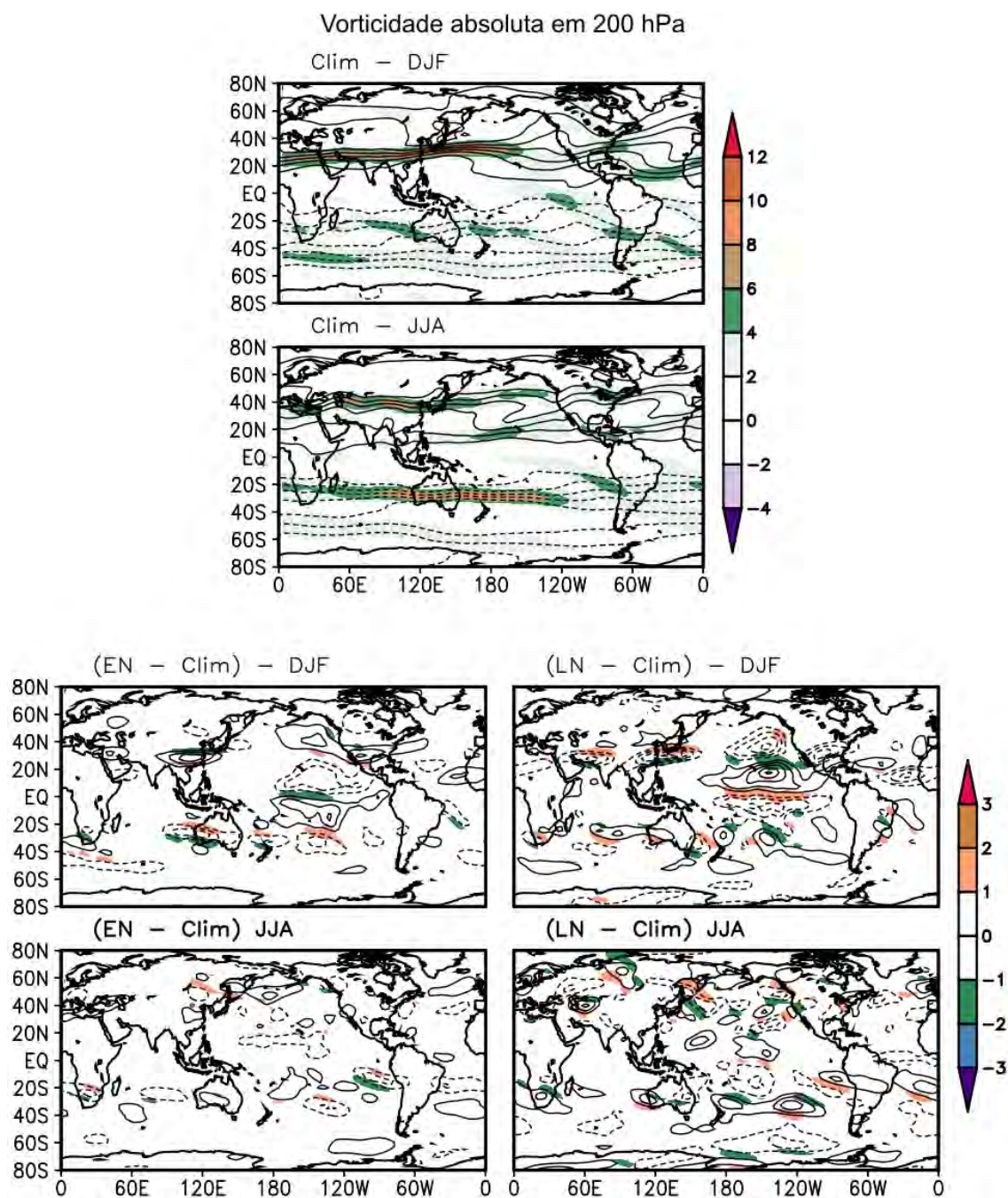


Figura 4.16 - Campos climatológicos (Clim) e diferenças com relação a anos de El Niño (EN) e La Niña (LN) de vorticidade absoluta (10^{-5} s^{-1}) e gradiente de vorticidade absoluta (sombreado, $10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$). O intervalo dos contornos é de 0,3 e o contorno de zero não é mostrado.

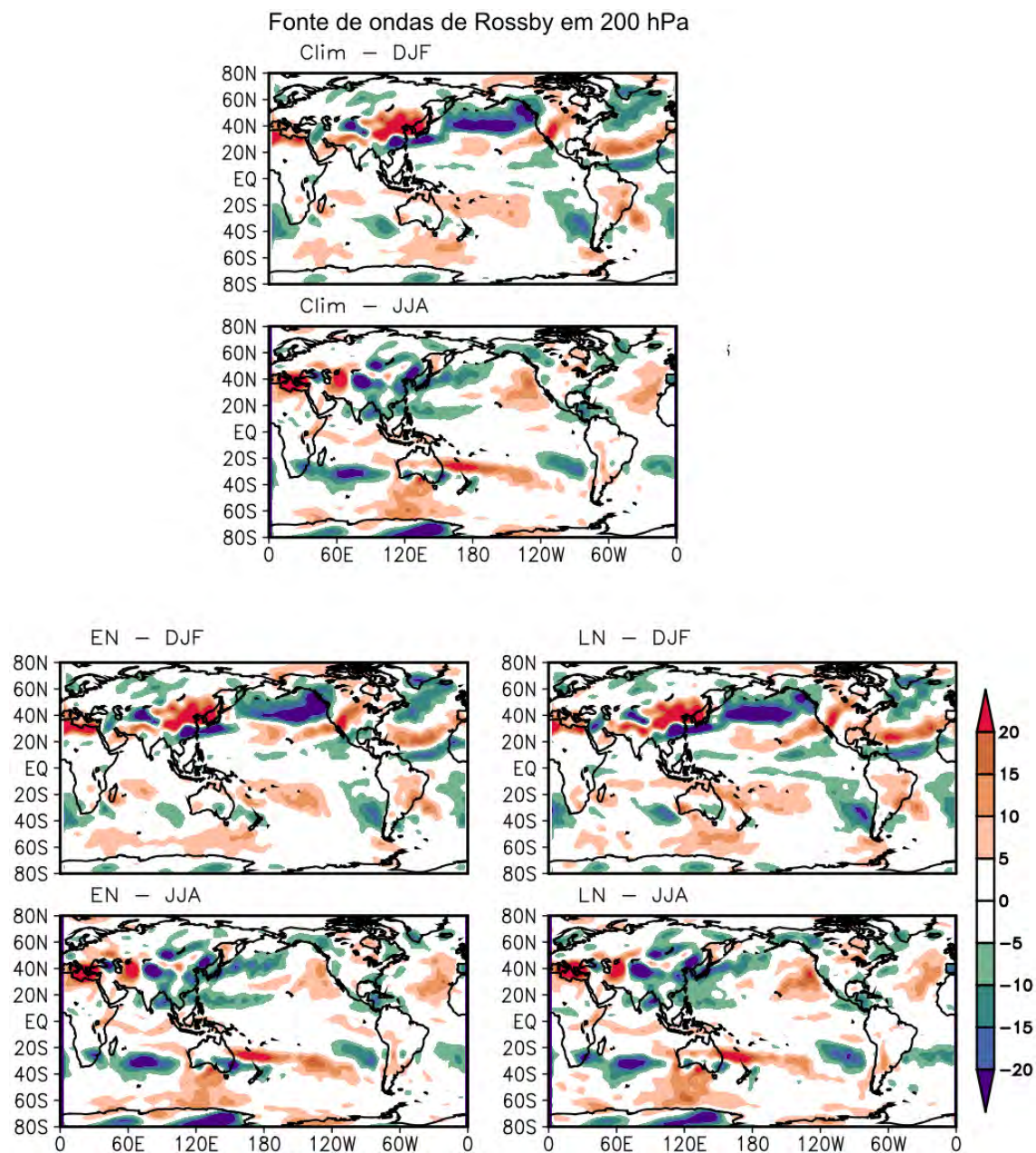


Figura 4.17 - Campos climatológicos (Clim) e para anos de El Niño (EN) e La Niña (LN) de fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}) em 200 hPa.

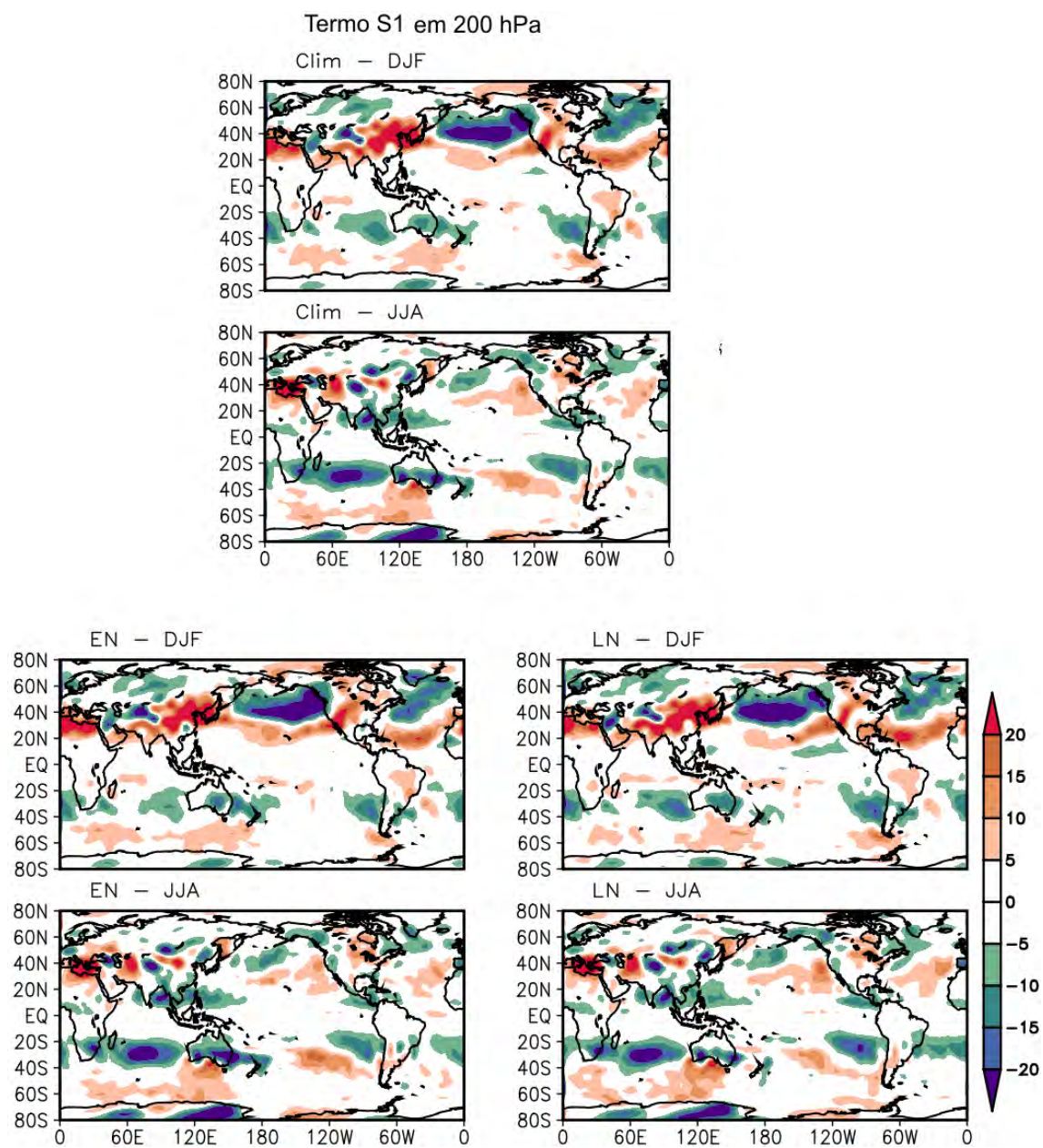


Figura 4.18 - Campos climatológicos (Clim) e para anos de El Niño (EN) e La Niña (LN) de termo S_1 (10^{-11} s^{-2}) em 200 hPa para DJF e JJA.

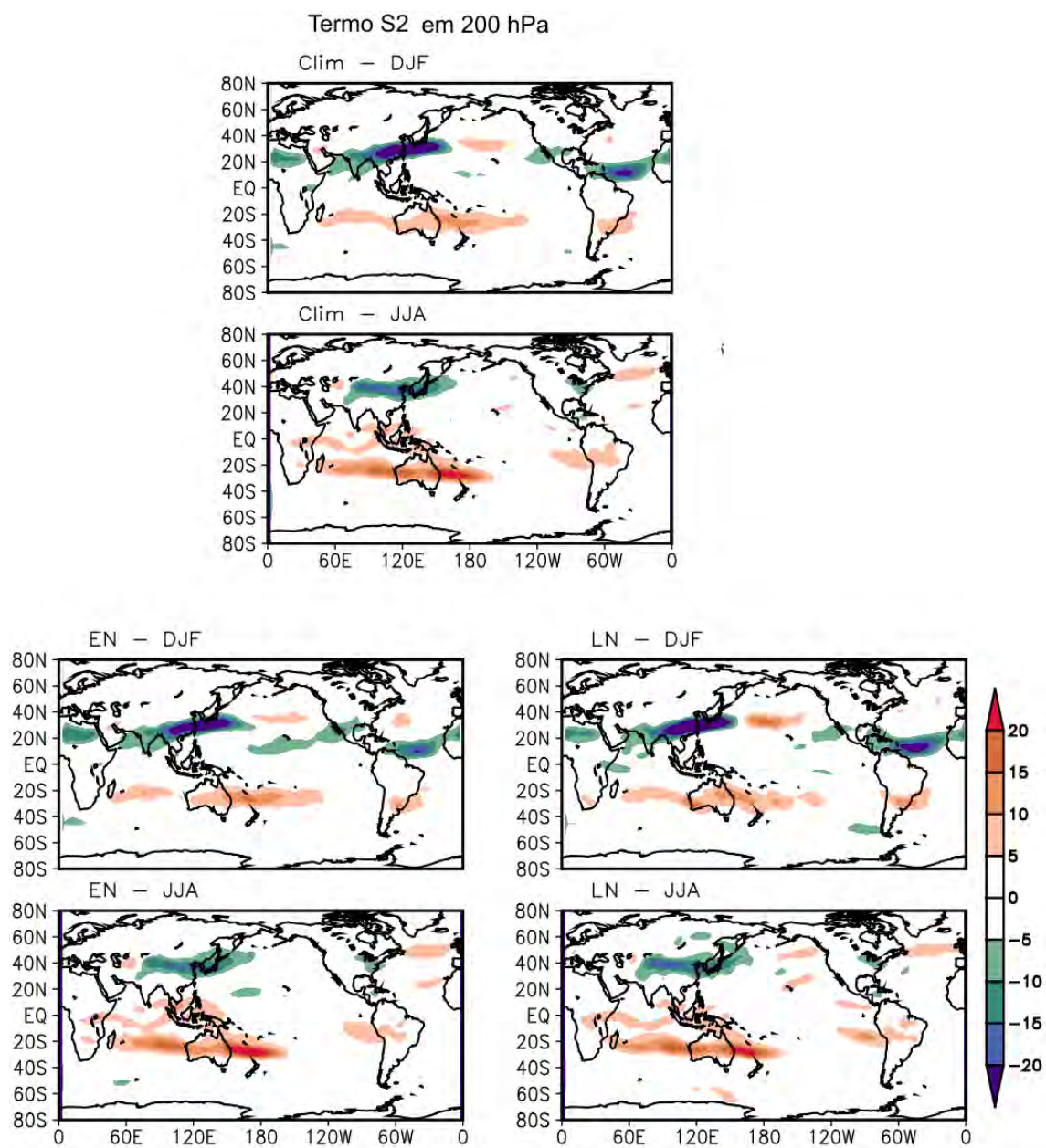


Figura 4.19 - Campos climatológicos (Clim) e para anos de El Niño (EN) e La Niña (LN) de termo S_2 (10^{-11} s^{-2}) em 200 hPa para DJF e JJA.

4.2.4 Análise de compostos

Nesta seção é apresentada a análise de compostos realizada no intuito de verificar qual o comportamento da circulação atmosférica diante de eventos com valores máximos de fontes de ondas de Rossby, de agora em diante denominados de S+. O critério de seleção desses eventos é descrito na Seção 3.1. O número de eventos selecionados para cada estação é mostrado na Tabela 4.7. A estação com o maior número de dias selecionados variou de acordo com a área analisada, sendo MAM para a área A, DJF para a área B e JJA para a área C. Nas seções seguintes são apresentadas as análises dos compostos para o dia com máximo valor de fonte de ondas (dia 0) em todas as estações. No entanto, para os compostos dos dias anteriores e posteriores ao máximo são apresentados os compostos apenas para DJF e JJA pois estas estações apresentaram as maiores variações entre si. Nas demais estações, os compostos apresentaram padrões menos intensos e muito semelhantes ao das estações apresentadas.

Tabela 4.7 - Número de dias com valores máximos de fonte de ondas de Rossby selecionados.

	Área A	Área B	Área C	Área D
DJF	154	170	152	158
MAM	180	159	134	
JJA	174	115	173	
SON	173	154	153	

4.2.4.1 Área A - Pacífico Oeste

A Figura 4.20 mostra os compostos para o dia com máximo valor de fonte de ondas (dia 0) das anomalias diárias de fonte de ondas de Rossby, vento zonal e meridional e linhas de corrente em 200 hPa na área A em todas as estações do ano. Os compostos apresentaram fontes de ondas sobre o Pacífico Oeste, região na qual foram selecionados os dias de máximo, e também ao sul da Austrália. Isso sugere que pode haver uma relação entre as fontes de ondas em ambas as regiões. O vento zonal em 200 hPa foi mais intenso sobre as regiões com fontes de ondas e enfraquecido sobre os sumidouros. Nos campos de vento meridional em 200 hPa podem ser identificados trens de ondas desde o Índico até o Pacífico em todas as estações. Em DJF, esse trem de ondas foi orientado em direção ao equador sobre o oceano Pacífico. A configuração desses trens de ondas foi mais intensa em JJA, devido ao fortalecimento da corrente de jato durante o inverno. A presença de um cavado em altos níveis sobre

a área A em todas as estações pode ser o mecanismo que atua na intensificação da fonte de ondas nessa área, através do aumento da divergência causado pela advecção de vorticidade absoluta a leste do cavado. De fato, os compostos para o dia 0 das anomalias diárias de divergência em 200 hPa (Figura 4.21) mostram um aumento da divergência sobre o Pacífico Oeste em todas as estações. A Figura 4.21 também mostra os compostos para o dia 0 das anomalias diárias dos termos $S1$ e $S2$. O aumento na intensidade das fontes teve a contribuição de ambos os termos sobre o Pacífico Oeste, mas apenas do termo $S1$ para as fontes sobre o sul da Austrália.

Em seguida são analisados os compostos das anomalias diárias de vento zonal e meridional, atividade da onda e geopotencial em 200 hPa, ROL e precipitação para os dias -4 a +10 em DJF e JJA (Figuras 4.22 a 4.25). As anomalias positivas de vento zonal em 200 hPa em DJF (Figura 4.22) ao sul da Austrália e sobre o Pacífico Sul deslocaram-se para leste a partir do dia 0. O aumento do vento zonal sobre o Pacífico pode ter auxiliado na propagação dessas ondas desde o Pacífico Oeste até a América do Sul a partir do dia 0. Em JJA, as anomalias positivas e negativas permaneceram sobre as mesmas regiões, mas tiveram suas intensidades reduzidas a partir do dia +2.

Os compostos das anomalias diárias do vento meridional e da atividade da onda em 200 hPa em DJF e JJA (Figura 4.23) indicaram a propagação para leste de um trem de ondas a partir do Atlântico no dia -4 em ambas as estações, o que contribuiu para a intensificação das fontes sobre o Pacífico Oeste e sul da Austrália. Em DJF, o trem de ondas dividiu-se no dia 0, sendo que um dos ramos seguiu em direção ao equador e o outro propagou-se em direção à América do Sul. Em JJA, esse trem de ondas, mais zonal e intenso devido ao fortalecimento da corrente de jato, dividiu-se no dia +2, mas uniu-se novamente no dia +4 ao atingir o continente Sul-americano. Comportamento similar foi encontrado por Müller e Ambrizzi (2007) em estudo sobre a propagação de ondas de Rossby associada a geadas generalizadas sobre o sul da América do Sul. Neste caso, os trens de ondas que se propagavam nos guias de ondas subtropical e polar também uniram-se pouco antes de alcançar a costa oeste da América do Sul.

A Figura 4.24 mostra os compostos das anomalias diárias de geopotencial em 200 hPa e ROL. Em DJF, as anomalias negativas de ROL a norte da Austrália indicaram um aumento da nebulosidade convectiva, o que intensificou a divergência, o fluxo divergente em altos níveis e, por consequência, as fontes de ondas sobre o Pacífico Oeste. Os compostos de geopotencial em 200 hPa em DJF mostraram uma

persistente alta sobre o sudeste da Austrália. Em JJA, os compostos de geopotencial em 200 hPa e ROL mostraram anomalias negativas de ROL associadas a cavados em altos níveis. No dia +4, a propagação do trem de ondas para leste influenciou a nebulosidade sobre a América do Sul associada ao cavado em altos níveis.

Os efeitos sobre a precipitação na América do Sul (Figura 4.25) em DJF consistiram no aumento da precipitação a noroeste da América do Sul e redução a leste, que persistiu até o dia +8. A redução da precipitação sobre o leste da América do Sul nos dias +4 e +6 pode estar associada ao fato de que os trens de ondas provenientes do Pacífico não seguiram uma rota em direção à região central da América do Sul, mas passaram ao sul da região, não exercendo influência sobre a precipitação. Em JJA, praticamente não foram observadas anomalias maiores que 1 mm/dia nos compostos de precipitação.

Com relação aos compostos das anomalias diárias filtradas na escala intrasazonal para os dias -25 a +25 de vento meridional e atividade da onda em 200 hPa (Figura 4.26), foi possível visualizar dois padrões de ondas em DJF: um que estendeu-se da Austrália até o Pacífico Central, em direção ao equador, e outro entre o Pacífico Oeste e o sul da América do Sul, mais intenso a partir do dia +10. Esse segundo trem de ondas pode indicar a influência do Pacífico sobre a América do Sul na escala intrasazonal. Durante o inverno, o padrão de ondas, mais intenso com relação à DJF, inicialmente estendeu-se entre o sul do Índico e o Pacífico Central (dia -25). Esse trem de ondas propagou-se para leste, atingindo a América do Sul numa rota tipo PSA (dia +5) e enfraquecendo-se sobre a Austrália (dia +10). A escala temporal para a inversão do padrão de ondas sobre a Austrália foi de aproximadamente 25 dias (dias -5 a +20).

Sinais opostos das anomalias de ROL (Figura 4.27) sobre a América do Sul e Pacífico Oeste pareceram indicar a influência da Oscilação de Madden-Julian (OMJ) em DJF numa escala de cerca de 25 dias. Além disso, foi notada inicialmente uma redução da precipitação em DJF (Figura 4.28) sobre grande parte da América do Sul e posterior inversão de sinal 25 dias após, levando a um aumento da precipitação. Essa escala temporal de cerca de 25 dias para a inversão de sinal das anomalias é consistente com trabalhos anteriores como o de [Cunningham e Cavalcanti \(2006\)](#), que analisaram a interação entre a convecção sobre a Indonésia e a ZCAS na escala intrasazonal. No inverno (não mostrado), não foi possível identificar efeitos na precipitação sobre a América do Sul.

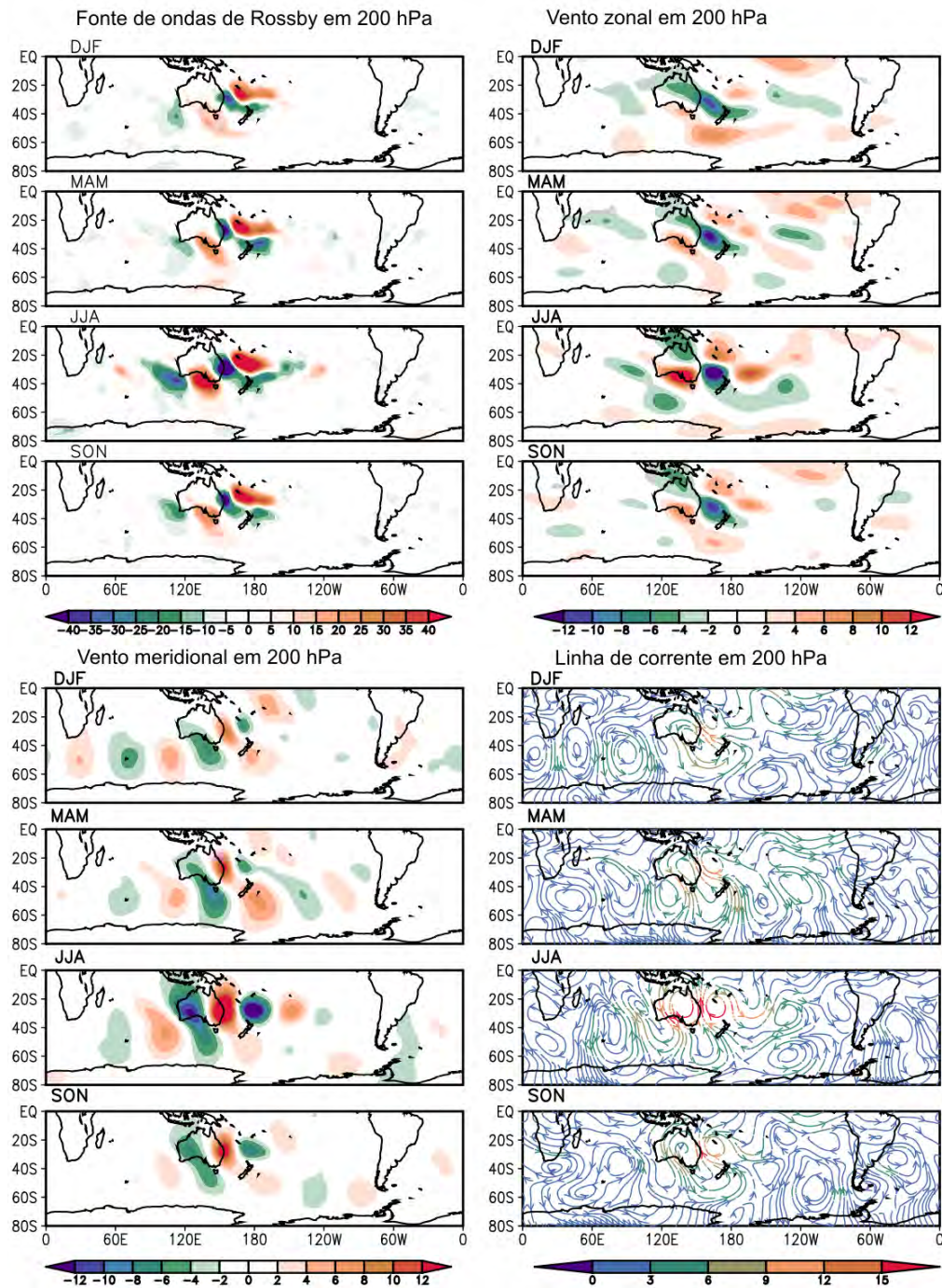


Figura 4.20 - Compostos das anomalias diárias de fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$), vento zonal (m s^{-1}), vento meridional (m s^{-1}) e linhas de corrente (m s^{-1}) em 200 hPa do dia 0 em eventos S+ na área A para as quatro estações do ano.

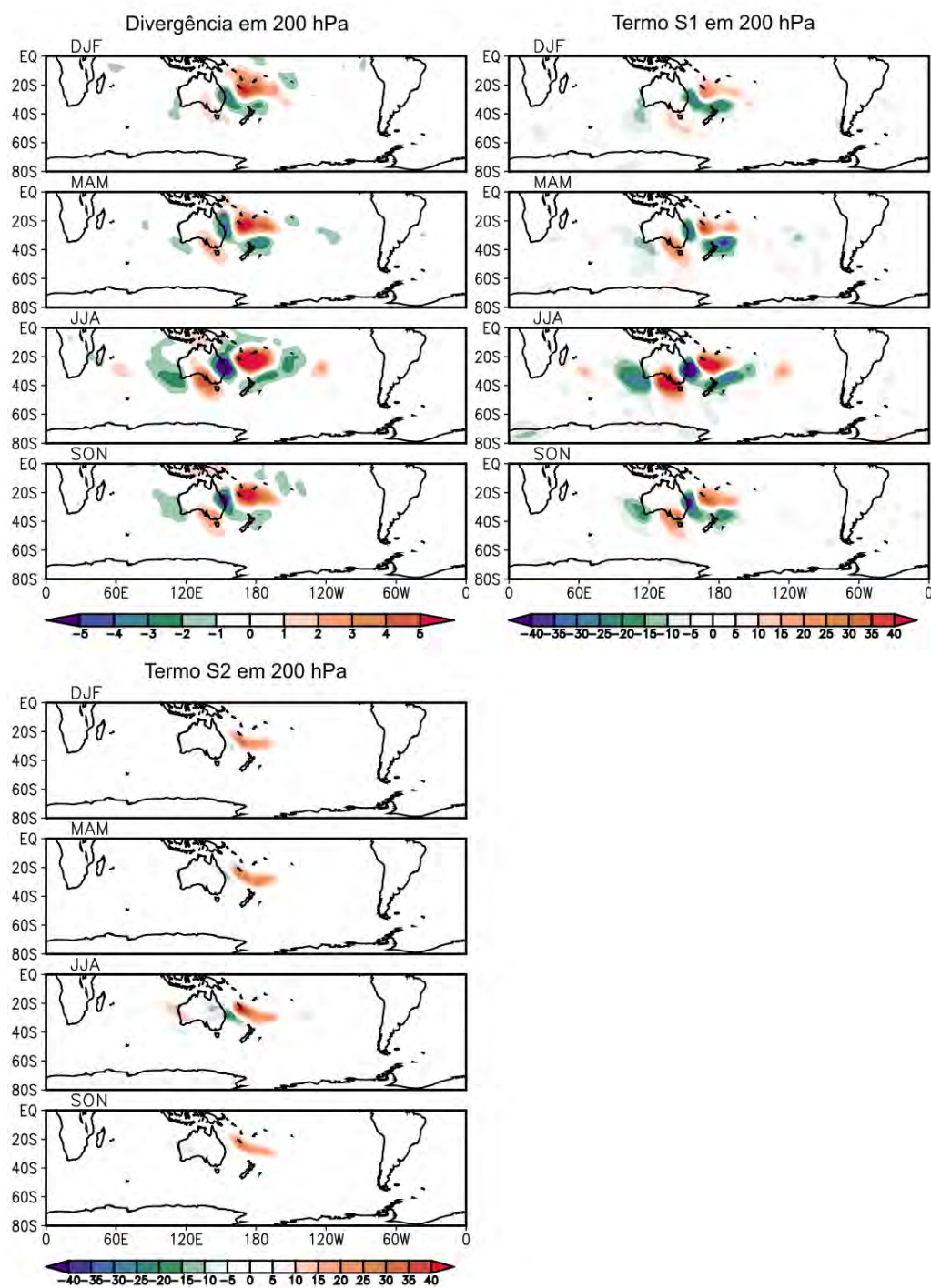


Figura 4.21 - Idem Figura 4.20, mas para divergência ($1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), termo $S1$ ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) e termo $S2$ ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$).

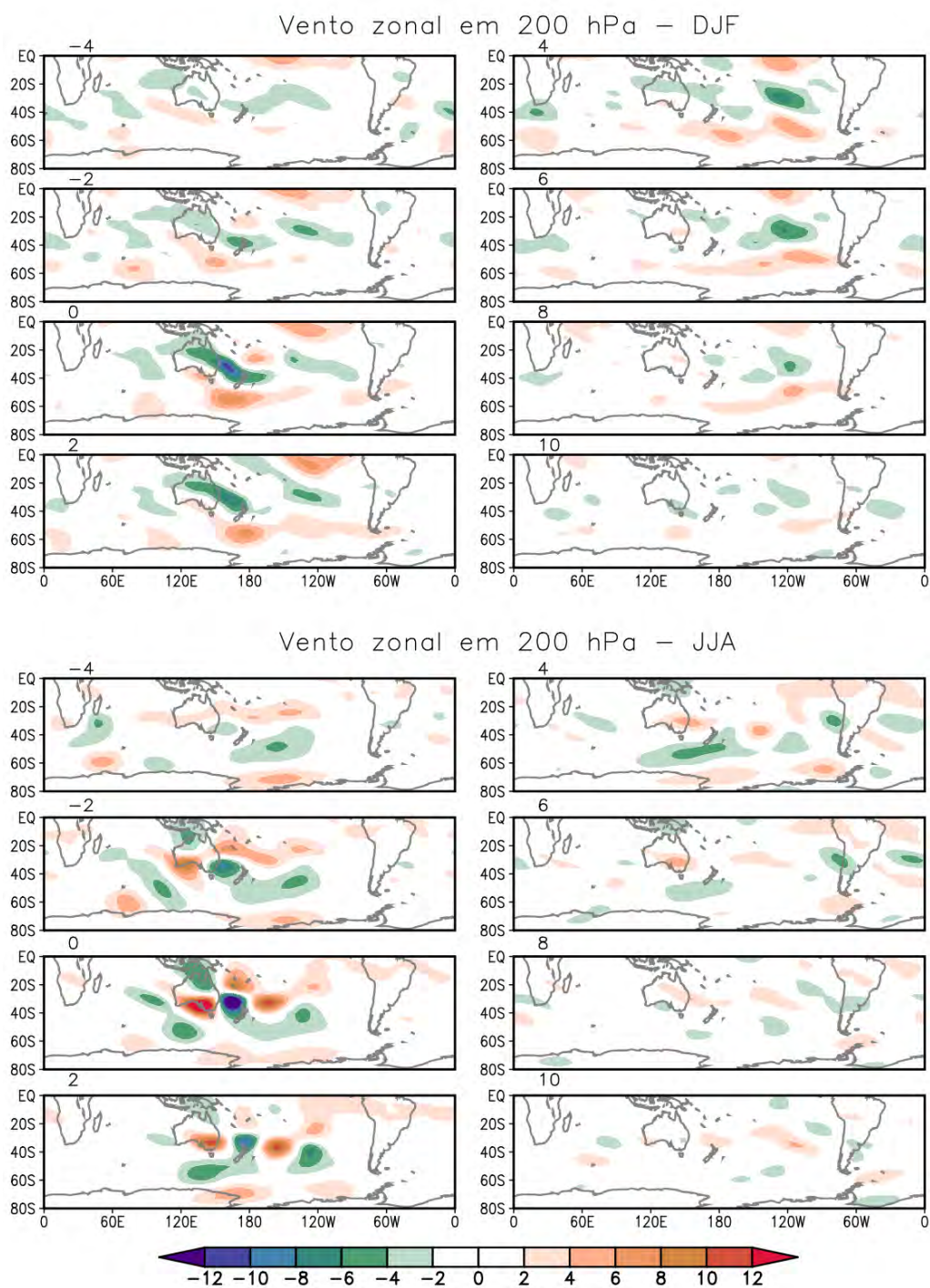


Figura 4.22 - Compostos das anomalias diárias de vento zonal (m s^{-1}) em 200 hPa para os dias -4 a +10 em eventos S+ na área A em DJF e JJA.

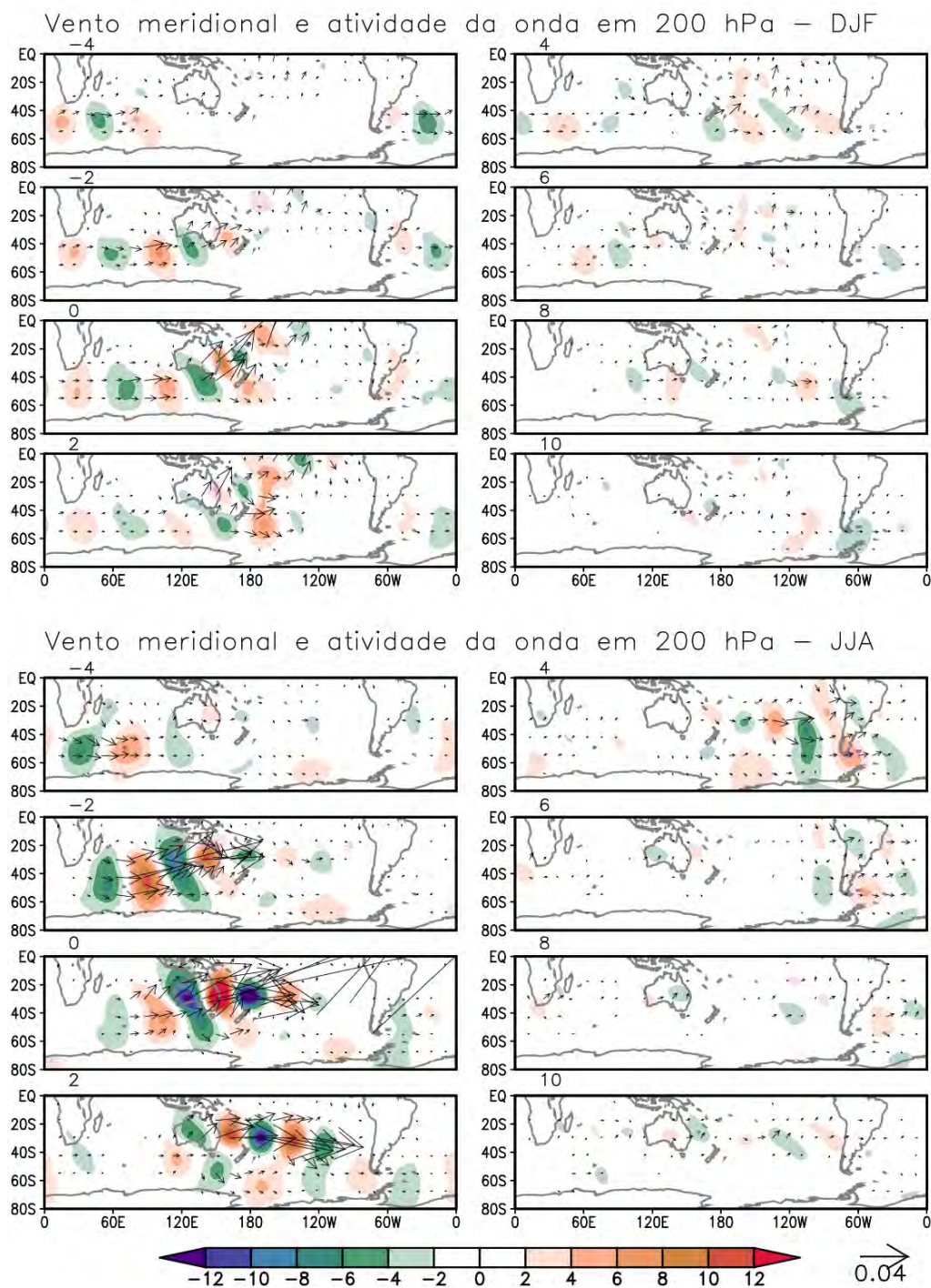


Figura 4.23 - Idem Figura 4.22, mas para vento meridional (m s^{-1}) e atividade da onda (vetores, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa.

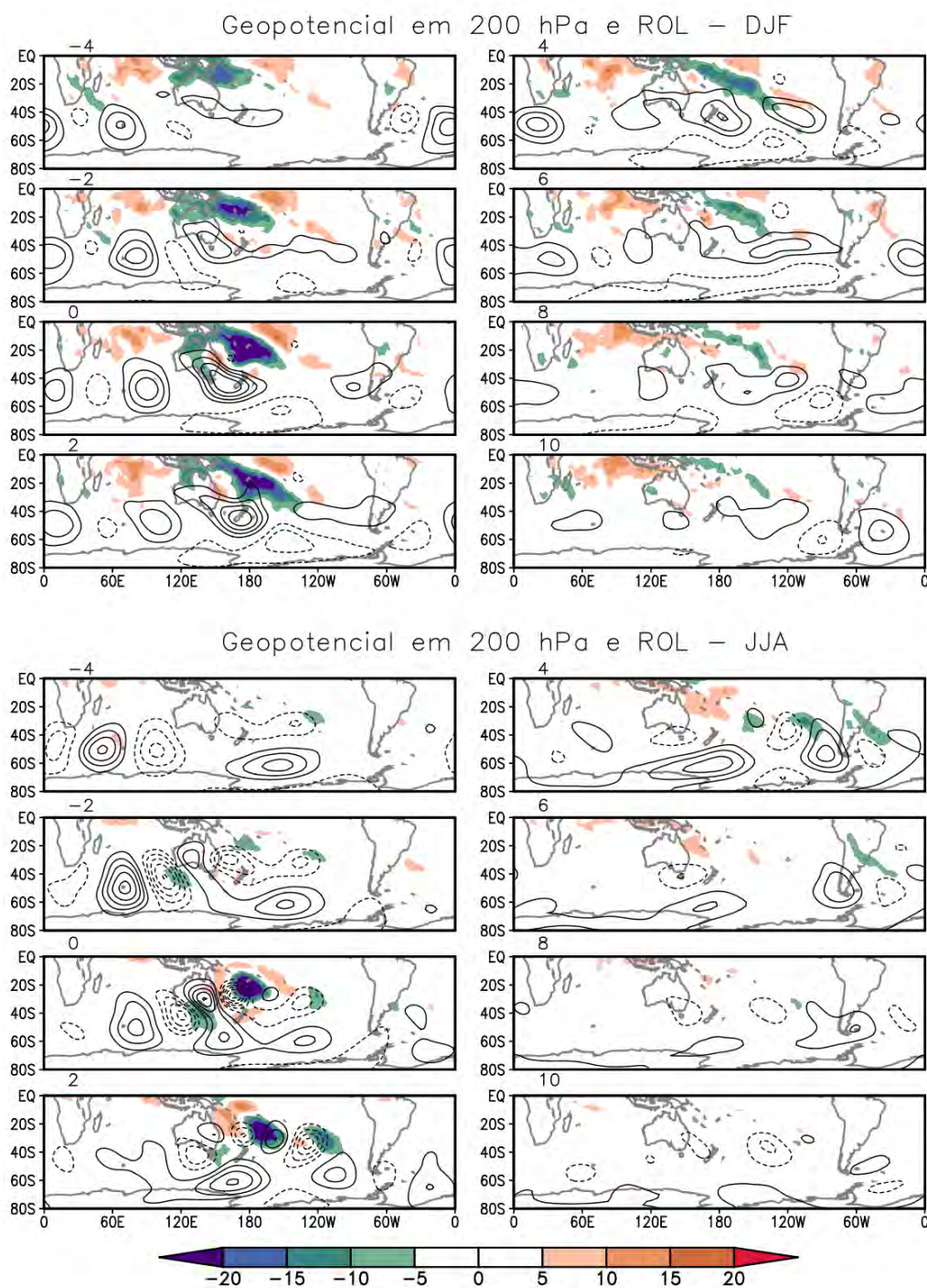


Figura 4.24 - Idem Figura 4.22, mas para geopotencial (m) em 200 hPa e ROL (sombreado, W m^{-2}). O intervalo dos contornos é 20 e o contorno de zero não é mostrado.

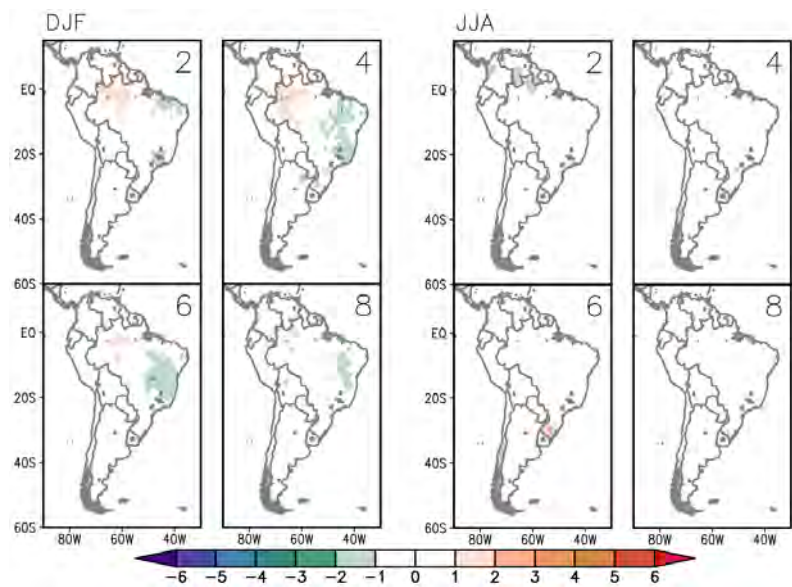


Figura 4.25 - Idem Figura 4.22, mas para precipitação (mm dia^{-1}) sobre a América do Sul.

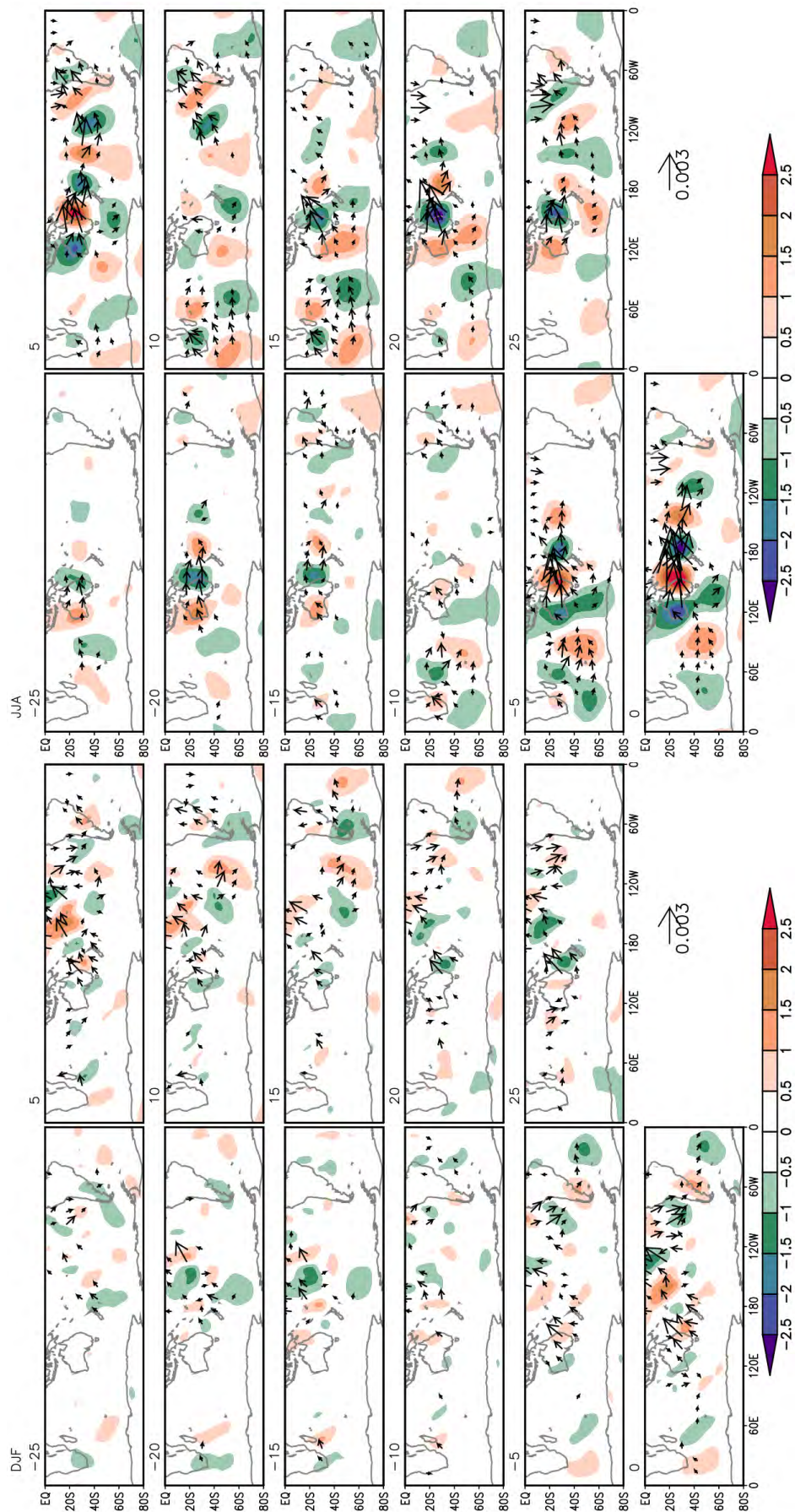


Figura 4.26 - Compositos das anomalias diárias filtradas na escala intrasazonal (30 a 90 dias) do vento meridional (m s^{-1}) e atividade da onda (vetores, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa para os dias -25 a +25 em eventos S+ na área A em DJF e JJA.

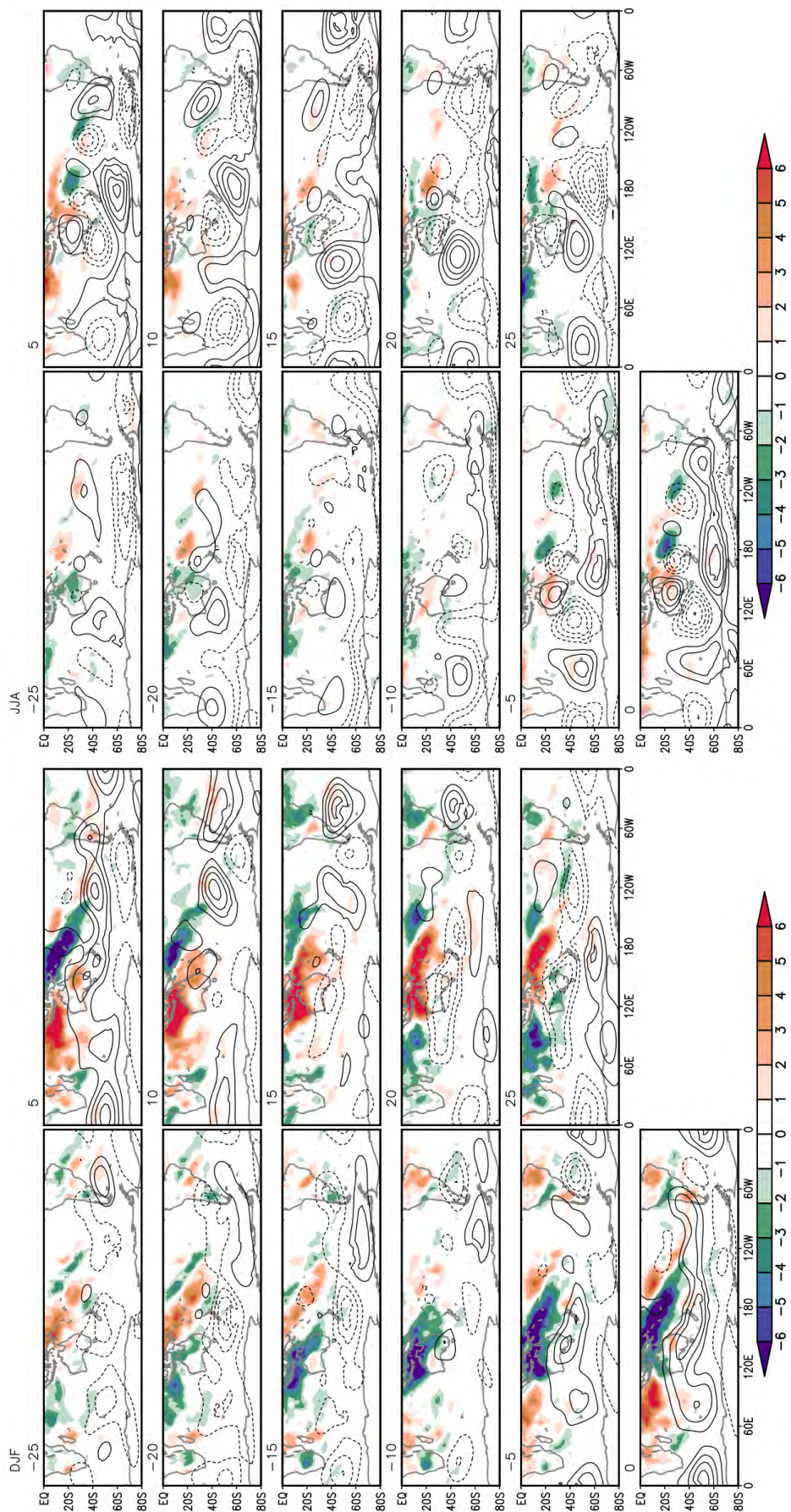


Figura 4.27 - Compositos das anomalias diárias filtradas na escala intrazonal (30 a 90 dias) de geopotencial (m) em 200 hPa e ROL (sombreado, W m^{-2}) para os dias -25 a +25 em eventos S+ na área A em DJF.

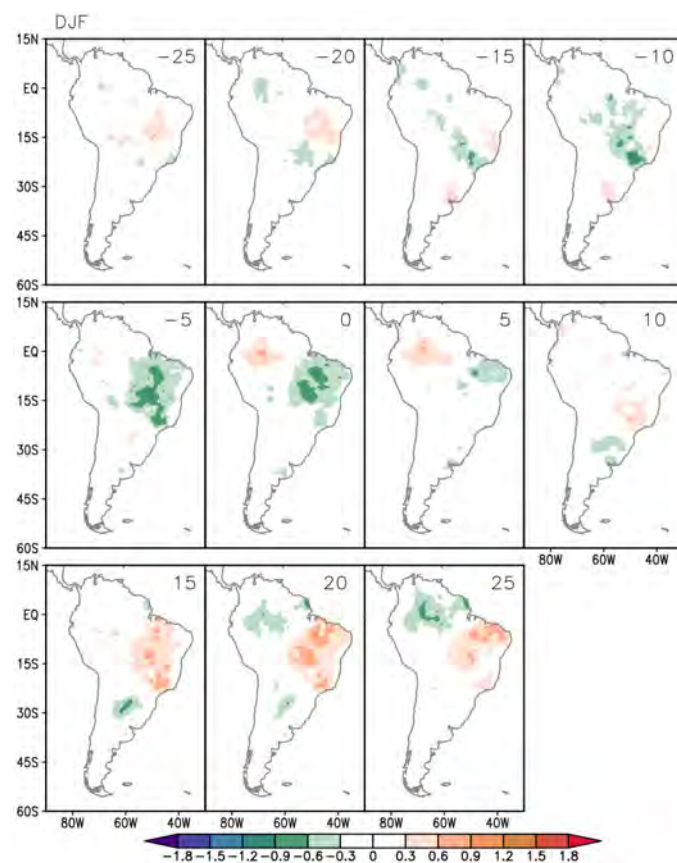


Figura 4.28 - Compostos das anomalias diárias filtradas na escala intrasazonal (30 a 90 dias) de precipitação (mm dia^{-1}) sobre a América do Sul para os dias -25 a +25 em eventos S+ na área A em DJF.

4.2.4.2 Área B - América do Sul

Os compostos para o dia 0 das anomalias diárias de fonte de ondas de Rossby na área B (Figura 4.29) mostraram uma região com fontes de ondas sobre o sudeste da América do Sul em todas as estações. Durante o inverno, é importante ressaltar a presença de anomalias de fontes de ondas sobre a América do Sul, uma vez que o campo climatológico (Figura 4.3) não exhibe tal configuração, pois a intensidade das fontes em JJA é menor com relação às demais estações. Os eventos S+ foram associados a um aumento do vento zonal em 200 hPa sobre a região com anomalias positivas de fonte de ondas, o que pode indicar o deslocamento do jato subtropical para norte, e pela existência de um trem de ondas sobre a América do Sul (Figura 4.29), mais intenso em JJA. A configuração dos trens de ondas em todas as estações indica a presença de um cavado sobre o sudeste da América do Sul que, por advecção de vorticidade absoluta, aumentou a divergência a leste do cavado (Figura 4.30). Esse mecanismo foi o responsável pela intensificação das fontes de ondas na área B, principalmente devido à contribuição do termo $S1$.

As Figuras 4.31 a 4.34 mostram os compostos das anomalias diárias de vento zonal e meridional, atividade da onda e geopotencial em 200 hPa, ROL e precipitação para os dias -4 a +10 em DJF e JJA. Assim como na área A, o vento zonal em 200 hPa (Figura 4.31) foi mais intenso sobre as regiões com fontes de ondas e mais fraco sobre os sumidouros. Os compostos das anomalias diárias de vento meridional e da atividade da onda em 200 hPa (Figura 4.32) em DJF e JJA mostraram a propagação de um trem de ondas desde o Pacífico (dia -4) que atuou no sentido de fortalecer a fonte de ondas sobre a América do Sul. Esses trens de ondas continuaram a se propagar para leste depois do dia 0. Além disso, os eventos S+ foram associados à presença de um dipolo de anomalias de ROL sobre a América do Sul durante o verão e com anomalias negativas de ROL em JJA a leste dos cavados em altos níveis (Figura 4.33). Essa configuração sugere a presença de sistemas frontais sobre a região. Os compostos de geopotencial em 200 hPa também mostraram uma alta sobre o extremo sul da América do Sul em DJF. Com relação aos compostos das anomalias diárias de precipitação para os dias -2 a +4 (Figura 4.34), foi observada uma configuração tipo dipolo norte-sul sobre a América do Sul em DJF. Durante o inverno, ocorreu um aumento da precipitação sobre o centro-sul da América do Sul e uma diminuição sobre o norte da América do Sul no dia 0.

A seguir, são analisados os compostos das anomalias diárias filtradas na escala intrasazonal (30 a 90 dias) na área B para os dias -25 a +25. Em DJF, foi possível

identificar a propagação de um trem de ondas (Figura 4.35) entre o sul da Austrália e a América do Sul numa típica rota PSA para alguns dias, cuja mudança de fase teve uma escala temporal de cerca de 25 dias (dias -5 a +15). Nesse caso, a fonte de ondas sobre a América do Sul foi reforçada pelos trens de ondas que propagaram-se a partir do sul da Austrália, mas após o dia 0 apenas um fraco trem de ondas propagou-se em direção à Austrália. Em JJA, o padrão de ondas foi localizado mais ao sul sobre o Pacífico e orientado em direção ao equador sobre o oceano Atlântico. Nesse caso, a inversão de sinais ocorreu entre os dias -25 a 0. Ainda durante o inverno, os sinais da convecção entre a Indonésia e a América do Sul e dos centros de geopotencial dos trens de ondas entre o Pacífico e a América do Sul tiveram uma escala de 25 dias (dias -20 a +5). Os compostos de ROL em DJF (Figura 4.36) evidenciaram a influência da OMJ sobre a convecção tropical, sendo possível notar uma inversão de sinal entre as anomalias sobre a América do Sul e o Pacífico Oeste. Com relação à precipitação sobre a América do Sul (Figuras 4.37), mostrou-se evidente a relação entre precipitação, e a nebulosidade associada, com a formação de ondas de Rossby sobre a área B. Durante o verão, foi observado um dipolo de precipitação, que levou cerca de 25 dias para inverter de sinal (dias -10 a +15).

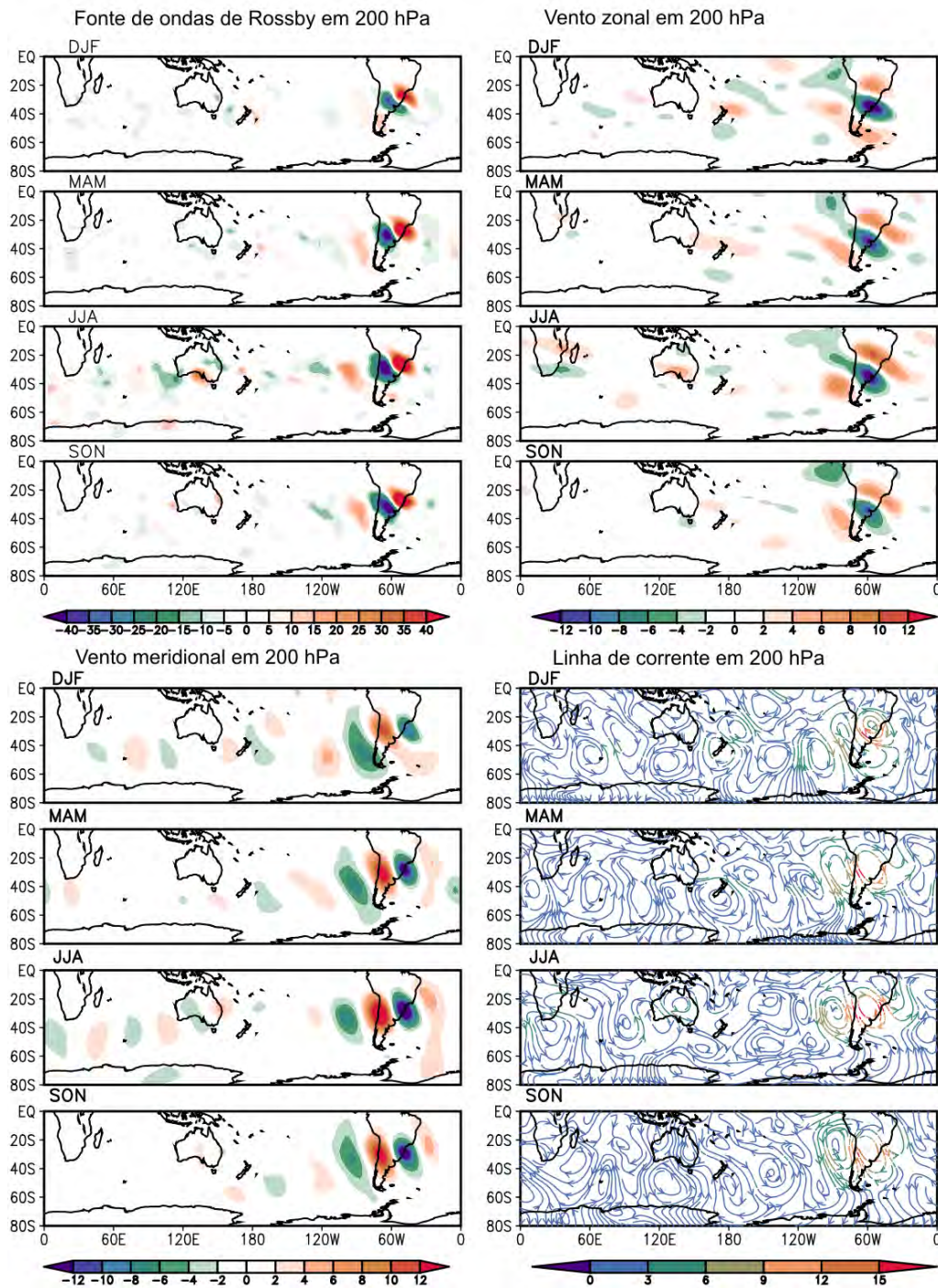


Figura 4.29 - Compostos das anomalias diárias de fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$), vento zonal (m s^{-1}), vento meridional (m s^{-1}) e linhas de corrente (m s^{-1}) em 200 hPa do dia 0 em eventos S+ na área B para as quatro estações do ano.

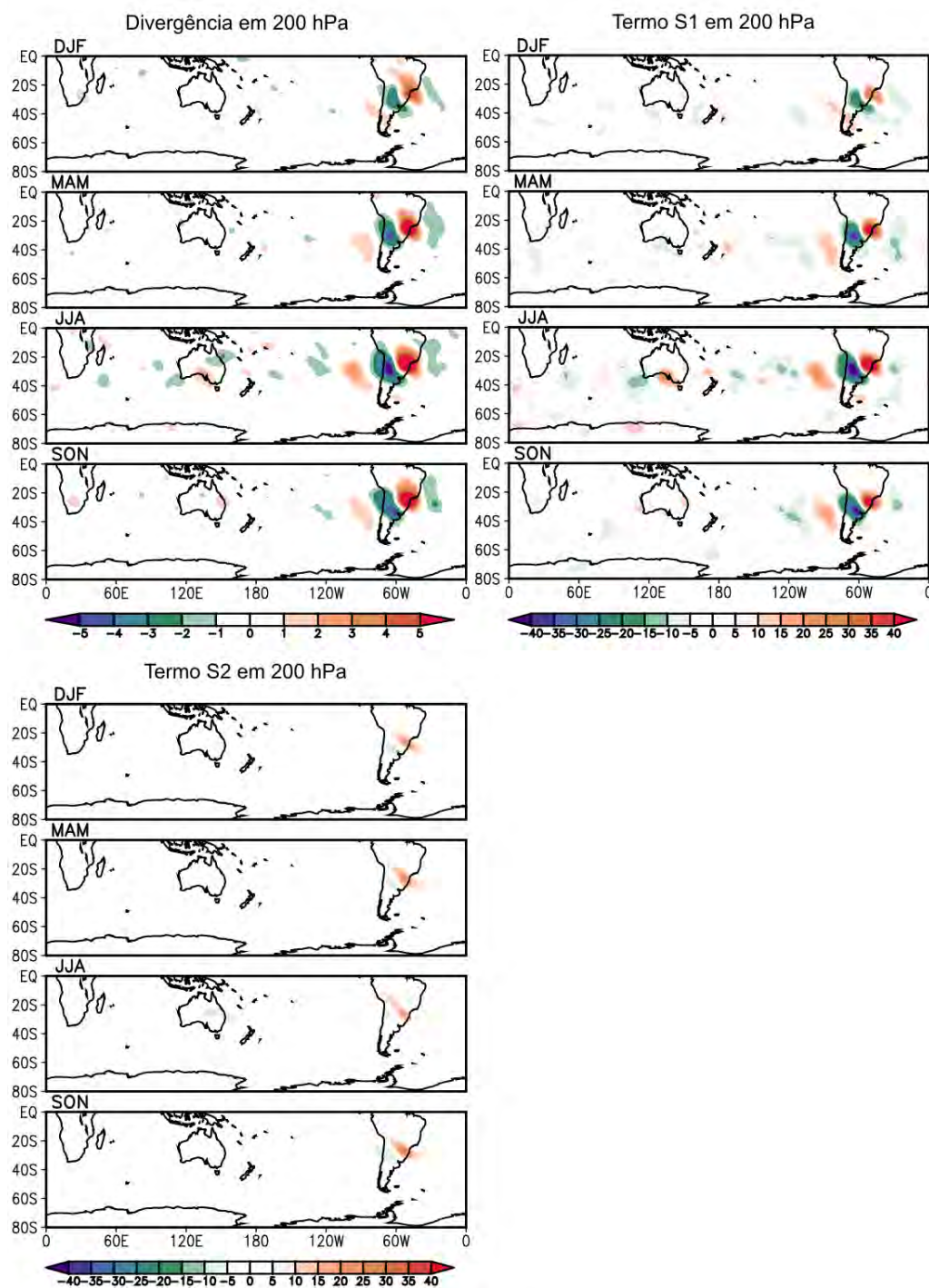


Figura 4.30 - Idem Figura 4.29, mas para divergência ($1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), termo $S1$ ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) e termo $S2$ ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$).

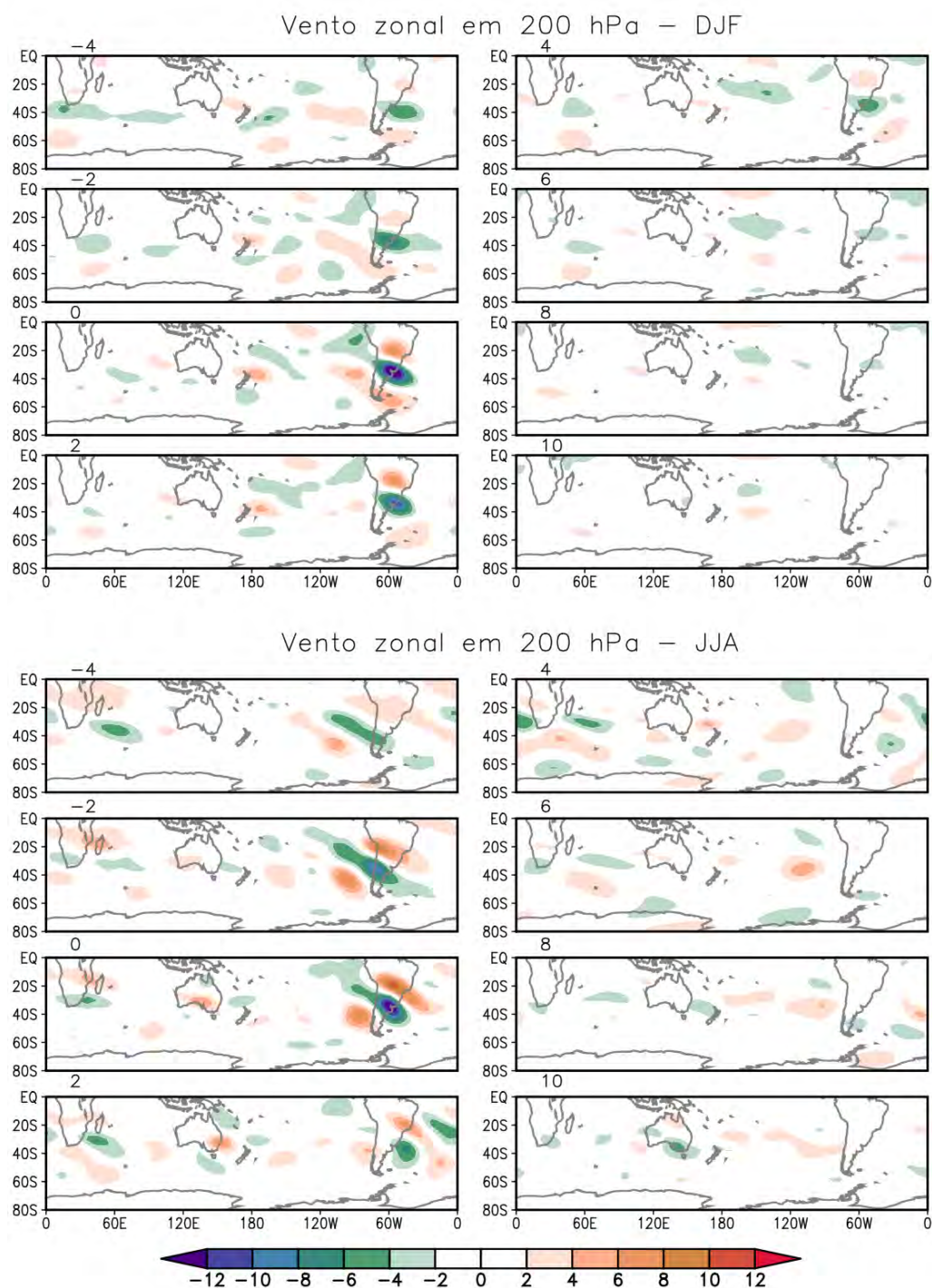


Figura 4.31 - Compostos das anomalias diárias de vento zonal (m s^{-1}) em 200 hPa para os dias -4 a +10 em eventos S+ na área B em DJF e JJA.

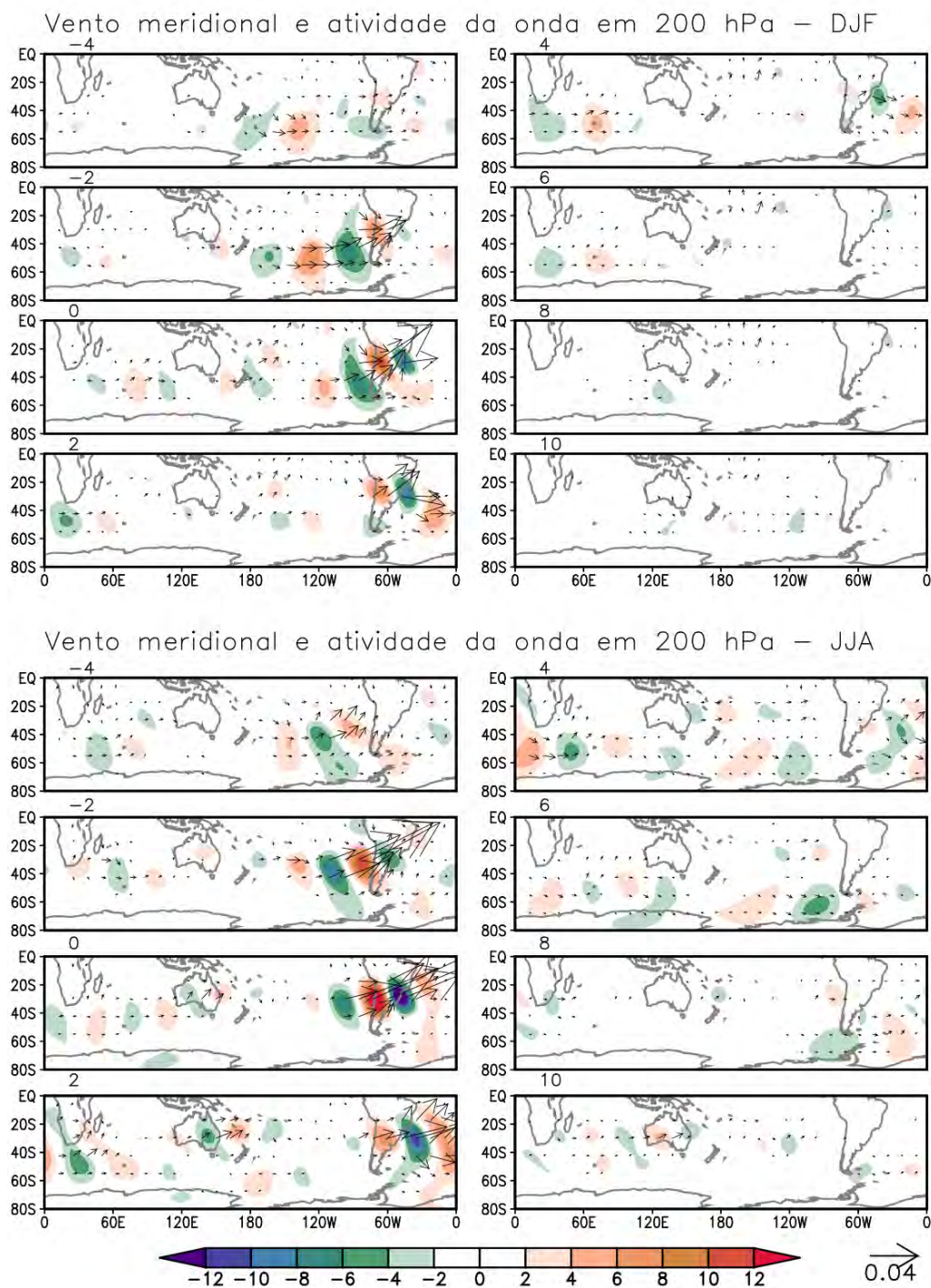


Figura 4.32 - Idem Figura 4.31, mas para vento meridional (m s^{-1}) e atividade da onda (vetores, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa.

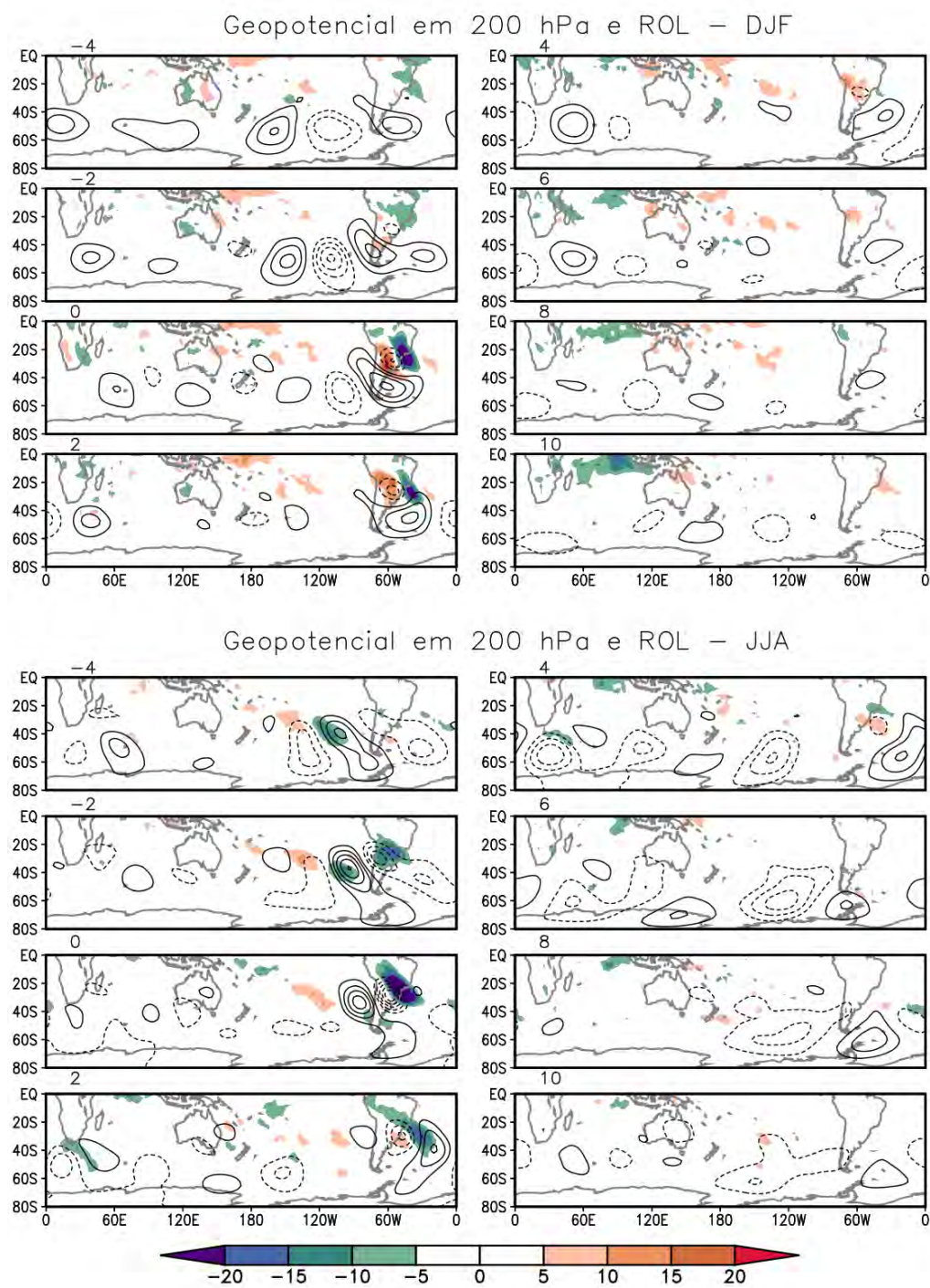


Figura 4.33 - Idem Figura 4.31, mas para geopotencial (m) em 200 hPa e ROL (sombreado, W m^{-2}). O intervalo dos contornos é 20 e o contorno de zero não é mostrado.

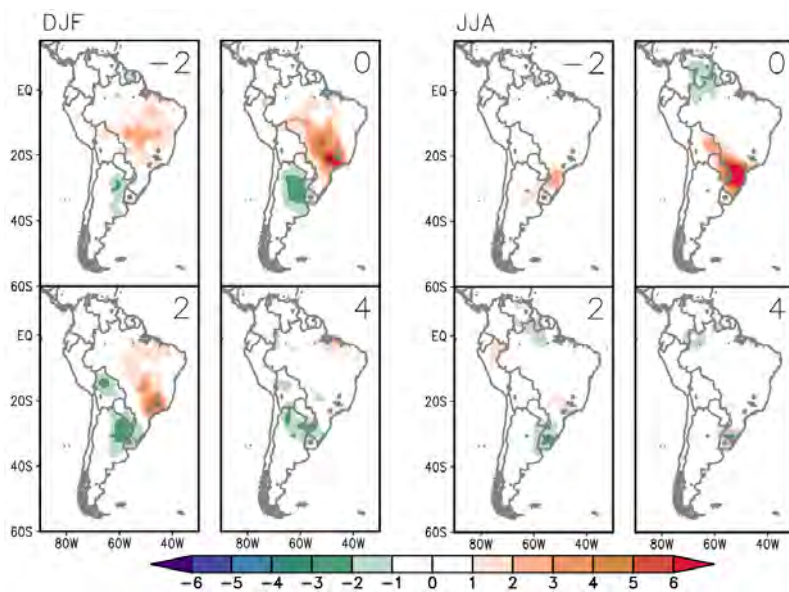


Figura 4.34 - Idem Figura 4.31, mas para precipitação (mm dia^{-1}) sobre a América do Sul.

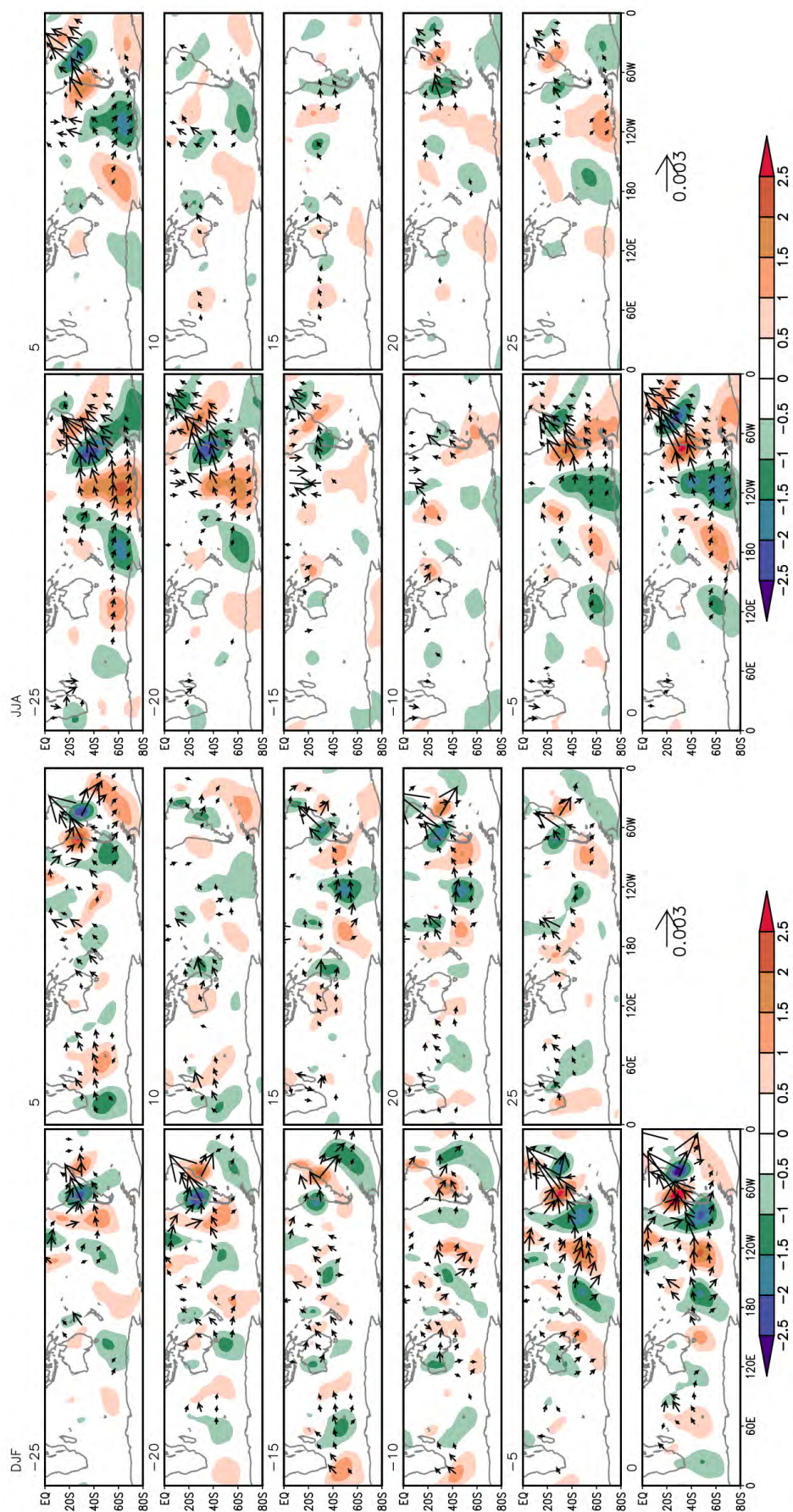


Figura 4.35 - Compositos das anomalias diárias filtradas na escala intrazonal (30 a 90 dias) do vento meridional (m s^{-1}) e atividade da onda (vetores, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa para os dias -25 a +25 em eventos S+ na área B em DJF e JJA.

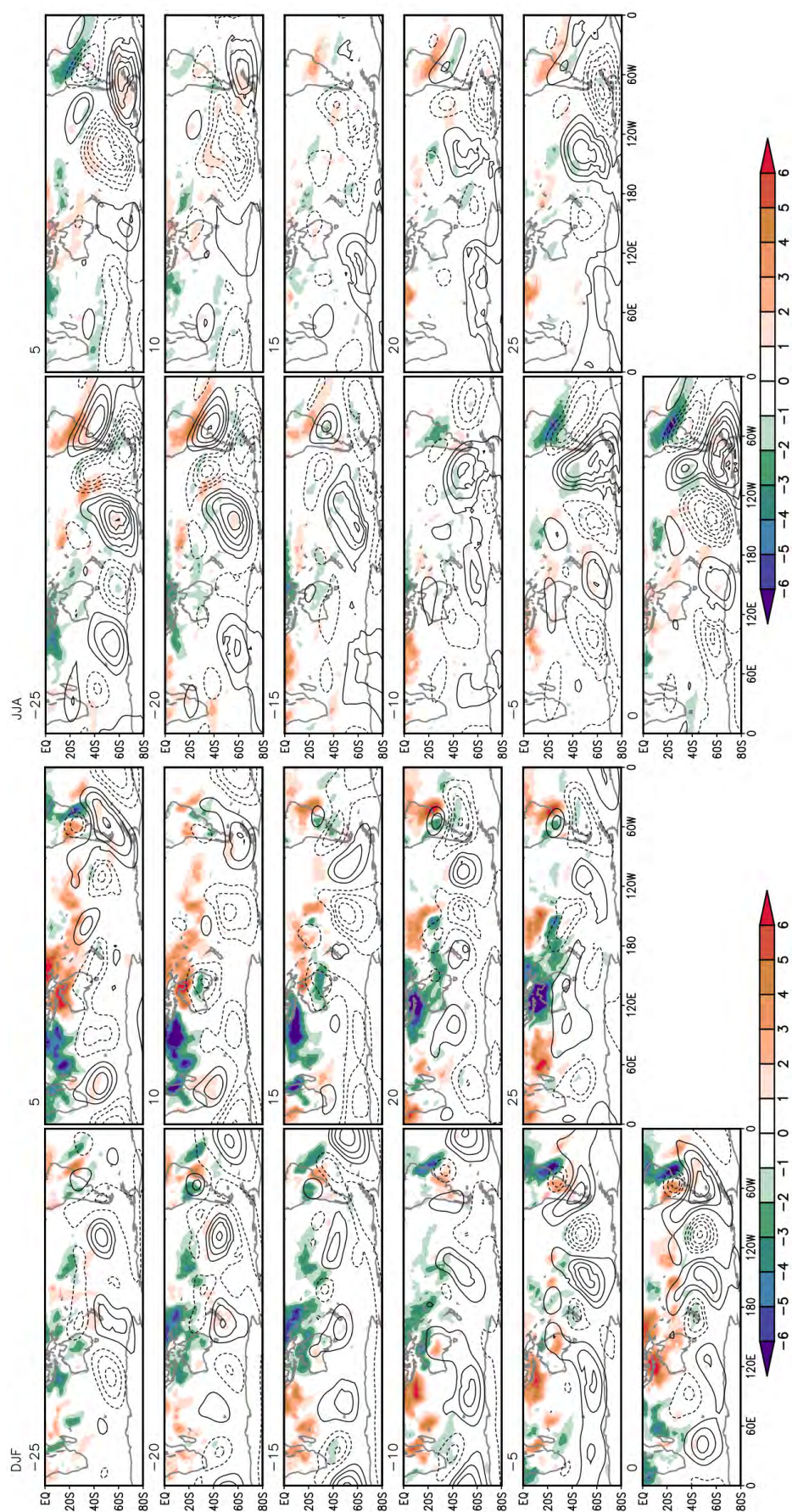


Figura 4.36 - Compostos das anomalias diárias filtradas na escala intrasazonal (30 a 90 dias) do geopotencial (m) em 200 hPa e ROL (sombreado, W m^{-2}) para os dias -25 a +25 em eventos S+ na área B em DJF e JJA. O intervalo dos contornos é 5 e o contorno de zero não é mostrado.

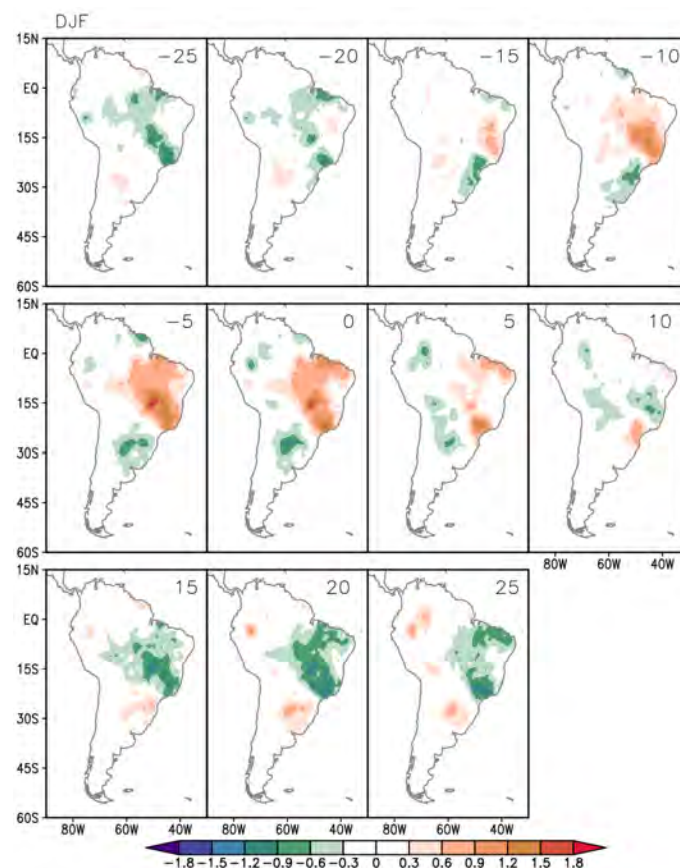


Figura 4.37 - Compostos das anomalias diárias filtradas na escala intrasazonal (30 a 90 dias) de precipitação (mm dia^{-1}) sobre a América do Sul para os dias -25 a +25 em eventos S+ na área B em DJF.

4.2.4.3 Área C - Sul da Austrália

A Figura 4.38 mostra os compostos das anomalias diárias de fonte de ondas de Rossby, vento zonal e meridional e linhas de corrente em 200 hPa para o dia 0 em eventos S+ na área C. Os compostos das anomalias diárias da fonte de ondas de Rossby em 200 hPa mostraram que não houve intensificação somente das fontes de ondas sobre a área C, mas também dos sumidouros de ondas a leste e a oeste dessa região e da fonte de ondas no Pacífico Oeste. Os eventos S+ para o dia 0 foram caracterizados pela intensificação do vento zonal em 200 hPa sobre a área C e enfraquecimento sobre a Austrália em todas as estações. Um padrão de trem de ondas ao sul da Austrália, desde o Índico até o Pacífico Oeste, foi observado nos compostos das anomalias diárias do vento meridional em 200 hPa e uma circulação anticiclônica esteve presente sobre a Austrália em todas as estações. A configuração do vento meridional indica a presença de um cavado a sudoeste da Austrália e de uma crista a leste. Assim, a advecção da vorticidade absoluta máxima no eixo do cavado aumentou a divergência a leste (Figura 4.39), o que contribuiu para a intensificação das fontes de ondas nessa área através do termo $S1$.

Os compostos das anomalias diárias do vento zonal em 200 hPa para os dias -4 a +10 em DJF e JJA não apresentaram muitas diferenças entre si (Figura 4.40). O vento zonal em 200 hPa foi intensificado sobre as regiões que apresentaram um aumento na intensidade das fontes de ondas. A Figura 4.41 mostra as configurações dos compostos das anomalias diárias do vento meridional e atividade da onda em 200 hPa em DJF e JJA. Os trens de ondas apresentaram pouca variabilidade com relação à localização e intensidade, o que é consistente com a pouca variabilidade sazonal observada nos compostos de fonte de ondas. A propagação dessas ondas iniciou-se no Atlântico Sul, a sudeste da América do Sul, e seguiu em direção à Austrália, intensificando a fonte sobre a área C. A partir do dia +2, o trem de ondas em JJA dividiu-se em dois, diferentemente do padrão de ondas para DJF, sendo que um deles propagou-se sobre o Pacífico Sul até o sul da América do Sul.

A Figura 4.42 mostra os compostos das anomalias diárias de geopotencial em 200 hPa e ROL em DJF e JJA. Durante o verão, o aumento da convecção e da divergência em altos níveis a norte da Austrália pode ter contribuído para a intensificação das fontes de ondas sobre a área C. Os compostos de geopotencial em ambas as estações mostraram uma persistente alta em altos níveis sobre a Austrália e um cavado a leste, além de um padrão de ondas propagando-se do Atlântico Sul no dia -4 até o Pacífico Oeste no dia 0. Em JJA, a partir do dia +2 foi identificado um trem de

ondas sobre o Pacífico Sul que propagou-se em direção à América do Sul. Além disso, ocorreu o desenvolvimento de anomalias negativas de ROL a leste dos cavados em altos níveis.

Alterações na precipitação sobre a América do Sul (Figura 4.43) durante o verão consistiram no aumento da intensidade da precipitação sobre o norte da América do Sul e redução a leste e sul da região. Na área C, os padrões dos compostos das anomalias diárias filtradas na escala intrasazonal (30 a 90 dias, Figuras 4.44 e 4.45) foram mais fracos do que dos compostos das anomalias não-filtradas, indicando que nessa região os fenômenos de alta frequência foram mais importantes. O trem de ondas observado no campo de vento meridional em 200 hPa (Figura 4.44) localizou-se mais ao norte no verão e mais ao sul no inverno.

Os compostos das anomalias diárias filtradas de ROL em DJF (Figura 4.45) mostraram a influência da OMJ na convecção tropical, com alternância de sinal entre as anomalias de ROL sobre o Índico e Pacífico Oeste numa escala de cerca de 25 dias. Sobre a Austrália no dia 0 foi identificado um padrão de dipolo norte-sul de anomalias de geopotencial, com uma alta sobre a Austrália e uma baixa ao sul da região. Esse padrão apresentou inversão de sinal 25 dias depois, com a presença de uma baixa sobre a Austrália. Em JJA, um padrão fraco de trem de ondas em latitudes altas foi notado no dia -25. No dia -5, um padrão de ondas melhor definido estendeu-se desde o Índico até a Austrália, em direção ao equador. A partir do dia 0, ocorreu a junção dos trens de ondas sobre o Índico e o Pacífico. Entre os dias -20 a +25, a propagação para leste da crista e do cavado sobre o Pacífico Central e Leste influenciou o sul da América do Sul. Os compostos das anomalias diárias filtradas da precipitação sobre a América do Sul (não mostrado) não mostraram efeitos significativos.

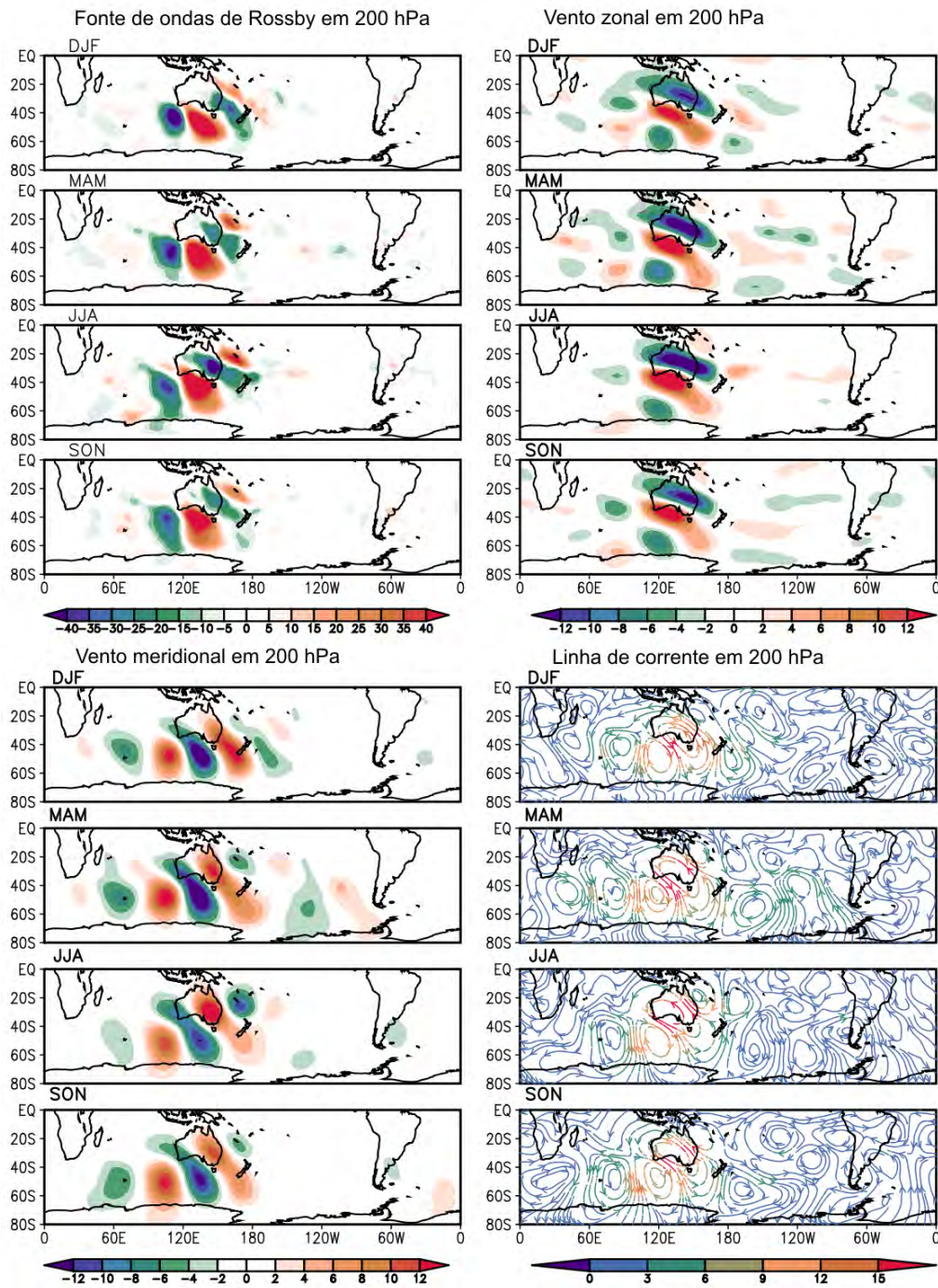


Figura 4.38 - Compostos das anomalias diárias de fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$), vento zonal (m s^{-1}), vento meridional (m s^{-1}) e linhas de corrente (m s^{-1}) em 200 hPa do dia 0 em eventos S+ na área C para as quatro estações do ano.

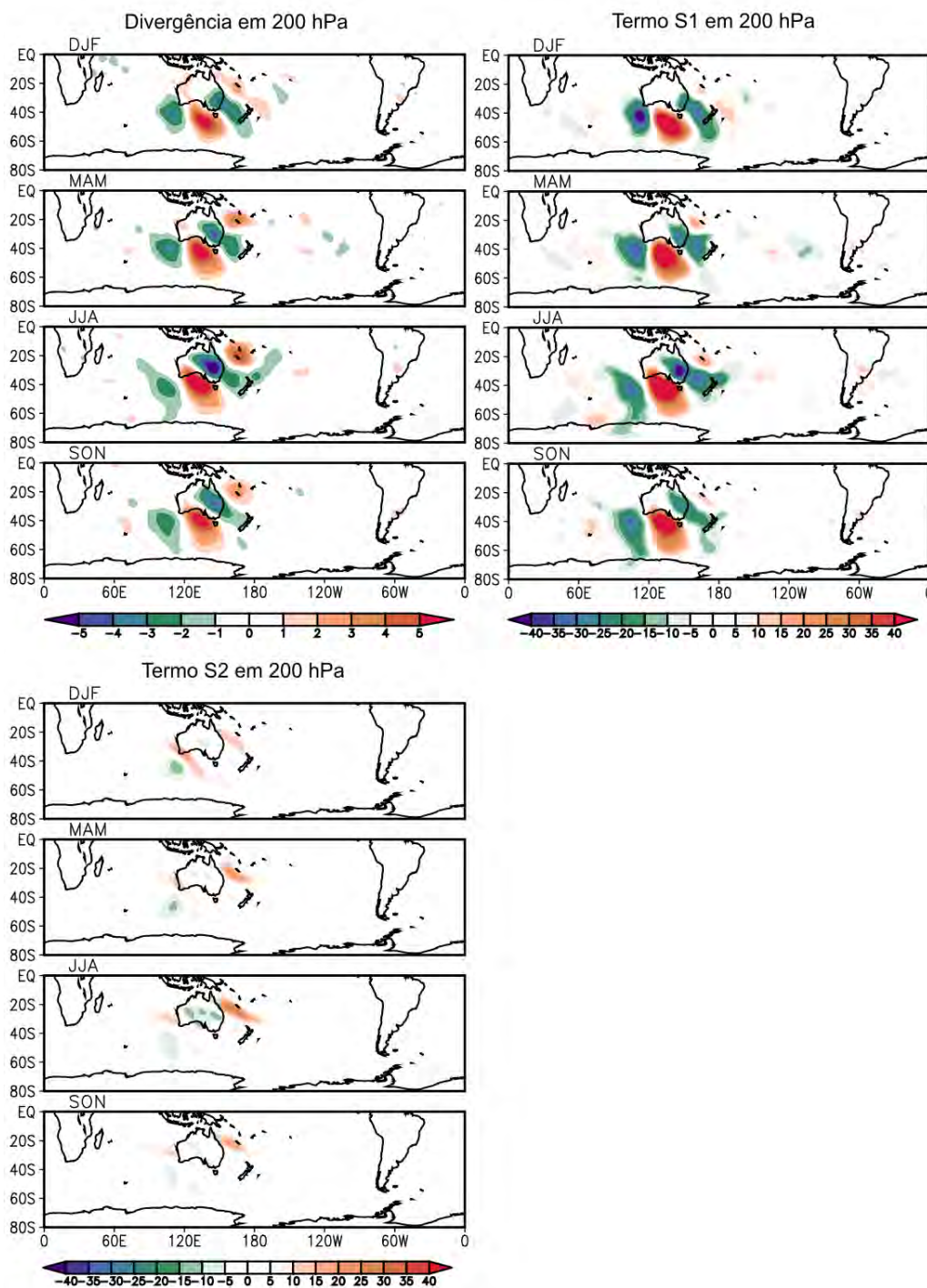


Figura 4.39 - Idem Figura 4.38, mas para divergência ($1 \times 10^{-6} s^{-1}$), termo $S1$ ($1 \times 10^{-11} s^{-2}$) e termo $S2$ ($1 \times 10^{-11} s^{-2}$).

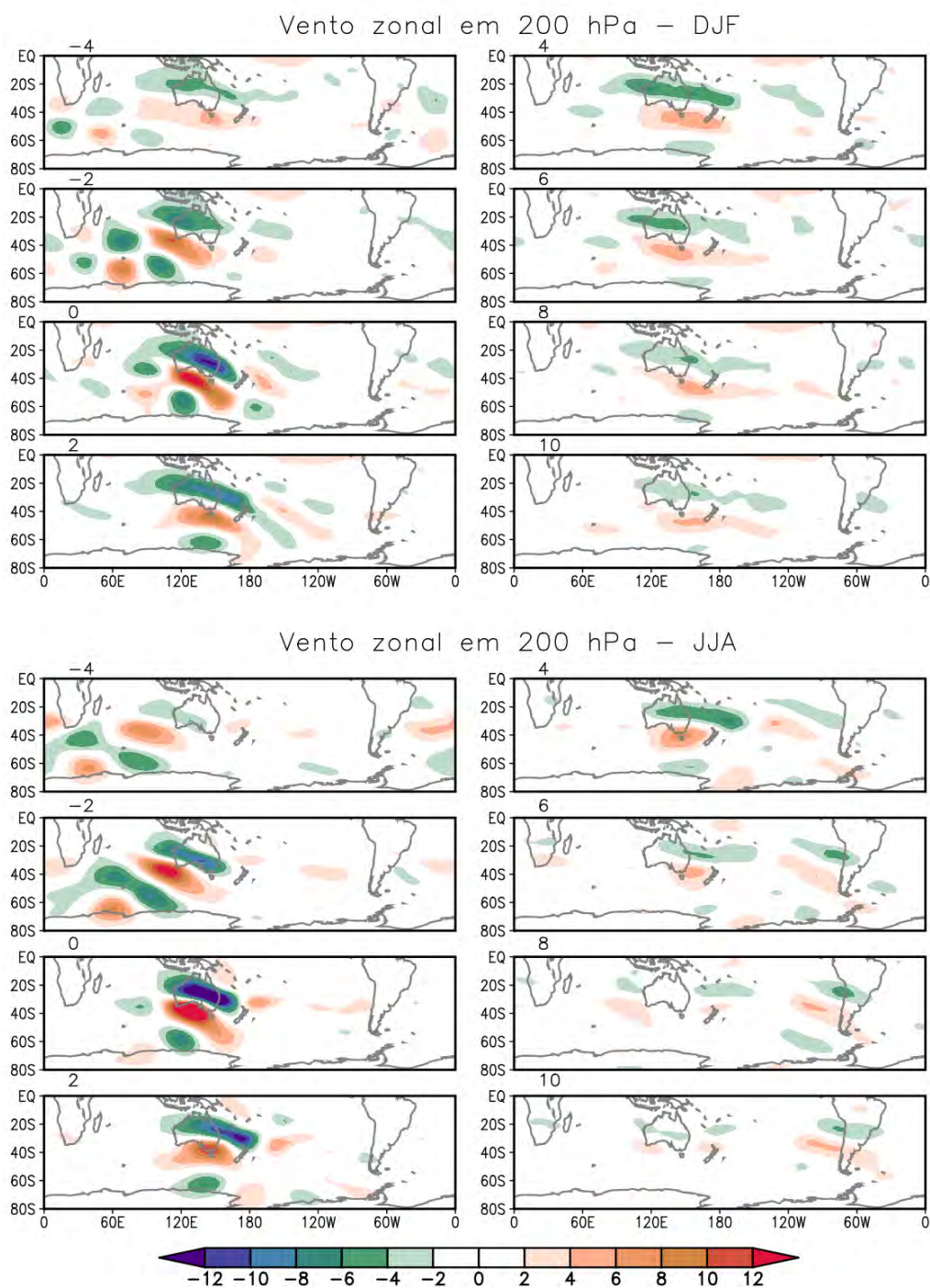


Figura 4.40 - Compostos das anomalias diárias de vento zonal (m s^{-1}) em 200 hPa para os dias -4 a +10 em eventos S+ na área C em DJF e JJA.

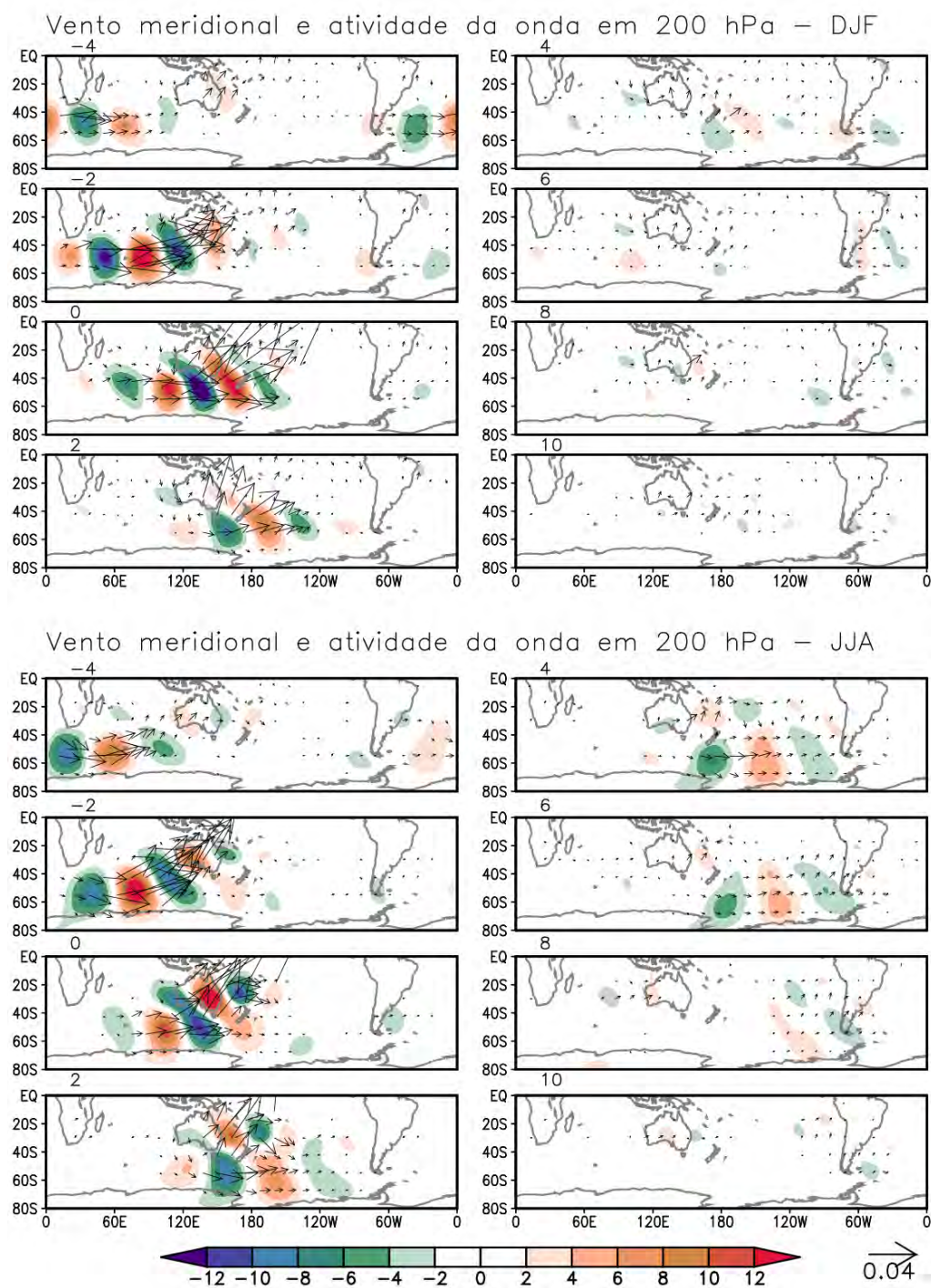


Figura 4.41 - Idem Figura 4.40, mas para vento meridional (m s^{-1}) e atividade da onda (vetores, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa.

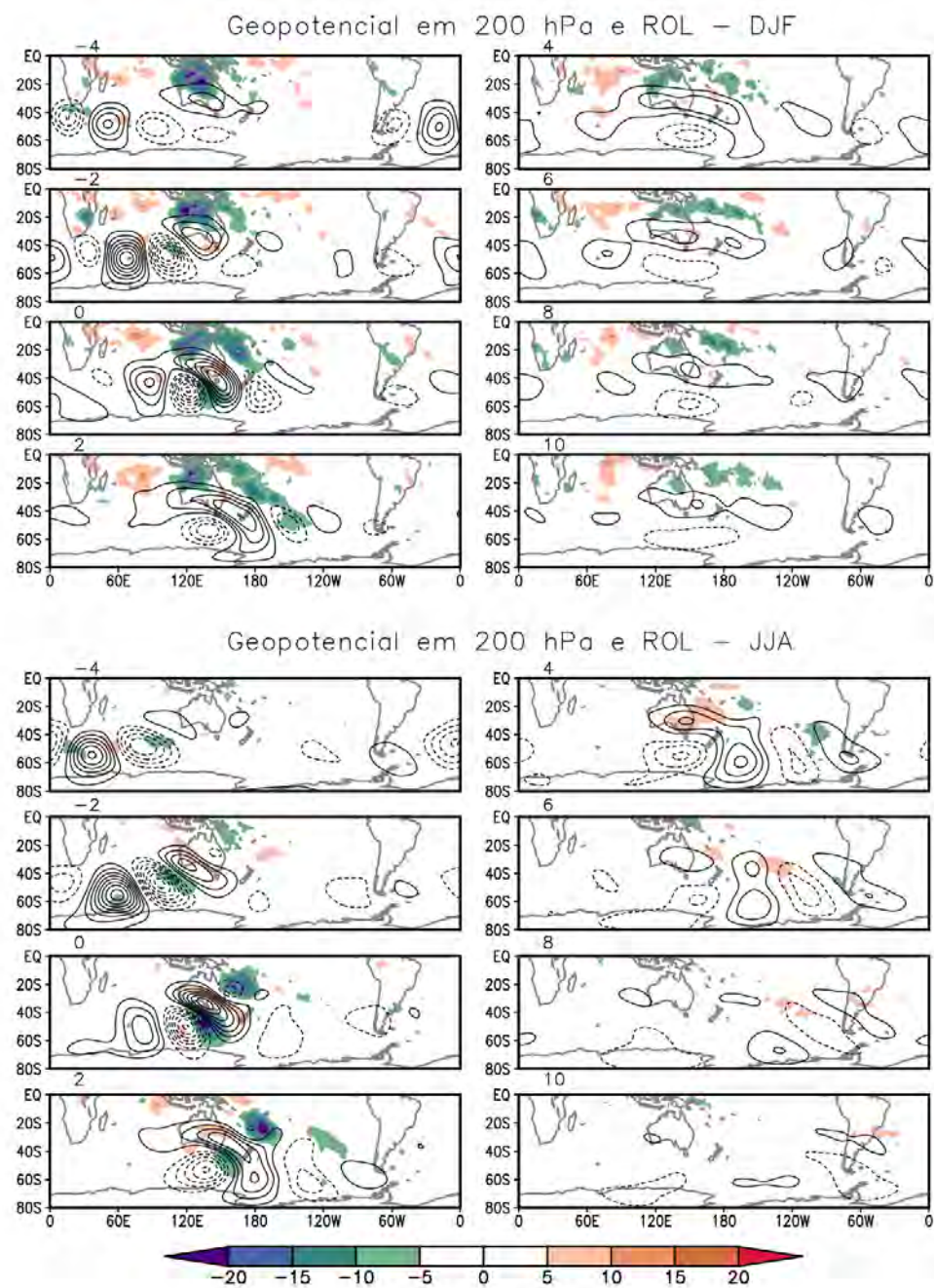


Figura 4.42 - Idem Figura 4.40, mas para geopotencial (m) em 200 hPa e ROL (sombreado, W m^{-2}). O intervalo dos contornos é 20 e o contorno de zero não é mostrado.

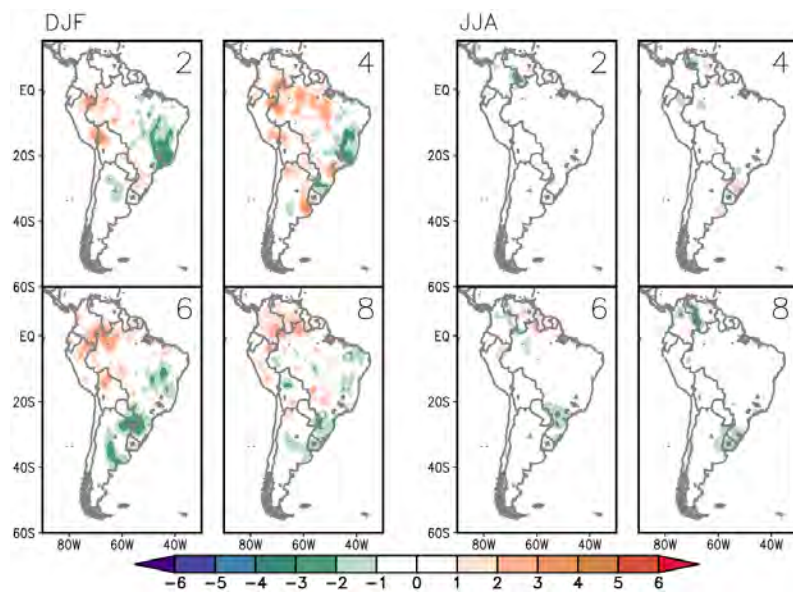


Figura 4.43 - Idem Figura 4.40, mas para precipitação (mm dia^{-1}) sobre a América do Sul.

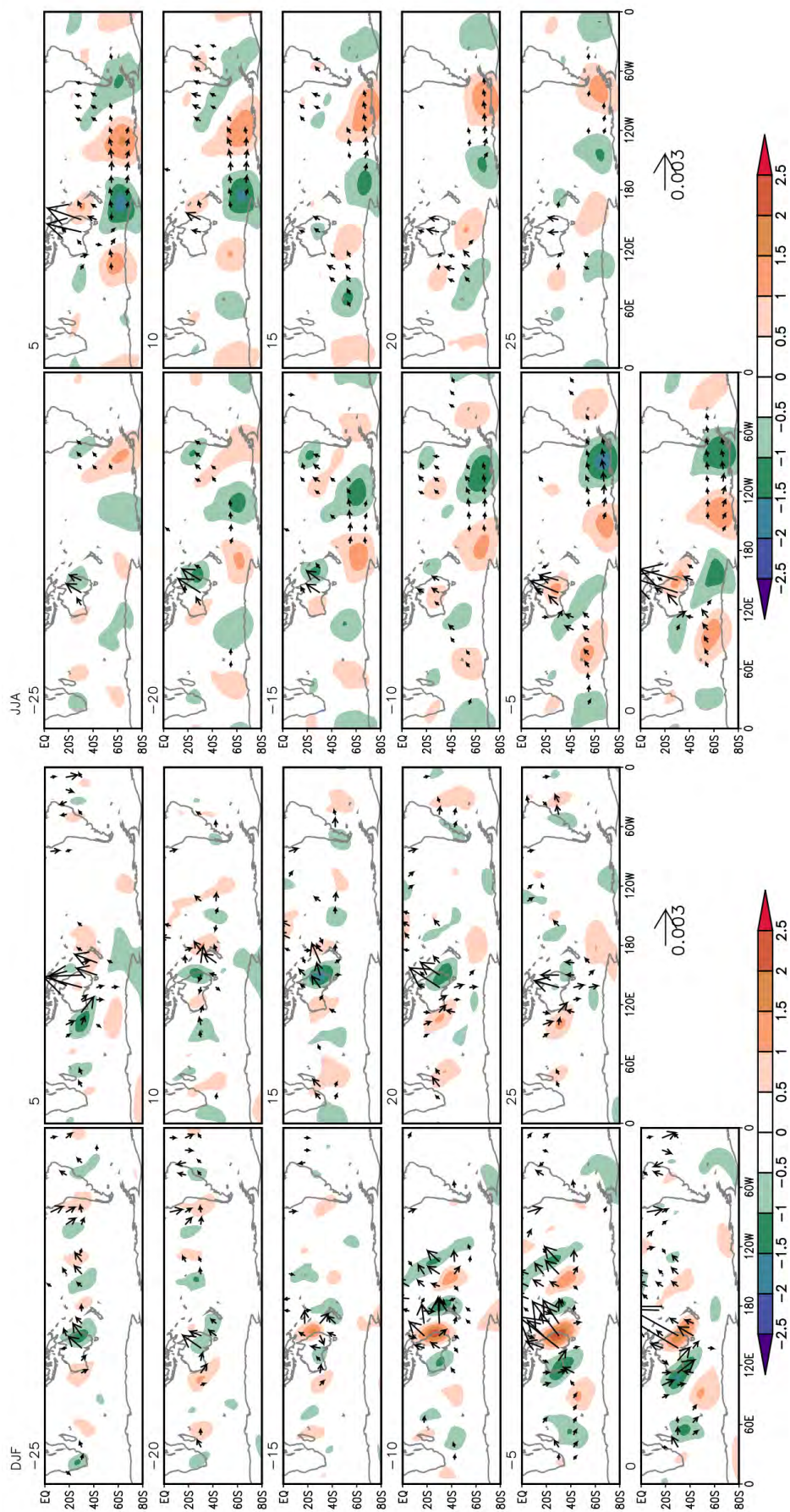


Figura 4.44 - Compostos das anomalias diárias filtradas na escala intrazonal (30 a 90 dias) do vento meridional (m s^{-1}) e atividade da onda (vetores, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa para os dias -25 a +25 em eventos S+ na área C em DJF e JJA.

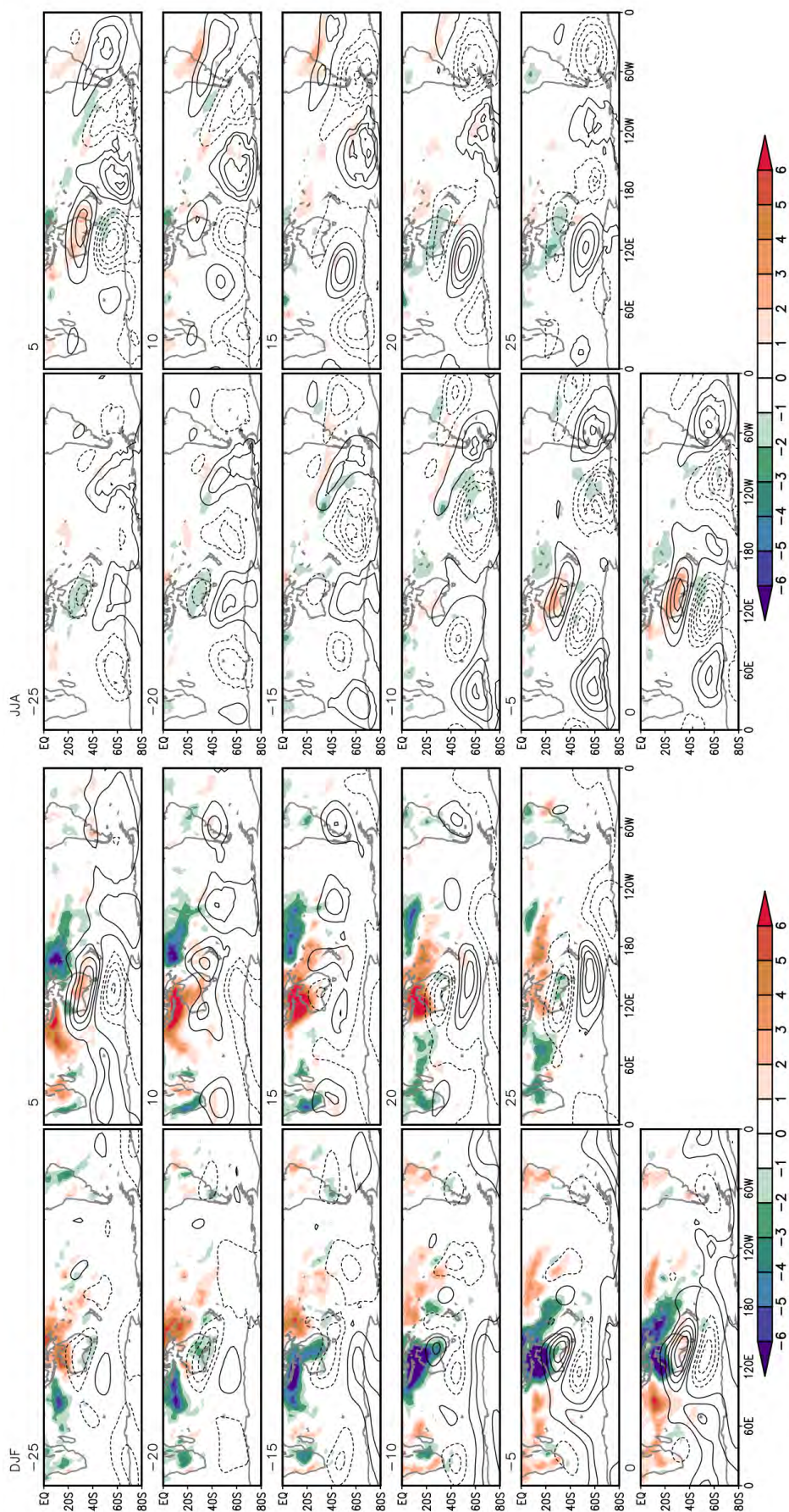


Figura 4.45 - Compostos das anomalias diárias filtradas na escala intrasazonal (30 a 90 dias) de geopotencial (m) em 200 hPa e ROL (sombreado, W m^{-2}) para os dias -25 a +25 em eventos S+ na área C em DJF e JJA. O intervalo dos contornos é 5 e o contorno de zero não é mostrado.

4.2.4.4 Área D - Leste da Ásia

A Figura 4.46 mostra os compostos das anomalias diárias de fonte de ondas, vento zonal e meridional e linhas de corrente em 200 hPa para o dia 0 em eventos S+ na área D em DJF. Os compostos da fonte de ondas de Rossby na área D mostraram que tanto a fonte de ondas sobre o leste da Ásia como o sumidouro sobre o Pacífico Oeste foram muito intensos. O vento zonal em 200 hPa sobre o leste da Ásia foi mais intenso e o escoamento foi caracterizado pela presença de uma circulação anticiclônica em altos níveis sobre o leste da Ásia. O campo de vento meridional em 200 hPa exibiu um trem de ondas entre o leste da Ásia e a América do Norte. Assim, tanto o vento zonal mais intenso como a propagação das ondas sobre o leste da Ásia parecem ser fatores associados à intensificação das fontes de ondas sobre a área D.

A seguir são apresentados os compostos das anomalias diárias de vento zonal, meridional, função de corrente e atividade da onda em 200 hPa para os dias -4 a +10. A Figura 4.47 mostra que a região que apresentou uma intensificação do vento zonal deslocou-se para leste com o tempo, desde o leste da Ásia até o Pacífico Leste. Um padrão de ondas, identificado no campo de vento meridional em 200 hPa (Figura 4.48), propagou-se desde a Europa (dia -4) até a América do Norte (dia +4). Esse padrão de ondas sobre a Europa e Ásia identificado nos dias anteriores ao máximo pode ter contribuído para a intensificação das fontes sobre a área D e o aumento do vento zonal sobre o Pacífico pode ter auxiliado na propagação das ondas até a América do Norte. Nos dias posteriores ao máximo, a atividade da onda em 200 hPa (Figura 4.48 b) dividiu-se em dois ramos, um mais intenso em direção ao equador e outro mais fraco em direção à América do Norte.

Na escala intrasazonal foi possível notar que a atividade da onda em 200 hPa (Figura 4.49) oriunda da região equatorial e associada à piscina quente do Pacífico (dias -5 e 0) exerceu influência sobre as fontes de ondas na área D. Por outro lado, a atividade das ondas proveniente das fontes sobre o leste da Ásia pareceu favorecer a propagação de ondas em direção ao equador e à América do Norte.

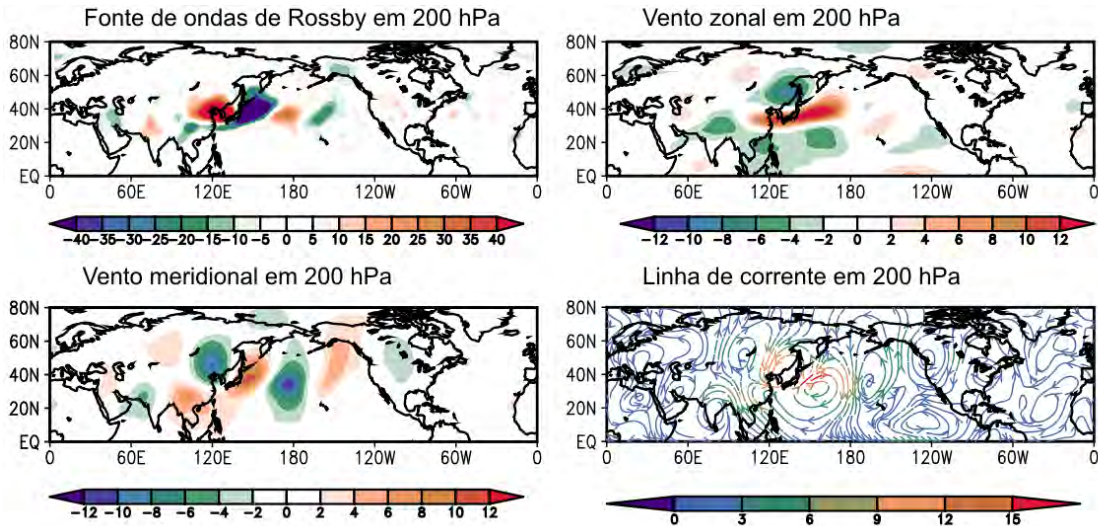


Figura 4.46 - Compostos das anomalias diárias de fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$), vento zonal (m s^{-1}), vento meridional (m s^{-1}) e linhas de corrente (m s^{-1}) em 200 hPa do dia 0 para eventos S+ na área D em DJF.

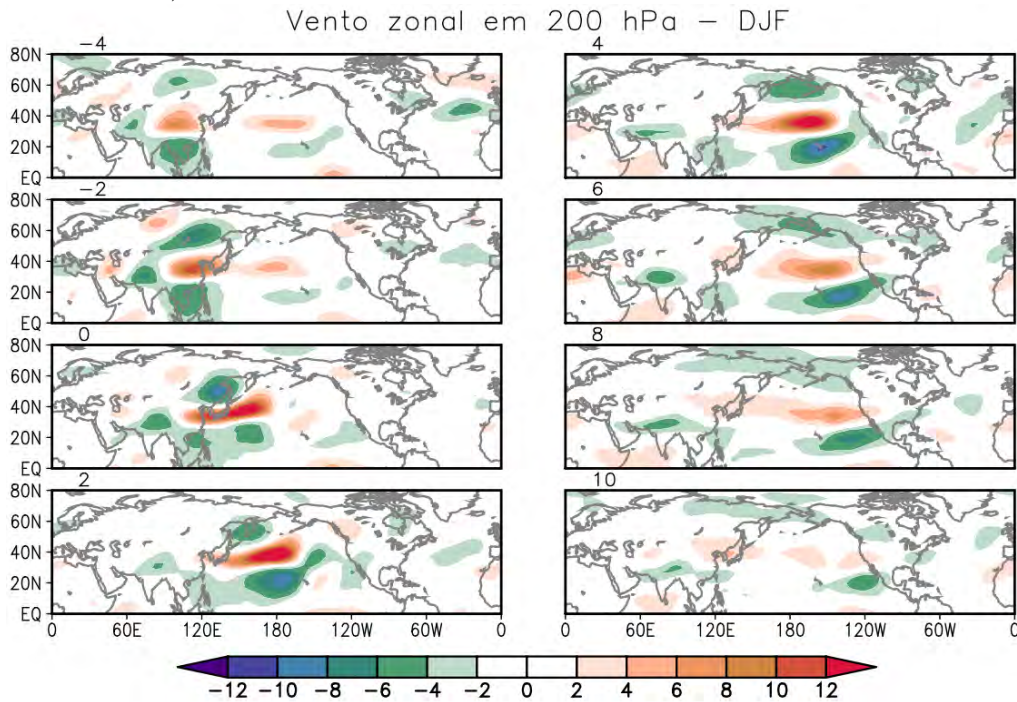


Figura 4.47 - Compostos das anomalias diárias de vento zonal (m s^{-1}) em 200 hPa para os dias -4 a +10 em eventos S+ na área D em DJF.

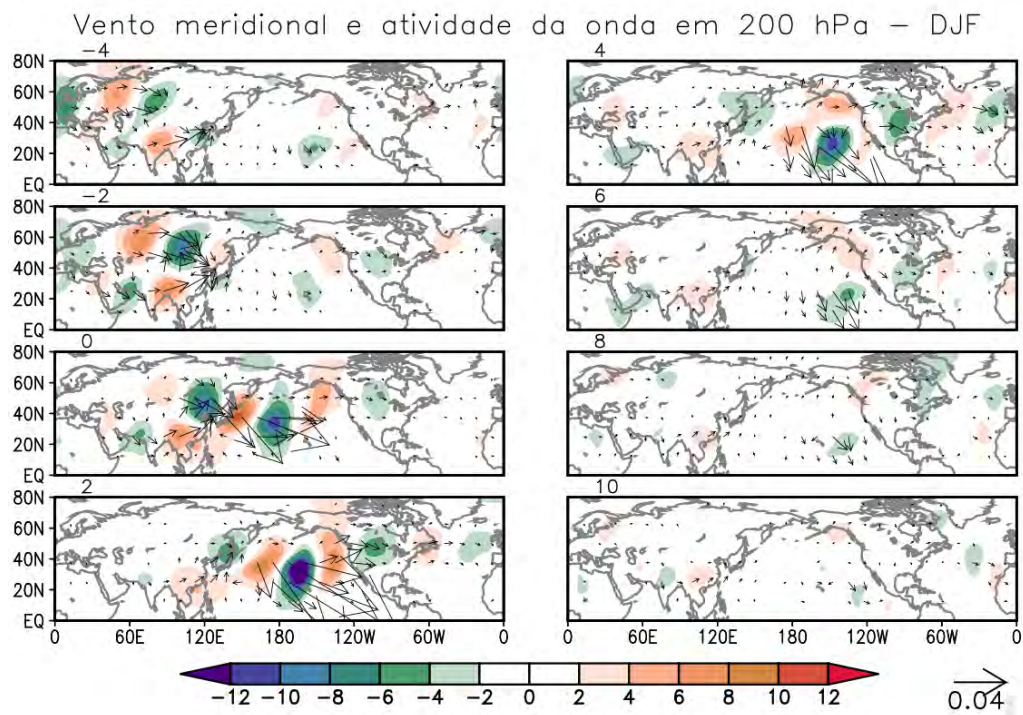


Figura 4.48 - Idem Figura 4.47, mas para vento meridional (m s^{-1}) e atividade da onda (vetores, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa na área D em DJF.

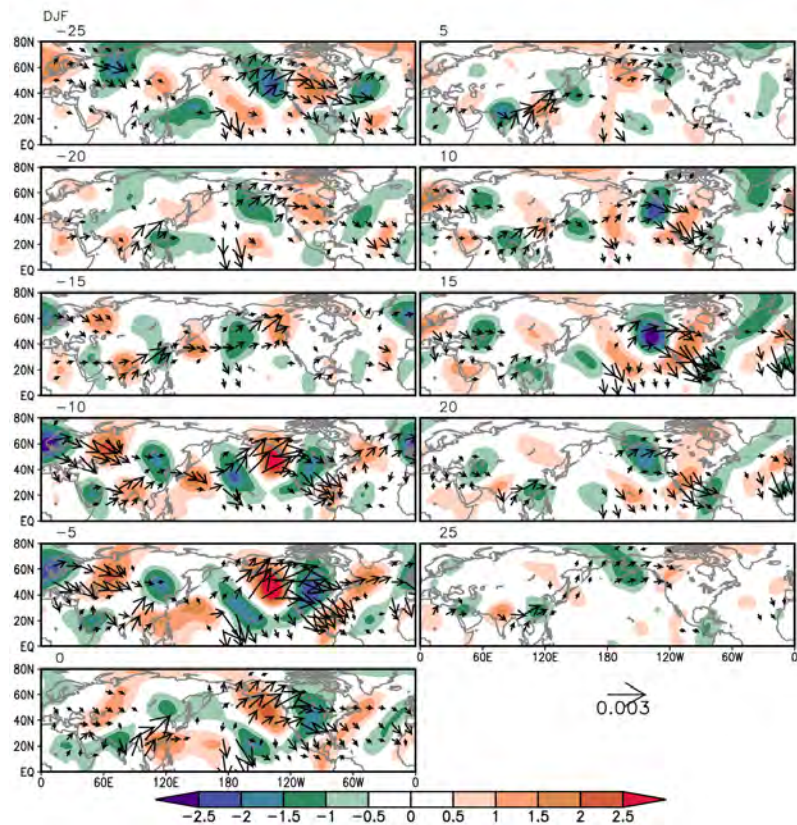


Figura 4.49 - Compostos das anomalias diárias filtradas na escala intrasazonal (30 a 90 dias) de vento meridional (m s^{-1}) e atividade da onda (vetores, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa para os dias -25 a +25 em eventos S+ na área D em DJF. O intervalo dos contornos é 0.5 e o contorno de zero não é mostrado.

As análises de compostos apresentadas nesta seção mostraram que em eventos S+ a propagação de trens de ondas nos dias anteriores ao máximo contribuíram para o fortalecimento das fontes de ondas sobre as áreas estudadas. Nos dias posteriores ao máximo, os padrões de ondas propagaram-se para leste e a direção da propagação variou de uma área para outra. Na escala intrasazonal, os padrões de ondas também foram identificados e a inversão de sinal das anomalias teve uma escala temporal de cerca de 25 dias.

4.3 Discussão geral - Análise observacional

Os principais resultados encontrados na análise observacional estão sumarizados nesta seção. Com relação à distribuição espacial das fontes de ondas de Rossby, embora as grandes áreas com divergência em altos níveis estejam concentradas perto do equador, as fontes de ondas de Rossby localizaram-se mais ao norte no HN e mais ao sul no HS dessas áreas. Os grandes valores de divergência encontrados na região equatorial foram contrabalanceados pelos pequenos valores de vorticidade absoluta, fazendo com que a contribuição para a fonte de ondas de Rossby fosse pequena, conforme descrito pela equação 2.3. Além disso, o fluxo divergente foi maior na borda da região de maior divergência e os gradientes de vorticidade absoluta foram maiores em direção aos subtrópicos, o que proporcionou os maiores valores de fonte de ondas de Rossby nos subtrópicos e latitudes médias. A mesma discussão pode ser aplicada para a América do Sul, onde houve uma grande divergência sobre as áreas tropicais em DJF, mas o máximo de fonte de ondas de Rossby foi localizado a sudeste, sobre a região costeira da ZCAS. Dessa forma, as fontes de ondas de Rossby ocorreram sobre regiões com grandes valores de gradiente de vorticidade absoluta em ambos hemisférios e sobre as regiões com divergência no HS e convergência no HN.

As principais regiões com fontes de ondas de Rossby foram localizadas sobre o leste da Ásia, Pacífico Oeste, sul da Austrália e América do Sul. No entanto, fatores diferentes contribuíram para as fontes de ondas nessas regiões. Sobre as regiões extratropicais, como o leste da Ásia e sul da Austrália, o termo $S1$ contribuiu para as fontes de ondas devido aos grandes valores de vorticidade absoluta sobre essas regiões. O termo responsável pelas fontes de ondas nas regiões tropicais, como o Pacífico Oeste e América do Sul, foi o termo $S2$ por causa dos grandes valores do fluxo divergente e gradiente de vorticidade absoluta. As fontes de ondas de Rossby sobre o Pacífico Leste e ao sul da Austrália podem ser relacionadas à presença dos dois guias de ondas discutidos por Müller e Ambrizzi (2007), que favorecem a alta frequência da ocorrência de geadas generalizadas sobre os Pampas Úmidos na América do Sul.

Os principais modos de variabilidade da fonte de ondas de Rossby foram analisados através de FOEs. A variabilidade espacial da fonte de ondas de Rossby apresentou-se sob a forma de trens de ondas sobre a região em que geralmente encontram-se as correntes de jato subtropicais e os *storm tracks*. No HN, os padrões espaciais foram orientados zonalmente, limitados entre 20° e 60°, enquanto que no HS os padrões

tiveram uma orientação tipo arco, estendendo-se das latitudes altas no oceano Índico até os subtrópicos. A variabilidade sazonal foi maior no HN do que no HS. Os primeiros dois modos de variabilidade no HN ocorreram principalmente sobre os oceanos Pacífico e Atlântico em DJF e sobre a Eurásia e América do Norte em JJA. Em oposição ao comportamento no HS, os modos mais altos mostraram um deslocamento dos padrões para latitudes mais altas, ou seja, no HS os modos 3 e 4 foram encontrados em latitudes mais baixas do que os modos 1 e 2. No HS, o primeiro modo de variabilidade em DJF ocorreu sobre o Índico, Austrália e Pacífico Oeste, e o segundo modo ocorreu sobre o Pacífico Leste, América do Sul e Atlântico. Em JJA, os trens de ondas atingiram latitudes mais baixas sobre a Austrália no primeiro modo e sobre o sul da América do Sul e sul da África no segundo modo. Comportamento similar sobre a América do Sul, relacionado ao deslocamento do trem de ondas em direção a latitudes mais baixas no inverno, também foi visto por [Cavalcanti e Kayano \(1999\)](#) em análise de alta frequência do vento meridional em 200 hPa. Os centros de variabilidade de fonte de ondas de Rossby localizados sobre o oceano, próximos à costa da América do Sul em DJF, podem ter influência sobre a ZCAS oceânica discutida por [Carvalho et al. \(2004\)](#). A variabilidade próxima à América do Sul está localizada nas regiões de passagem de sistemas sinóticos, que podem ter influência na manutenção da ZCAS no verão, como discutido por [Cunningham e Cavalcanti \(2006\)](#). Os mais altos modos (terceiro e quarto) indicaram o impacto dos continentes da Austrália e América do Sul sobre os padrões de trens de ondas e um deslocamento para latitudes mais baixas.

As variabilidades interanuais das fontes de ondas de Rossby sobre a América do Sul em DJF e sul da Austrália em JJA foram fortemente correlacionadas com a variabilidade da divergência sobre essas áreas. Sobre o Pacífico Oeste e leste da Ásia, outros fatores além da divergência contribuíram para a variabilidade das fontes de ondas, como a variabilidade do fluxo divergente resultante da convecção sobre a piscina quente do Pacífico. Em anos de El Niño, a fonte de ondas sobre o Pacífico Oeste e o sumidouro sobre o Pacífico Norte foram deslocados para leste. Para anos de La Niña, a fonte de ondas de Rossby sobre o Pacífico Oeste foi intensificada.

A análise dos compostos dos eventos com máximos valores de fonte de ondas de Rossby sobre três áreas no HS e uma no HN mostrou que a propagação de um trem de ondas nos dias anteriores ao máximo atuou para intensificar as fontes sobre essas regiões. A presença de um cavado pertencente aos trens de ondas, a oeste da região da fonte, agiu como uma forçante dinâmica de divergência em altos níveis, aumentando sua contribuição para a fonte de ondas. Outra característica que pode ser associada

ao fortalecimento das fontes de ondas sobre as áreas analisadas inclui a intensificação do vento zonal em 200 hPa, que contribuiu para o aumento do gradiente de vorticidade absoluta. As fontes sobre o Pacífico Oeste e ao sul da Austrália ocorreram simultaneamente, independente da região que estava sendo analisada (área A ou C), o que indica que processos comuns ocorrem para intensificar as fontes de ondas sobre essas áreas. Os padrões espaciais dos compostos das anomalias diárias de vento meridional e atividade da onda em 200 hPa caracterizaram-se pela presença de trens de ondas que se propagaram para leste após o dia 0. A maior variabilidade sazonal destes padrões, tanto com relação à localização como à intensidade, foi encontrada na área A. Para os eventos selecionados sobre a área B, também foi observado um aumento da precipitação sobre a América do Sul principalmente sobre a região que apresentou fontes de ondas de Rossby. Os compostos filtrados na escala intrasazonal mostraram a influência do oceano Pacífico na circulação atmosférica, especialmente sobre a área B, em que os padrões de trens de ondas estenderam-se desde o Pacífico Oeste. Para a área C, a escala intrasazonal pareceu de menor importância, uma vez que os padrões foram mais fracos; nessa região a maior influência deve ser dos fenômenos de alta frequência.

5 SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

Neste capítulo são apresentados os resultados referentes às simulações numéricas feitas com o MCGA do CPTEC, os quais foram analisados para verificar a habilidade do modelo em simular as fontes de ondas de Rossby e o comportamento do mesmo quando forçado com TSMs acima do normal sobre o Pacífico Oeste. Além disso, são apresentadas as projeções futuras das fontes de ondas de Rossby e de suas componentes conforme simuladas pelo modelo HadGEM2-ES do Met Office Hadley Centre para três cenários.

5.1 MCGA do CPTEC

Nesta seção são analisados os resultados de dois experimentos com o MCGA do CPTEC: o experimento Histórico, no qual o modelo foi forçado com TSMs observadas, e o experimento ATSM, em que as TSMs apresentaram valores acima do normal sobre o Pacífico Oeste.

5.1.1 Experimento histórico

Nesta seção são apresentados os resultados do experimento histórico em que os campos climatológicos simulados de diversas variáveis, incluindo a fonte de ondas de Rossby e suas componentes, foram comparados com os campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR para o período entre 1980 e 2001.

5.1.1.1 Campos climatológicos

Os campos simulados da magnitude do vento em 200 hPa para as rodadas CI17 e CI18 (Figura 5.1) foram muito semelhantes entre si. As características gerais das principais correntes de jato foram bem simuladas, mas ocorreram diferenças na intensidade e localização dos núcleos com relação à configuração obtida com os dados de reanálise. O modelo apresentou a tendência de deslocar para leste os núcleos das correntes de jato sobre o leste da Ásia e América do Norte, especialmente em DJF quando o jato é mais intenso, e também de simular ventos mais fortes sobre os oceanos Pacífico e Atlântico Norte. Além disso, o modelo subestimou a intensidade dos ventos nas latitudes tropicais do HN em DJF e MAM. No HS, o modelo superestimou o vento sobre o Pacífico e Índico Sul e subestimou o vento sobre a Austrália, especialmente em JJA em que são observados os ventos mais fortes associados à corrente de jato subtropical. Na próxima seção será discutido como essas diferenças interferem no padrão das fontes de ondas simuladas.

Os campos simulados de linha de corrente em 200 hPa (Figura 5.2) apresentaram boa concordância com os campos obtidos com os dados de reanálise, sobretudo com relação à circulação no hemisfério de inverno, caracterizada pela presença de um escoamento mais zonal e por correntes de jato mais intensas. Outra característica que foi bem capturada pelo modelo foram as circulações anticiclônicas sobre o Pacífico Oeste e a Alta da Bolívia em DJF. No entanto, foi possível notar algumas diferenças entre os campos simulados e observados, como por exemplo a ausência da Alta da Bolívia durante a primavera no HS, período de início da ZCAS, e a subestimativa da intensidade da Alta da Bolívia e do vórtice ciclônico do Atlântico.

O campo simulado da energia cinética associada aos transientes em 200 hPa (Figura 5.3) mostra que o modelo conseguiu reproduzir bem as principais regiões com máximos de energia cinética, associadas aos *storms tracks*, sobre os oceanos Pacífico e Atlântico no HN e nas latitudes médias do HS. Entretanto, o modelo apresentou a tendência em subestimar os valores da energia cinética em grande parte do HN e sobre a Austrália e superestimar sobre o oceano Atlântico Norte e nas latitudes médias no HS. O padrão espacial do campo simulado de fluxo de momento em 200 hPa (Figura 5.4) foi concordante com os campos observados, mas apresentou diferenças em termos de intensidade. O fluxo de momento simulado pelo modelo foi em geral superestimado em ambos hemisférios, com maior intensidade no HS.

De modo geral, os campos climatológicos apresentados nesta seção mostram que o MCGA do CPTEC é hábil em representar as principais características associadas às correntes de jato, à circulação atmosférica em altos níveis e aos transportes de energia e momento. Além disso, ficou evidenciado que os campos médios sazonais produzidos com as rodadas CI17 e CI18 apresentam padrões espaciais muito similares. Na próxima seção é avaliada a habilidade do modelo em simular as fontes de ondas de Rossby e suas componentes.

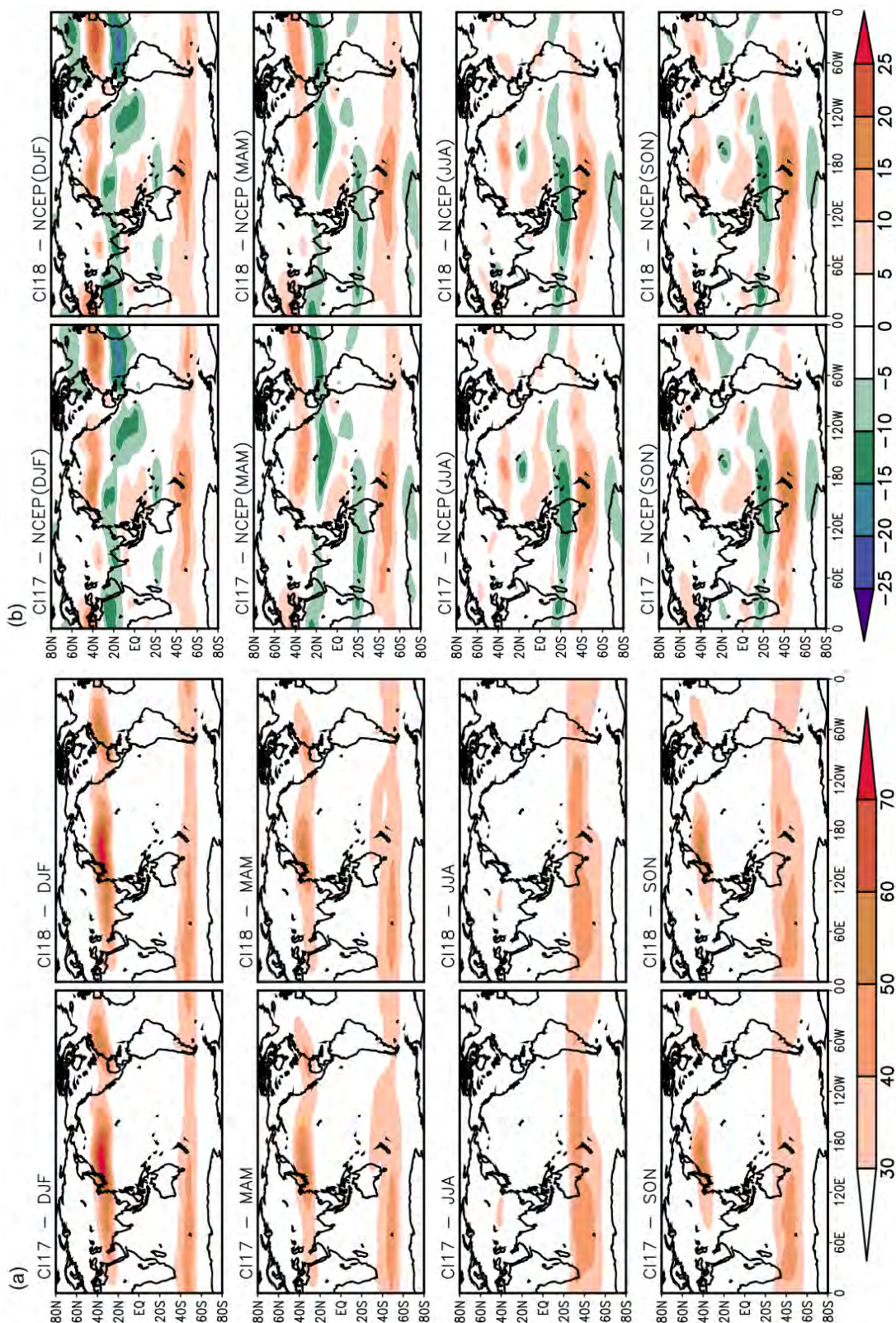


Figura 5.1 - Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de magnitude do vento (m s^{-1}) em 200 hPa (a) para as rodadas CI17 e CI18 e (b) as diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR.

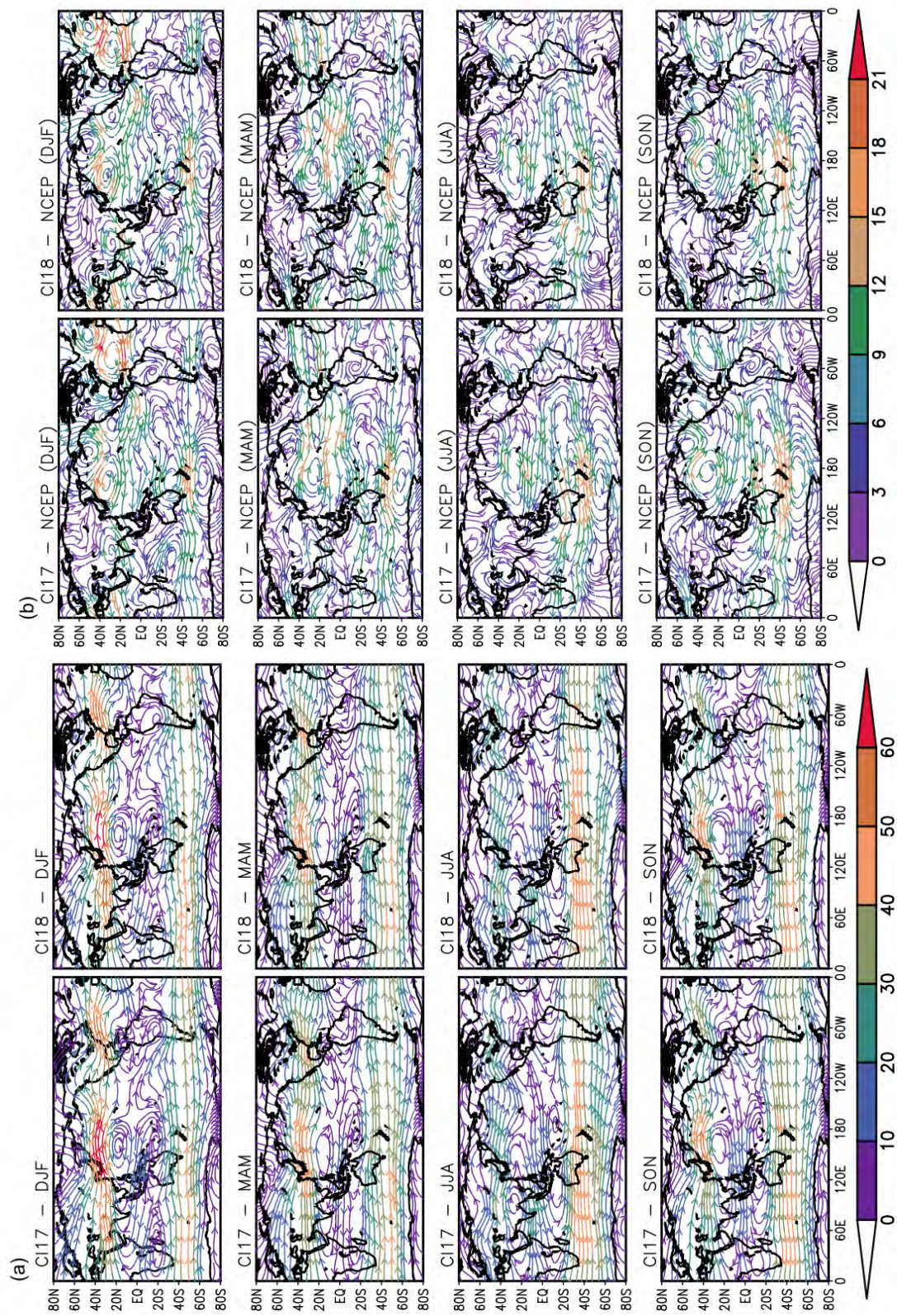


Figura 5.2 - Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de linha de corrente (m s^{-1}) em 200 hPa (a) para as rodadas CI17 e CI18 e (b) as diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR.

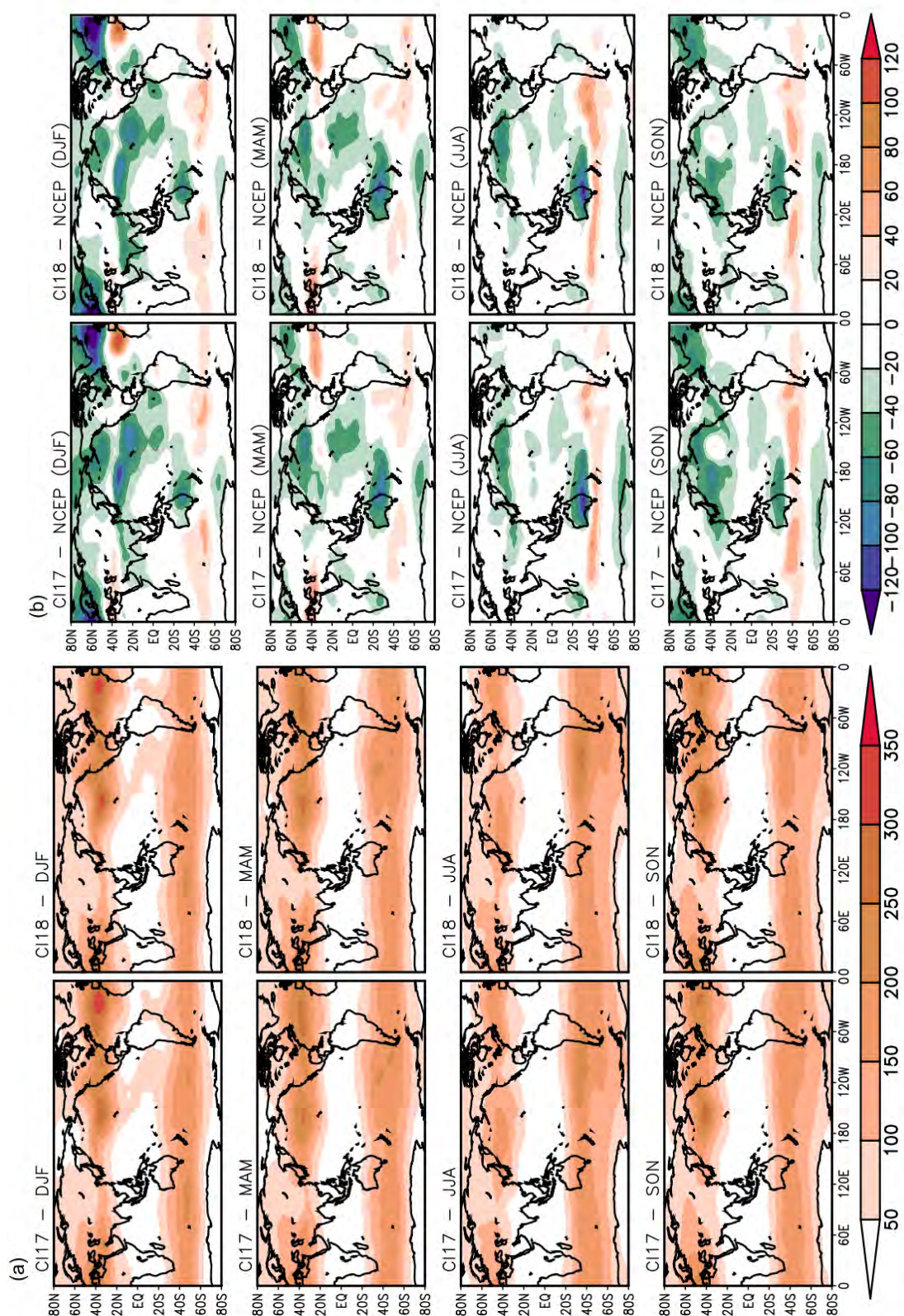


Figura 5.3 - Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de energia cinética associada aos transientes (J kg^{-1}) em 200 hPa (a) para as rodadas CI17 e CI18 e (b) as diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR.

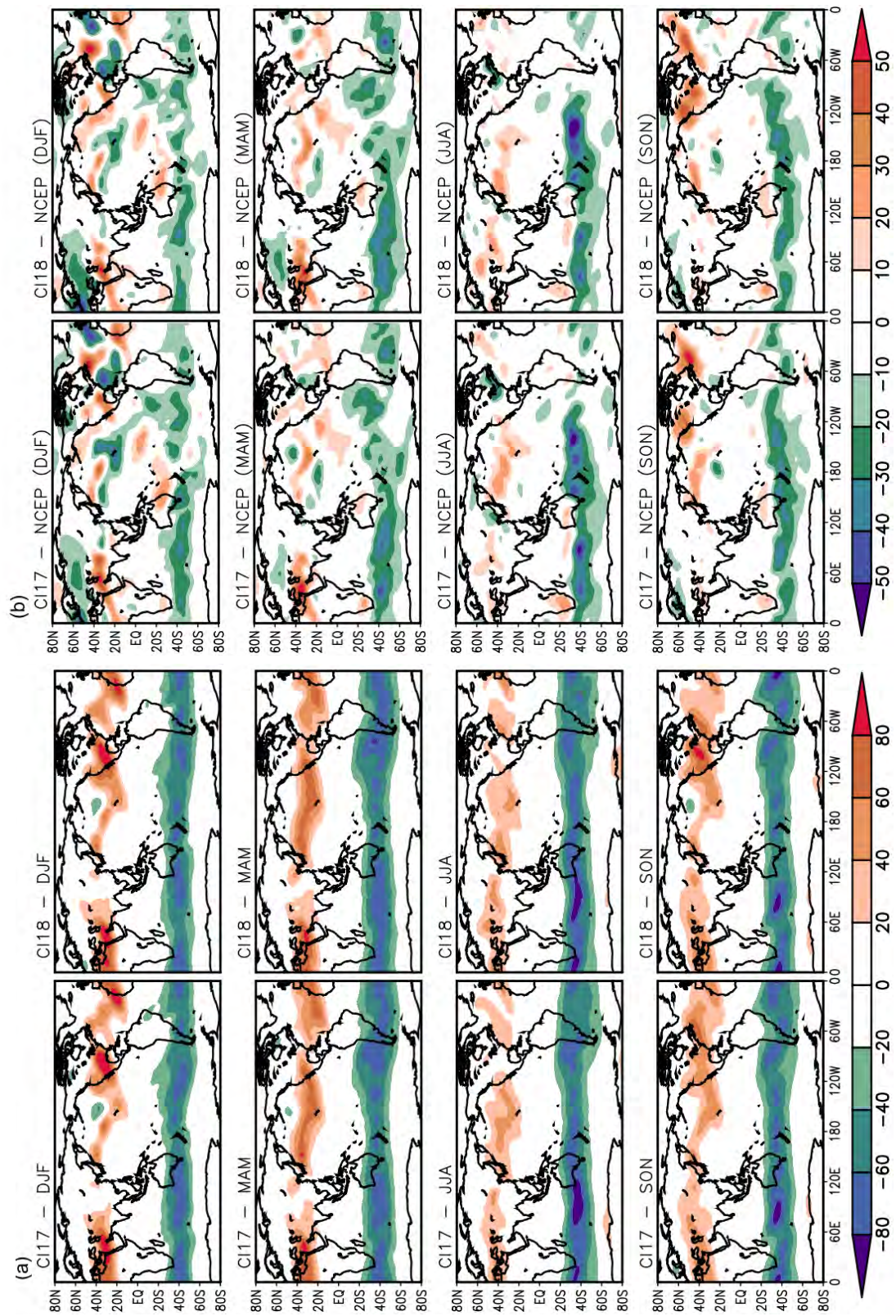


Figura 5.4 - Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de fluxo de momento (J kg^{-1}) em 200 hPa (a) para as rodadas CI17 e CI18 e (b) as diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR.

5.1.1.2 Fontes de ondas de Rossby simuladas pelo MCGA do CPTEC

Nesta seção é realizada a verificação da habilidade do MCGA do CPTEC em simular as fontes de ondas de Rossby e suas componentes. As principais regiões com divergência, associadas às zonas de convergência, e convergência em altos níveis, relacionadas à subsidência das células de Hadley e Walker, foram reproduzidas pelo modelo (Figura 5.5a). A divergência sobre a região da ZCIT e sobre a piscina quente do Pacífico foi simulada em todas as estações. No entanto, o modelo subestimou a intensidade da divergência sobre o Pacífico Oeste, Índico e Indonésia (Figura 5.5b). Sobre a América do Sul, a divergência associada em parte à ZCAS foi simulada pelo modelo em DJF, embora com intensidade menor que a observada na região Amazônica. Durante a primavera austral, o modelo não foi hábil em capturar a divergência sobre essa região, em oposição ao que foi encontrado com os dados de reanálise.

O vento divergente em 200 hPa simulado pelo modelo (Figura 5.6) apresentou um padrão espacial similar ao padrão observado para todas as estações. A difluência do vento, que está diretamente relacionada à divergência em altos níveis, foi observada sobre o Pacífico Oeste e norte da América do Sul e a intensidade do vento foi maior no hemisfério de inverno. No entanto, a intensidade do vento foi subestimada pelo modelo, em concordância com a menor divergência simulada.

As regiões com os maiores gradientes de vorticidade absoluta em 200 hPa sobre o leste da Ásia e Pacífico Oeste, associadas com as correntes de jato em altos níveis, foram simuladas pelo modelo (Figura 5.7a). No entanto, o modelo deslocou para norte a região de maior gradiente de vorticidade absoluta sobre o Pacífico e Atlântico Norte em DJF, o que está relacionado ao deslocamento do núcleo das correntes de jato sobre essas regiões. Sobre o HS, o modelo subestimou o gradiente sobre a Austrália, especialmente em JJA quando a corrente de jato é mais intensa, e superestimou o gradiente ao sul da Austrália, sobre os oceanos Pacífico e Índico.

A Figura 5.8a mostra que de modo geral o modelo foi capaz de reproduzir as regiões com fontes de ondas de Rossby sobre o Pacífico Oeste e sul da Austrália em todas as estações e sobre o leste da Ásia e América do Sul em DJF. No entanto, as fontes de ondas simuladas em DJF sobre o leste da Ásia foram mais intensas, sendo que ambos os termos, $S1$ e $S2$, contribuíram para essa diferença (Figuras 5.9b e 5.10b). Isso ocorreu devido tanto ao maior gradiente de vorticidade absoluta simulado sobre o leste da Ásia (Figura 5.7b), causado pelo deslocamento para leste do núcleo da corrente de jato, quanto às diferenças constatadas no campo de divergência (Figura 5.5b). Durante o verão no HS, a subestimativa da divergência e do vento divergente

pelo modelo resultou em fontes de ondas de Rossby menos intensas sobre a região da ZCAS e ao sul da Austrália. Na região ao sul da Austrália, as fontes de ondas simuladas estenderam-se mais zonalmente, em direção ao Pacífico Sul, com relação às fontes observadas nos dados de reanálise. O modelo também simulou fontes de ondas no Pacífico Sul e oeste da América do Sul que não foram observadas nos dados de reanálise. Essas modificações podem alterar a configuração dos trens de ondas de Rossby que se propagam nas latitudes médias. O termo que contribuiu para essas fontes foi o termo $S1$, devido às diferenças nos campos de divergência e vorticidade absoluta sobre essas regiões.

O padrão dos campos simulados de fonte de ondas em MAM foi semelhante ao de DJF, porém com menor intensidade. Em JJA, a fonte simulada sobre o Pacífico Oeste foi mais fraca, mas estendeu-se até o Pacífico Leste, como resultado do maior gradiente de vorticidade absoluta simulado sobre essa região. Ao sul da Austrália, a fonte teve mesma intensidade, mas estendeu-se por uma região maior do que nas observações. Sobre a América do Sul, a superestimativa da convergência sobre a região inibiu ainda mais a formação de ondas de Rossby. O sumidouro de ondas sobre o leste da Ásia foi mais fraco e menor em extensão, transformando-se em fonte de ondas em algumas regiões. Em geral, os campos em SON foram similares aos de JJA. As principais diferenças foram que o modelo não simulou a fonte de ondas sobre a América do Sul em SON, na região de ocorrência da ZCAS, mas uma fonte mais a sudoeste muito intensa, em parte devido à forte divergência simulada nessa região. Além disso, a fonte de ondas simulada sobre o leste da Ásia foi mais intensa devido à intensificação da convergência sobre a região.

Assim, o MCGA do CPTEC reproduziu as principais regiões com fontes de ondas de Rossby sobre o leste da Ásia, Pacífico Oeste, sul da Austrália e América do Sul. No entanto, há diferenças com relação à intensidade das fontes, que foi maior sobre o leste da Ásia e menor nas demais regiões. Essas diferenças foram resultado principalmente da superestimativa da convergência em altos níveis sobre o leste da Ásia e subestimativa da divergência e do vento divergente em altos níveis sobre o Pacífico Oeste e América do Sul. O modelo ainda simulou fontes de ondas sobre o Pacífico Sul e oeste da América do Sul mas que não aparecem nos campos calculados com os dados de reanálise. Essas fontes de ondas podem influenciar os padrões de trens de ondas que se propagam no HS. Na próxima seção são investigadas as modificações nos padrões de ondas e na circulação atmosférica quando os valores simulados de fontes de ondas de Rossby em quatro áreas são máximos.

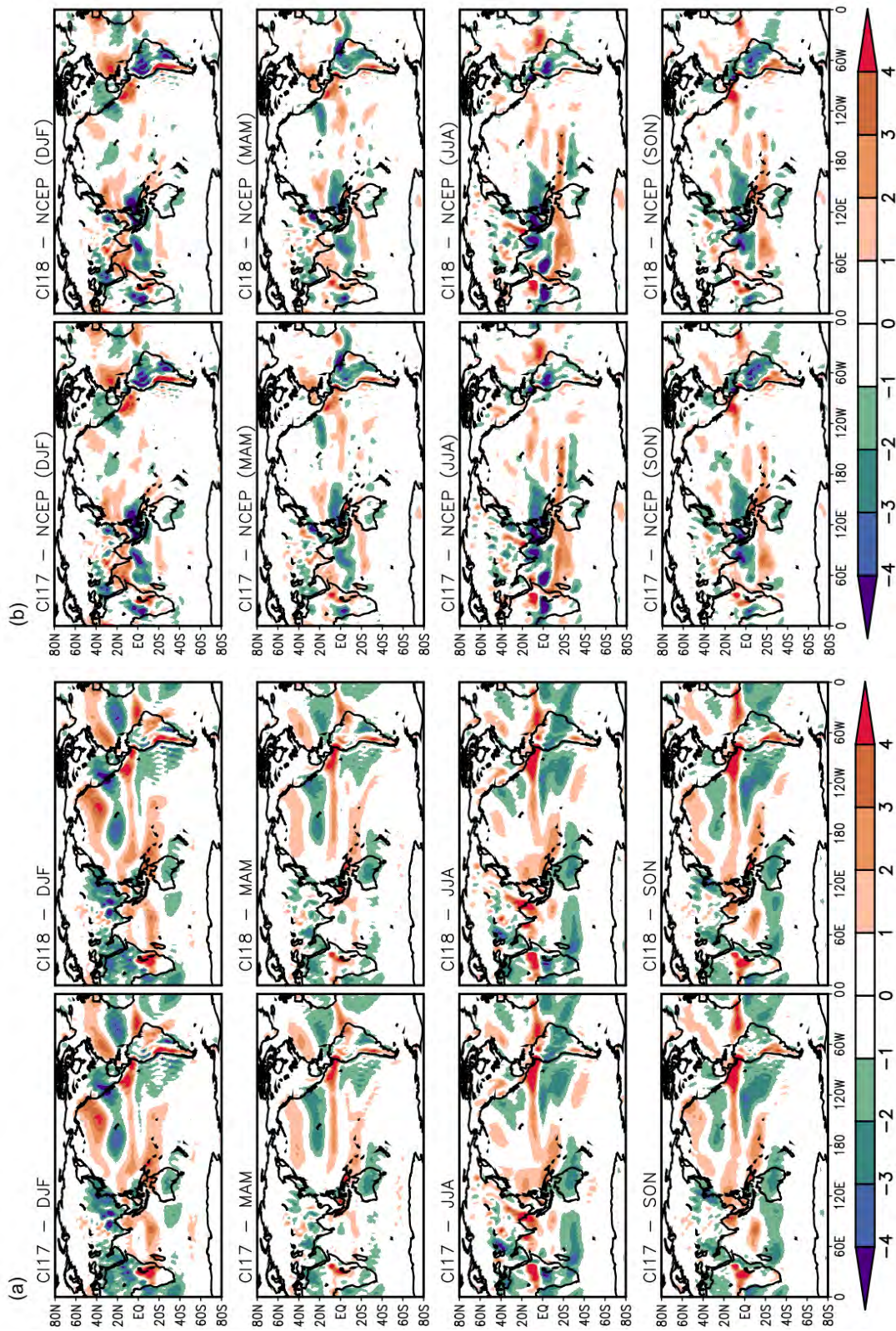


Figura 5.5 - Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de divergência (10^{-6} s^{-1}) em 200 hPa (a) para as rodadas as CI17 e CI18 e (b) as diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR.

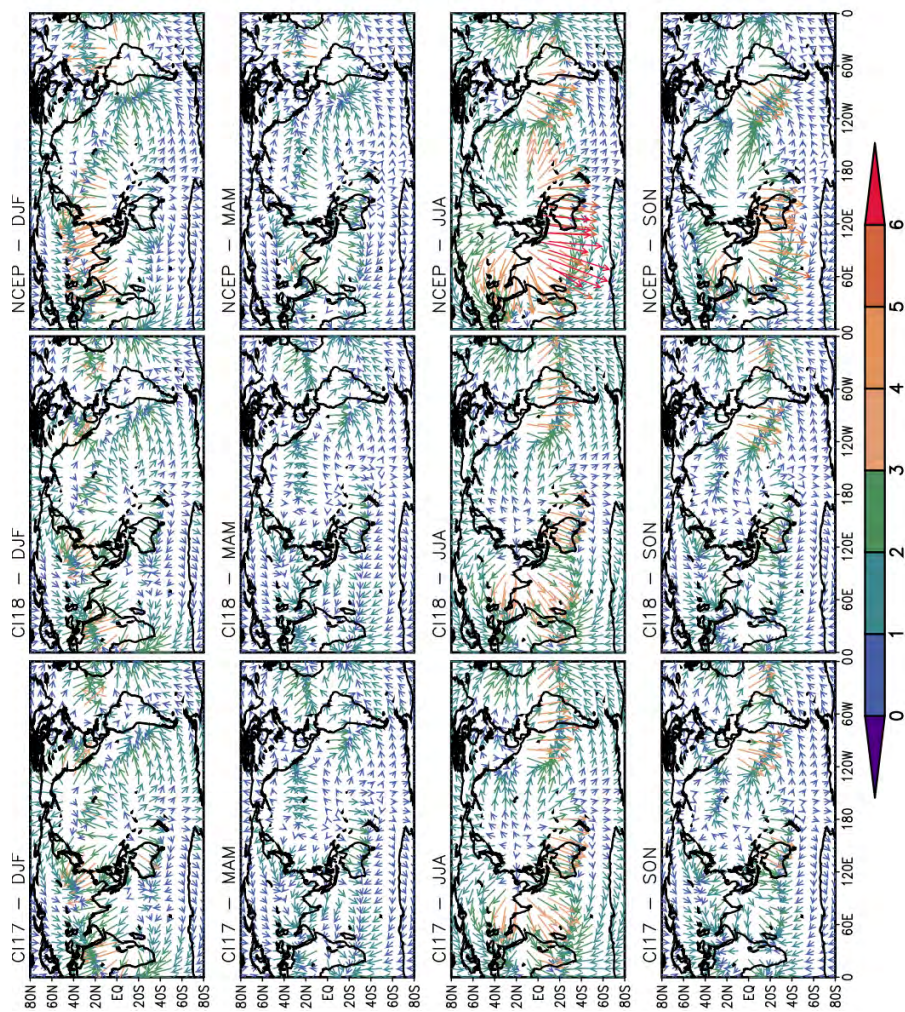


Figura 5.6 - Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de vento divergente (m s^{-1}) em 200 hPa para as rodadas CI17 e CI18 e para os dados de reanálise do NCEP/NCAR.

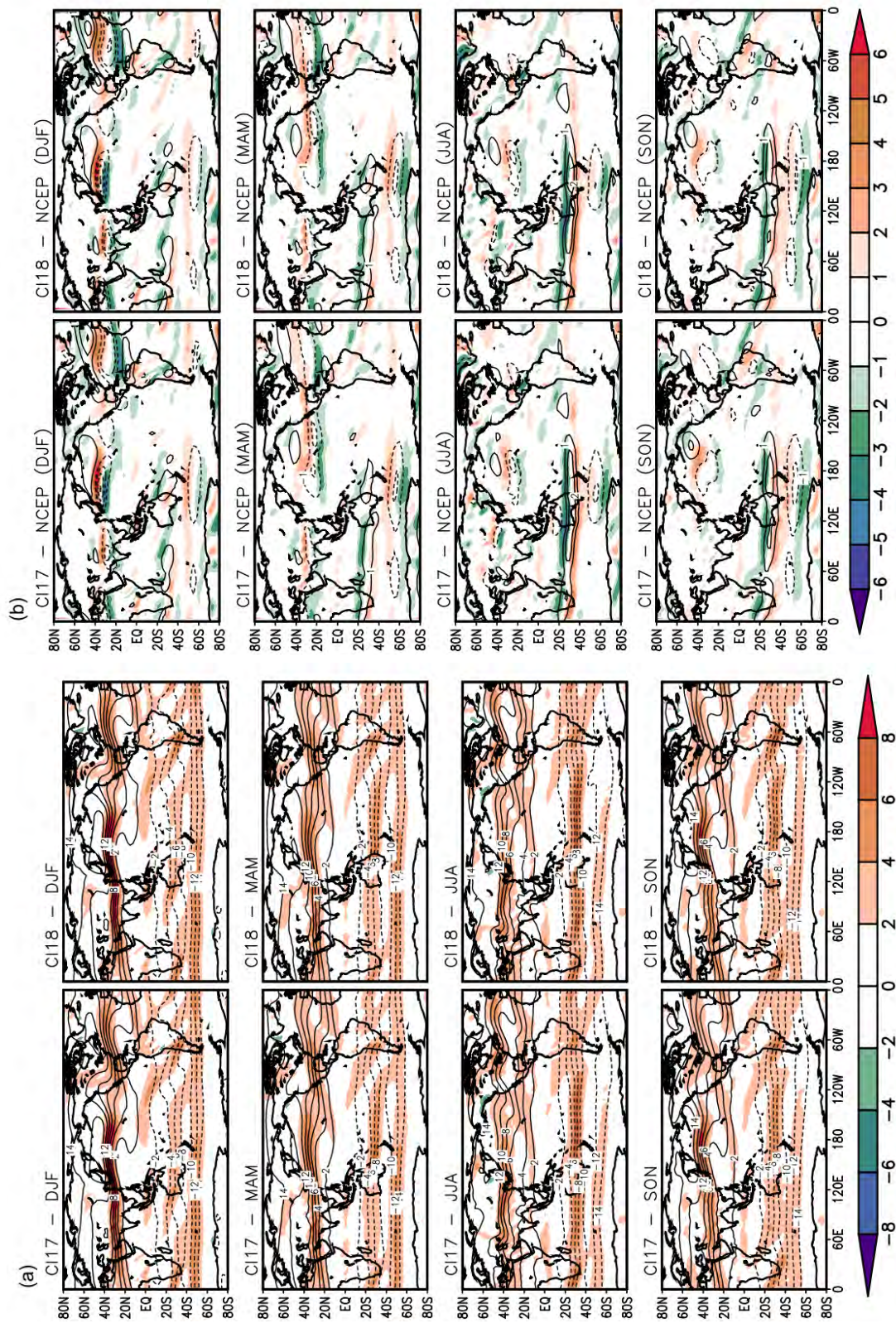


Figura 5.7 - Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de vorticidade absoluta (10^{-5} s^{-1}) e gradiente de vorticidade absoluta (sombreado, $10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) em 200 hPa (a) para as rodadas CI17 e CI18 e (b) diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR. O intervalo dos contornos em (a) e (b) são 2 e 1, respectivamente, e o contorno de zero não é mostrado.

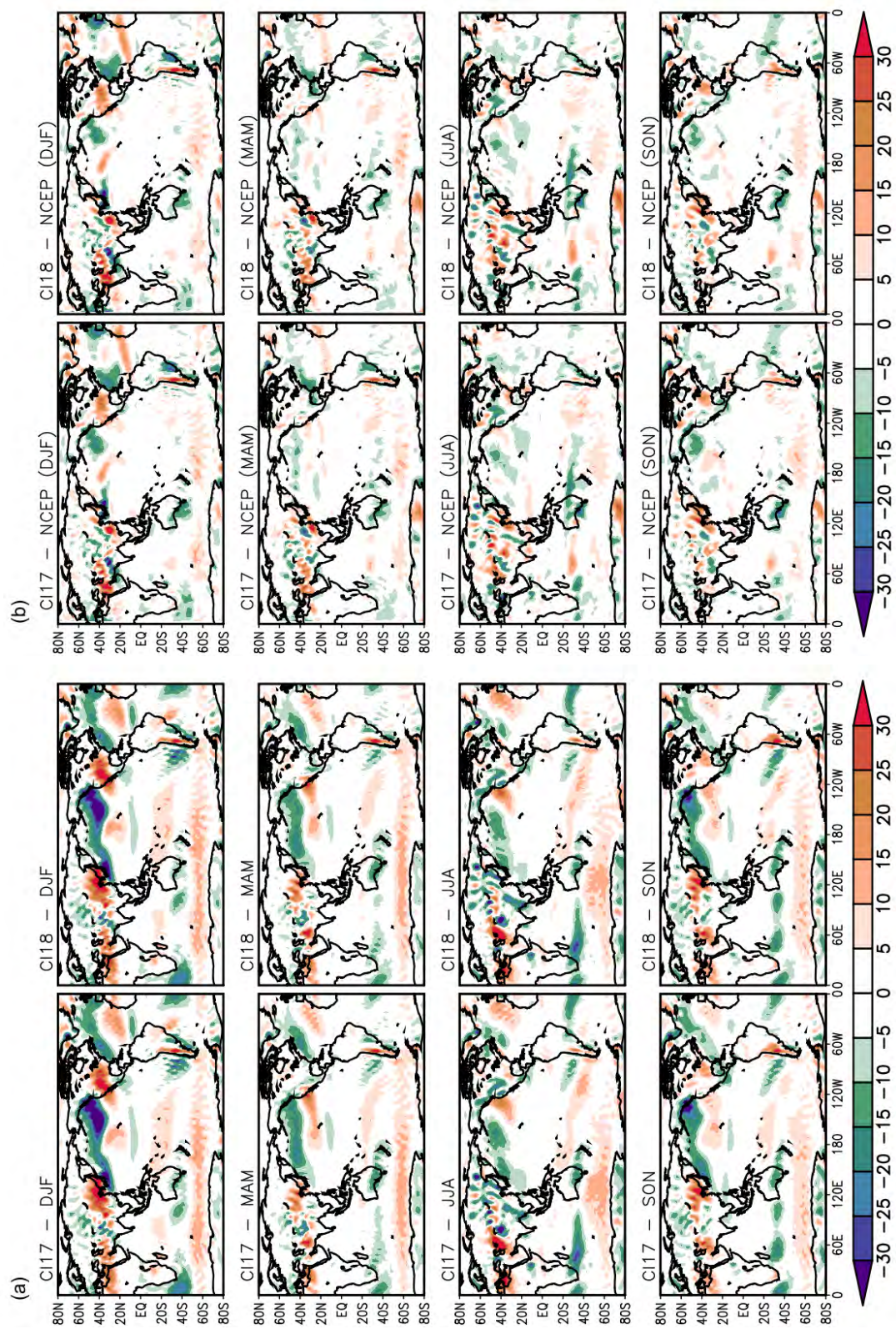


Figura 5.8 - Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}) em 200 hPa (a) para as rodadas C117 e C118 e (b) as diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR.

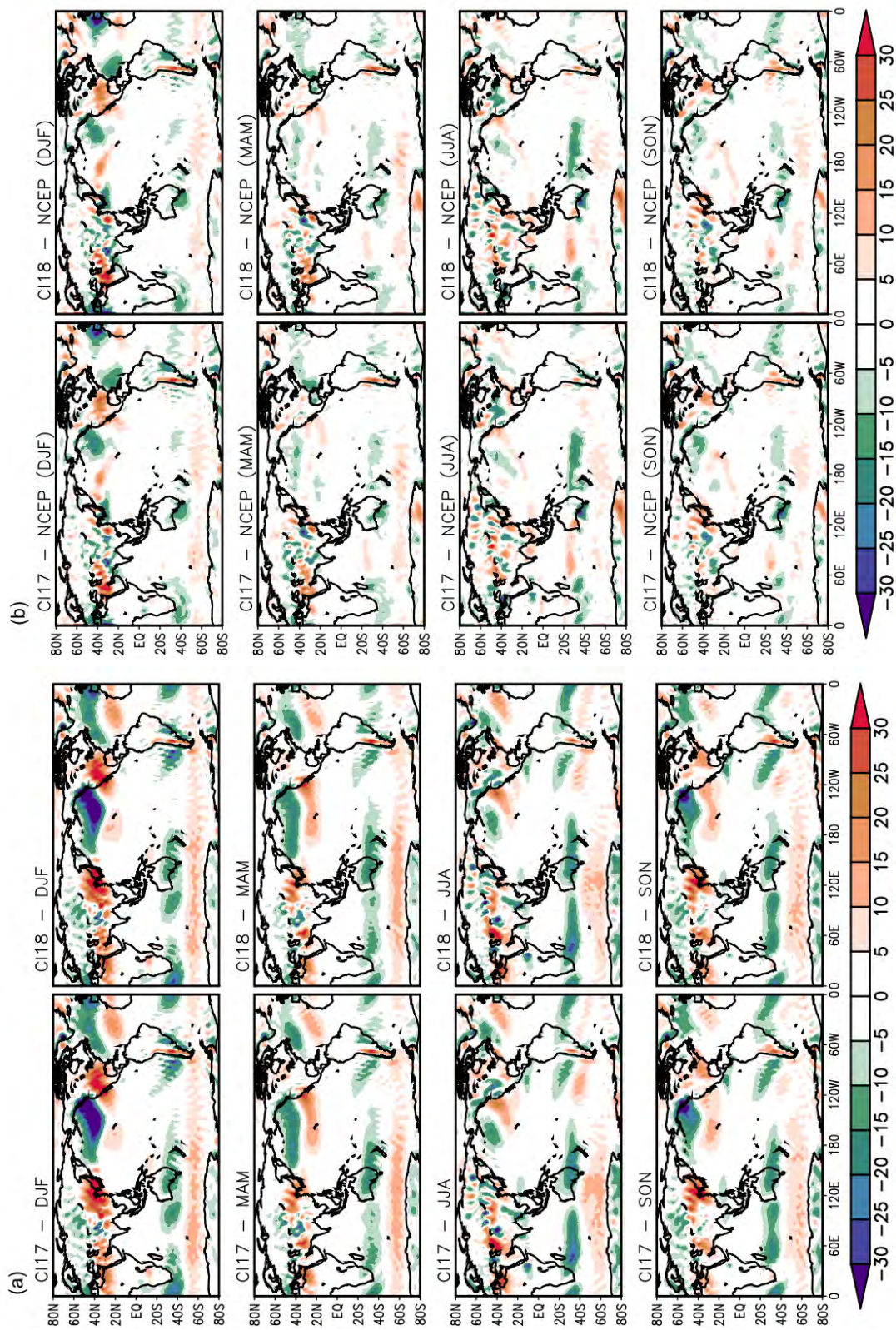


Figura 5.9 - Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de termo $S1$ (10^{-11} s^{-2}) em 200 hPa (a) para as rodadas CI17 e CI18 e (b) as diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR.

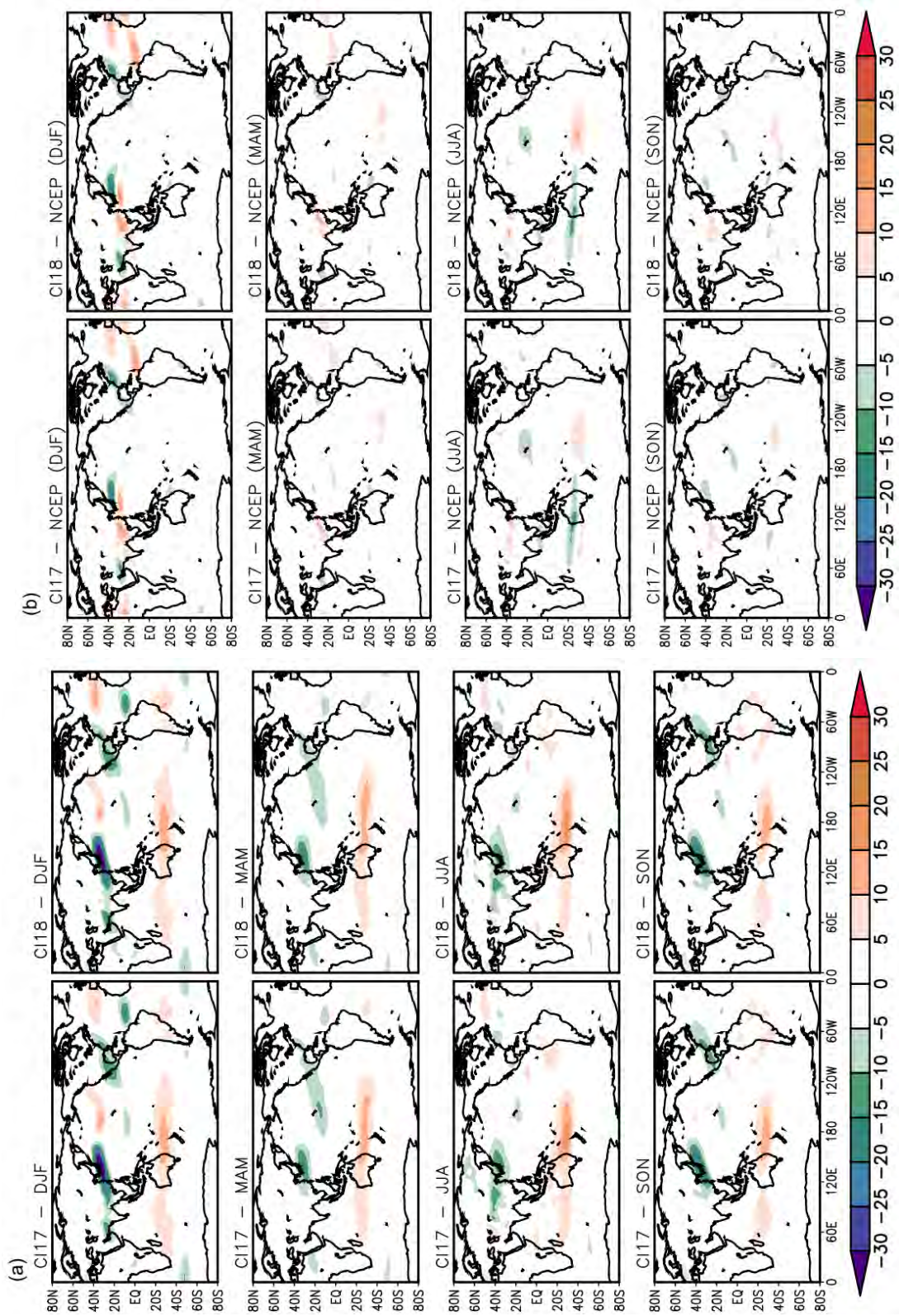


Figura 5.10 - Campos sazonais climatológicos (1980-2001) de termo S_2 (10^{-11} s^{-2}) em 200 hPa (a) para as rodadas CI17 e CI18 e (b) as diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR.

5.1.1.3 Análise de compostos

A seguir é apresentada a análise de compostos para os eventos com máximos valores simulados de fontes de ondas de Rossby, de agora em diante denominados de S_M+ . As configurações dos compostos obtidas para as rodadas CI17 e CI18 foram similares e, dessa forma, somente são mostrados os compostos para a CI17. O critério de seleção dos eventos é descrito na Seção 3.2.1.2. O número de dias selecionados para a rodada CI17 em cada estação é mostrado na Tabela 5.1. A estação com o maior número de dias selecionados variou de acordo com a área analisada, sendo MAM para as áreas A e B e JJA para a área C.

Tabela 5.1 - Número de dias selecionados para eventos S_M+ para a rodada CI17.

	Área A	Área B	Área C	Área D
DJF	84	102	97	95
MAM	103	119	102	
JJA	100	99	107	
SON	98	105	91	

Os padrões espaciais dos compostos para o dia com máximo valor de fonte de ondas (dia 0) das anomalias diárias de fonte de ondas de Rossby para a rodada CI17 nas áreas do HS (Anexo A, Figuras A.1a, A.2a, A.3a) não apresentaram máximos localizados em apenas uma área, mas espalhados por todo o hemisfério. Um fator que pode ter contribuído para isso foi a presença de fontes de ondas sobre a costa oeste da América do Sul e Pacífico Sul que não foram identificadas nos dados de reanálise (Figura 5.8). Essas fontes foram em geral mais intensas do que as fontes sobre as áreas A, B e C, o que mascarou os efeitos decorrentes dos máximos de fontes de ondas nessas áreas. Dessa forma, os compostos para o dia 0 das anomalias diárias de outros campos, tais como vento zonal e meridional em 200 hPa, geopotencial em 200 hPa e ROL (Anexo A, Figuras A.1, A.2 e A.3) também não mostraram um padrão localizado em uma área. Esse fato pode interferir diretamente no padrão de propagação das ondas e seus efeitos sobre a circulação atmosférica. Os gráficos dos compostos para os dias anteriores e posteriores ao máximo para essas áreas (não mostrados) apresentaram comportamento similar ao identificado nos compostos para o dia 0, não permitindo a identificação de um padrão de ondas bem definido.

No entanto, para a área D no HN, os padrões dos compostos para o dia 0 de fonte de ondas de Rossby e vento meridional em 200 hPa (Figura 5.11) apresentaram

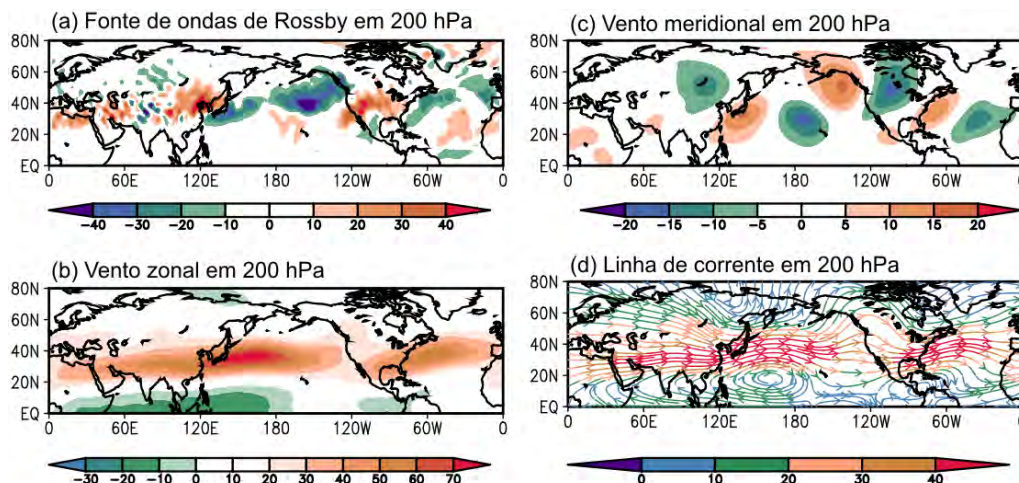


Figura 5.11 - Compostos para a rodada CI17 na área D em DJF de (a) fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$), (b) vento zonal (m s^{-1}), (c) vento meridional (m s^{-1}) e (d) linha de corrente (m s^{-1}) em 200 hPa.

máximos localizados sobre uma área e foram muito similares aos padrões encontrados na análise observacional (Figura 5.8). Uma possível explicação pode estar no fato de que o padrão espacial das fontes de ondas simuladas neste hemisfério foi bem semelhante ao padrão obtido com os dados de reanálise. Além da fonte de ondas de Rossby sobre o leste da Ásia, também foi possível identificar fontes sobre a Península Arábica e sobre a América do Norte. Os máximos valores de fonte de ondas de Rossby sobre a área D foram associados a ventos intensos em 200 hPa (Figura 5.11b) sobre o Pacífico Norte e um padrão de ondas desde o centro da Ásia até o Atlântico Norte, visualizado no campo de vento meridional em 200 hPa (Figura 5.11c).

A análise de compostos para as fontes de ondas simuladas não pode ser tão abrangente como a realizada na Seção 4.2.4 porque para as três áreas no HS não foi possível identificar um padrão bem definido nos campos analisados. Como já mencionado, as fontes de ondas sobre o oeste da América do Sul e Pacífico Sul nos resultados do modelo não ocorrem nas observações e podem ter interferido no padrão geral dos compostos. O padrão espacial dos compostos na área D foi melhor definido e similar ao observado pois as fontes foram melhor simuladas no HN. Na próxima seção são apresentados os resultados do experimento ATSM em que buscou-se investigar o efeito das fontes de calor sobre a circulação atmosférica e as fontes de ondas de Rossby.

5.1.2 Experimento ATSM

Nessa seção, são apresentados os resultados do experimento ATSM, realizado no intuito de avaliar os efeitos de uma fonte de calor sobre a circulação atmosférica e, em especial, sobre a geração e propagação de ondas de Rossby. Primeiramente, são apresentados os resultados da rodada CONTROLE, em que o modelo foi forçado com TSMs climatológicas, para avaliar a habilidade do modelo em simular o comportamento médio da atmosfera para o trimestre dezembro-janeiro-fevereiro (DJF). De modo geral, o modelo foi hábil em capturar as principais características atmosféricas típicas desse trimestre, tais como as correntes de jato mais intensas no hemisfério de inverno, os máximos de precipitação sobre as zonas de convergência e as fontes de ondas sobre o leste da Ásia, Pacífico Oeste e América do Sul. Essas características simuladas pelo modelo são discutidas em mais detalhes a seguir.

A Figura 5.12 mostra os campos médios em DJF do vento zonal e meridional nos níveis de 200, 500 e 850 hPa. As principais características observadas são as correntes de jato sobre o Pacífico e Atlântico Norte, o cinturão de ventos de oeste em latitudes médias no HS, os alísios em baixos níveis e a propagação de trens de ondas entre a Ásia e o Pacífico Norte e entre a América do Norte e o Atlântico Norte. Outro ponto a ser destacado é a estrutura vertical barotrópica do vento meridional.

Os campos médios em DJF para a fonte de ondas de Rossby e suas componentes são mostrados na Figura 5.13. A divergência e os fluxos divergentes associados com as zonas de convergência podem ser identificados em (a) e (b), respectivamente. Regiões com convergência em altos níveis estão localizadas sobre as regiões de subsidência das células de Hadley e Walker. Um forte gradiente de vorticidade absoluta (Figura 5.13c) também é identificado sobre o leste da Ásia e Pacífico Norte, sendo associado à corrente de jato subtropical. Todas essas características contribuíram para as fontes de ondas de Rossby sobre o leste da Ásia, Pacífico Oeste e América do Sul (Figura 5.13d). No entanto, é importante ressaltar a diferença entre as intensidades das fontes de ondas de Rossby sobre o Pacífico Oeste e leste da Ásia. Essa característica, já observada nos campos observados apresentados nas Seções 4.2 e 4.2.2, será importante nas análises do experimento ATSM que serão mostrados a seguir. Também ficou evidenciado que o principal responsável pela geração das ondas no leste da Ásia foi o termo $S1$, enquanto que para o Pacífico Oeste a principal contribuição veio do termo $S2$ (Figura 5.13e,f).

A Figura 5.14 mostra os campos médios em DJF de pressão ao nível do mar, precipitação total e convectiva, calor sensível e latente e ROL. O campo médio de pressão

ao nível do mar (Figura 5.14a) mostra o contraste no HN entre as baixas sobre o oceano em latitudes altas e as altas sobre o continente, devido ao contraste térmico entre as baixas temperaturas sobre o continente e as temperaturas mais altas sobre o oceano. No HS, é possível notar as altas subtropicais semi-permanentes sobre os oceanos, relacionadas ao ramo descendente da célula de Hadley. Os principais máximos de precipitação (Figura 5.14b,c) foram localizados sobre as zonas de convergência Intertropical, do Pacífico Sul, do Índico Sul e do Atlântico Sul, sendo de natureza convectiva, e sobre os oceanos Pacífico e Atlântico Norte. O fluxo de calor sensível (Figura 5.14d) foi maior sobre as áreas continentais no HS e também na costa oeste dos oceanos Pacífico e Atlântico Norte. Já o fluxo de calor latente (Figura 5.14e) apresentou valores maiores do que 100 W m^{-2} em todo o oceano tropical, com máximos expressivos na costa oeste dos oceanos Pacífico e Atlântico Norte. Valores de fluxo de calor latente entre 100 e 150 W m^{-2} foram observados sobre as regiões de floresta na América do Sul e de savana e floresta no sul da África. Os grandes fluxos de calor sensível e latente sobre os oceanos Pacífico e Atlântico Norte devem-se à presença das correntes oceânicas quentes de Kuroshio e do Golfo, respectivamente, que perdem calor para a atmosfera devido ao ar frio e seco advectado pelos ventos de oeste. Nesse mesmo gráfico, também é possível visualizar o campo de ROL (Figura 5.14f) que é concordante com o campo de precipitação convectiva sobre os trópicos.

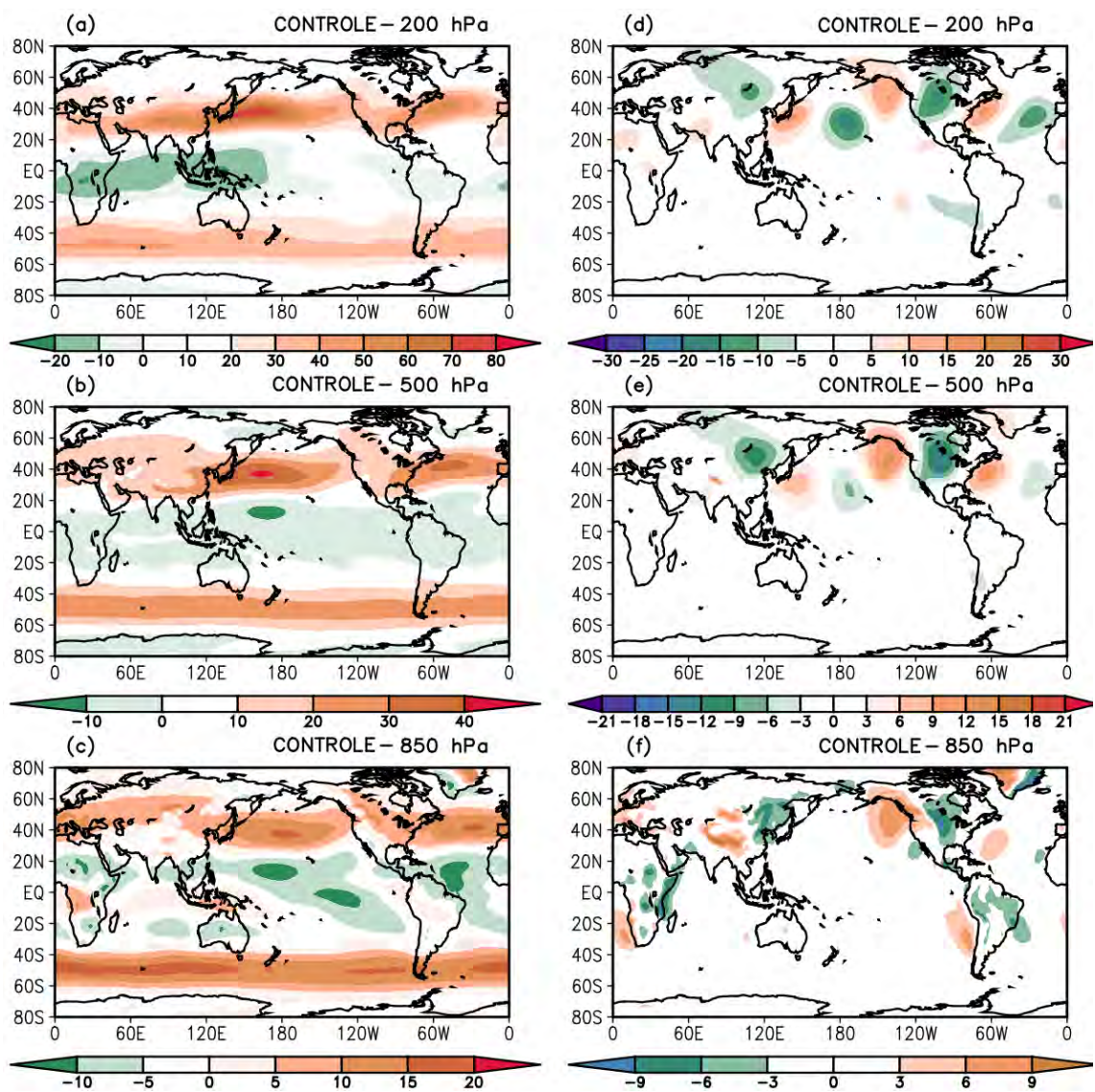


Figura 5.12 - Campos médios para a rodada CONTROLE em DJF de vento zonal (m s^{-1}) em (a) 200, (b) 500 e (c) 850 hPa e vento meridional (m s^{-1}) em (d) 200, (e) 500 e (f) 850 hPa.

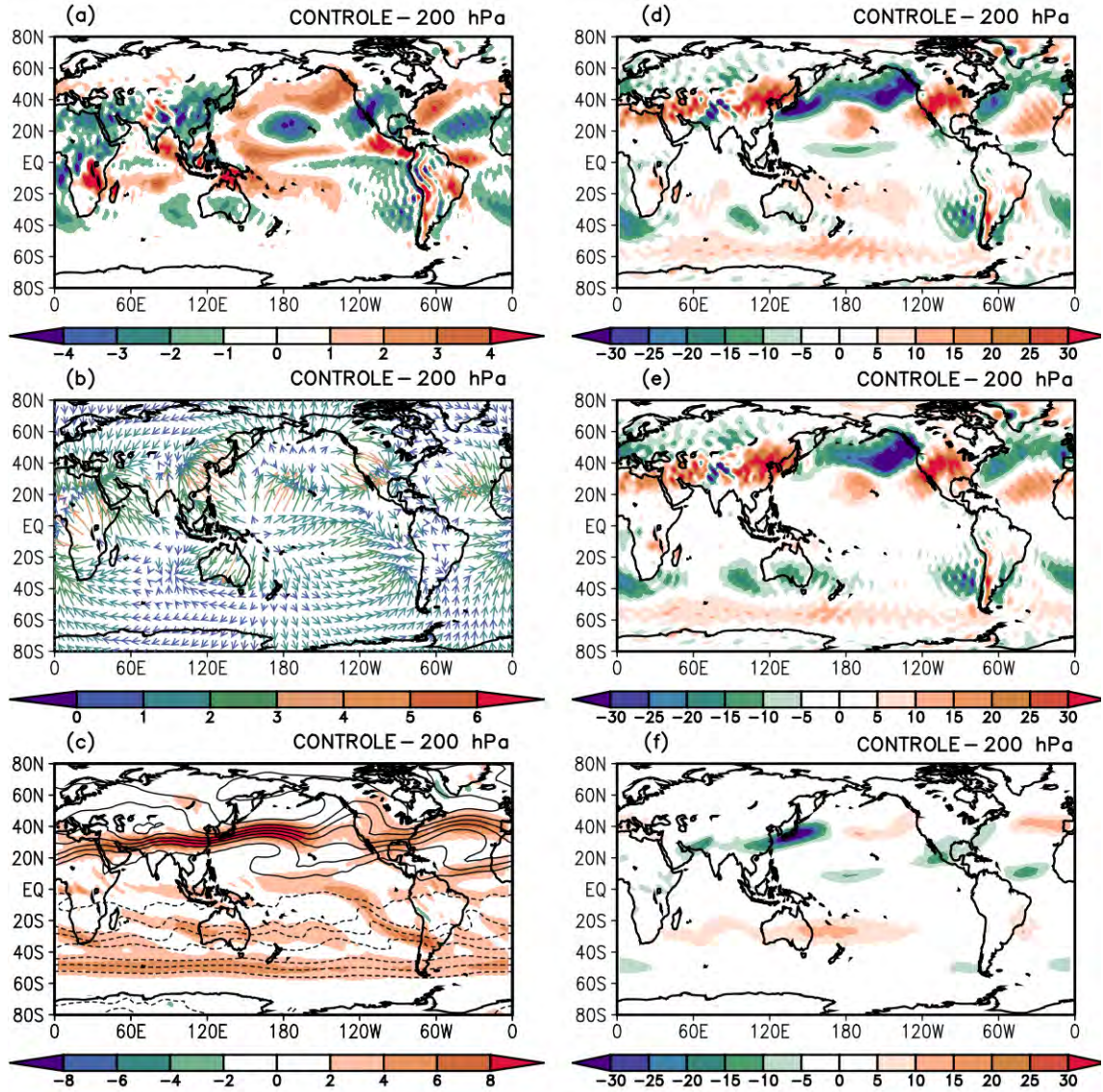


Figura 5.13 - Campos médios para a rodada CONTROLE em DJF de (a) divergência (10^{-6} s^{-1}), (b) vento divergente (m s^{-1}), (c) vorticidade absoluta (10^{-5} s^{-1}) e gradiente de vorticidade absoluta (sombreado, $10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), (d) fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}), (e) termo $S1$ (10^{-11} s^{-2}) e (f) termo $S2$ (10^{-11} s^{-2}) em 200 hPa. O intervalo dos contornos em (c) é de 2 e o contorno de zero não é mostrado.

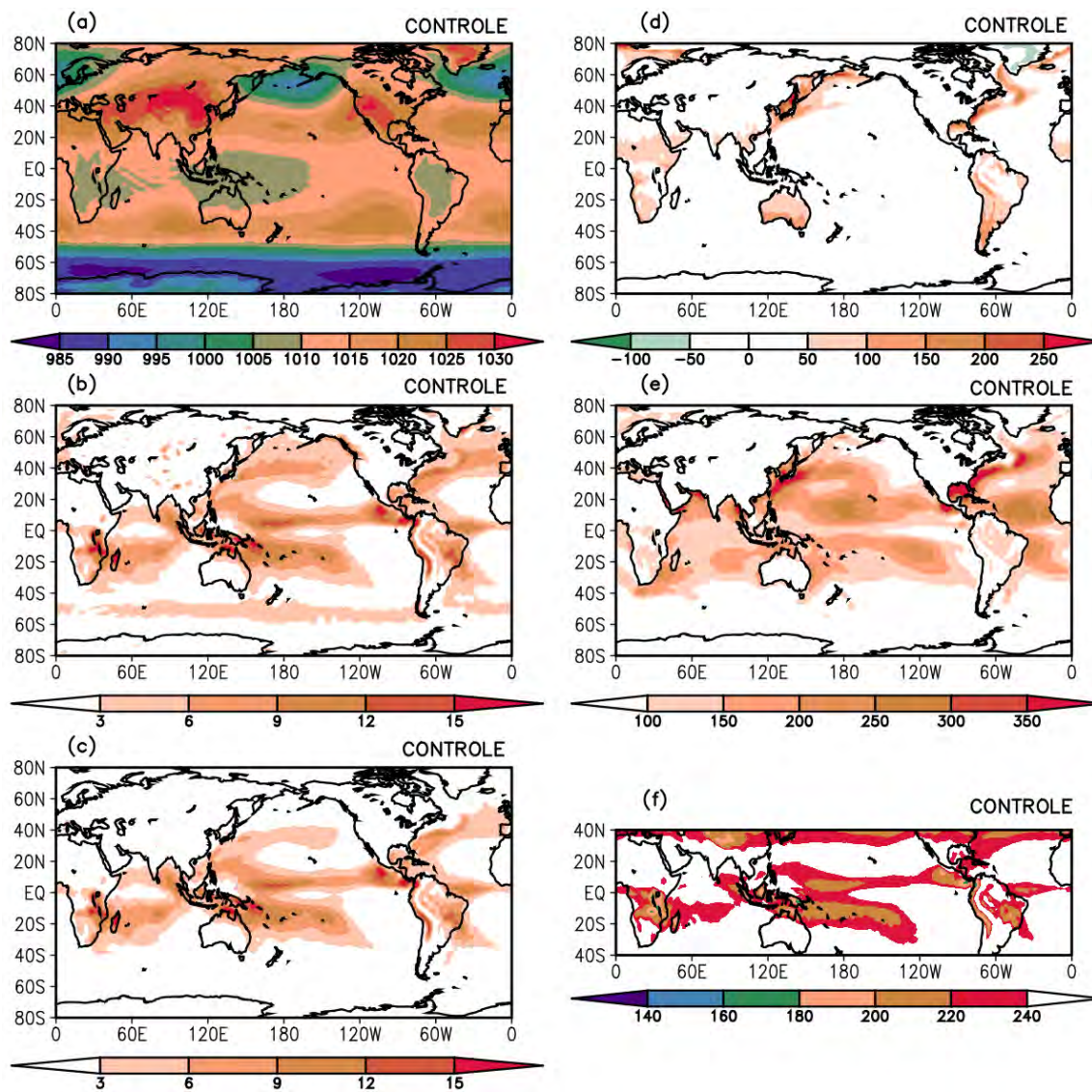


Figura 5.14 - Campos médios para a rodada CONTROLE em DJF de (a) pressão ao nível do mar (hPa), (b) precipitação (mm dia⁻¹), (c) precipitação convectiva (mm dia⁻¹), (d) calor sensível (W m⁻²), (e) calor latente (W m⁻²) e (f) ROL (W m⁻²).

A seguir são apresentados os resultados referentes às simulações em que o modelo foi forçado com TSMs acima do normal sobre o Pacífico Oeste (rodada PAC). As Figuras 5.15 a 5.20 mostram os campos médios em DJF da diferença entre as rodadas CONTROLE e PAC para diversas variáveis.

O aquecimento das águas sobre o Pacífico Oeste teve como efeito imediato o aumento do movimento vertical em 500 hPa (Figura 5.15a) e da convecção sobre a região, identificado pela maior nebulosidade convectiva no campo de ROL (Figura 5.15b). O resultado disso foi um forte fluxo de calor latente (Figura 5.15c) e subsequente aumento da precipitação sobre a região do Pacífico Oeste (Figura 5.15d). Um efeito indireto do aumento da convecção sobre o Pacífico Oeste foi a redução da precipitação sobre a região tropical associada à ZCIT. Isso ocorreu devido à redução do movimento vertical em 500 hPa e da nebulosidade convectiva sobre essa região. A maior quantidade de calor disponível provocou o aquecimento da atmosfera em todos os níveis sobre os trópicos e também sobre o Pacífico extratropical em altos níveis (Figura 5.17a, b, c), provavelmente devido à advecção de temperatura pelo forte fluxo divergente decorrente do aumento da convecção sobre o Pacífico Oeste. O aumento da temperatura do ar provocou a elevação da altura geopotencial (Figura 5.17d, e, f), principalmente em altos níveis sobre a região equatorial e Pacífico Oeste. Nos subtrópicos, em cerca de 40°, houve redução da temperatura e do geopotencial em todos os níveis.

A maior convecção sobre o Pacífico Oeste levou à intensificação dos ramos ascendentes das células da Hadley e Walker localizados nessa região, com forte movimento vertical ascendente em todos os níveis (Figura 5.16). Em razão disso, os ramos subsidentes da célula de Hadley nos subtrópicos também foram mais intensos, contribuindo para o fortalecimento das altas subtropicais sobre os oceanos Pacífico e Índico. No entanto, o ramo subsidente da célula de Walker sobre o Pacífico Leste foi enfraquecido, assim como a ascensão sobre a América do Sul.

O aumento da convecção sobre o Pacífico Oeste também provocou alterações na circulação atmosférica, especialmente em 200 hPa (Figura 5.18). A principal mudança foi a ausência das circulações anticiclônicas em 200 hPa sobre o Pacífico Oeste e América do Sul. Ao invés disso, o campo de linhas de corrente para a rodada PAC foi caracterizado pela presença de cristas sobre o Pacífico Oeste Norte e Sul e um forte escoamento de oeste sobre o norte da América do Sul. As circulações anticiclônicas em 850 hPa associadas às altas subtropicais também sofreram alterações, principalmente sobre o oceano Pacífico no HS e América do Sul. A ausência das circulações

anticiclônicas sobre o Pacífico Oeste parece indicar que os campos apresentados mostram uma resposta transiente devido ao pouco tempo de rodada (3 meses) e ainda não teria sido possível o estabelecimento dessas circulações.

As alterações nas células de circulação levaram a mudanças nos campos de vento zonal e meridional (Figura 5.19). Os campos de vento zonal (Figura 5.19a, b, c) mostram que houve uma redução dos ventos de leste nos trópicos nos níveis de 200 e 500 hPa e dos ventos de oeste nos subtropicais em todos os níveis. Para os campos de vento meridional (Figura 5.19d, e, f), a divergência em altos níveis no Pacífico Oeste resultante da maior convecção sobre a região levou a formação de trens de ondas em ambos hemisférios, com estrutura vertical barotrópica no HS. No HN, o trem de ondas localizou-se entre o Pacífico Oeste e a América do Norte. O trem de ondas no HS apresentou uma configuração do tipo PSA entre o Pacífico Oeste e a América do Sul. O mecanismo associado à formação desses trens de ondas está relacionado ao aumento da divergência em altos níveis, conforme esquematizado por Trenberth et al. (1998) e exposto na Seção 2.3. Esses resultados também se mostraram concordantes com os encontrados por Sardeshmukh e Hoskins (1988) com um modelo simples, em que uma região circular de divergência sobre o Pacífico Oeste, centrada no equador, induziu padrões de ondas em ambos hemisférios e anomalias de fontes de ondas de Rossby a norte da Austrália, sobre a região com divergência.

Além disso, a presença de águas mais quentes sobre o Pacífico Oeste alterou o padrão das fontes de ondas de Rossby e suas componentes (Figura 5.20). A divergência em altos níveis (Figura 5.20a) foi intensificada sobre o Pacífico Oeste, o que aumentou o fluxo divergente (Figura 5.20b) sobre a região. No entanto, a divergência foi reduzida sobre a Austrália, costa oeste do Pacífico Norte e América do Sul. O gradiente de vorticidade absoluta (Figura 5.20c) sobre as correntes de jato subtropicais também foi reduzido. O efeito do aumento da convecção e do vento divergente no Pacífico Oeste sobre as fontes e sumidouros de ondas não foi o mesmo para todas as regiões (Figura 5.20d). As fontes de ondas sobre o leste da Ásia e América do Sul tiveram pequena diminuição na intensidade, devido à redução do termo $S1$ (Figura 5.20e). Sobre a América do Norte e norte da África, a redução na intensidade das fontes foi maior. Nessas regiões, o fator que contribuiu para essa redução também foi o termo $S1$, uma vez que por causa da alteração da circulação, houve uma redução da convergência sobre essas regiões. A intensidade do sumidouro de ondas localizado a leste da Ásia, no Pacífico Norte, foi menor devido à redução da divergência sobre a região.

Por causa da grande diferenças entre as intensidades das fontes de ondas de Rossby sobre o leste da Ásia e Pacífico Oeste, conforme visto no experimento CONTROLE (Figura 5.13d), torna-se difícil avaliar na Figura 5.20d se há variação na fonte de ondas sobre o Pacífico Oeste, conforme identificado por Sardeshmukh e Hoskins (1988). Assim, a Figura 5.21 mostra as diferenças entre as rodadas PAC e CONTROLE de fonte de ondas de Rossby e termos $S1$ e $S2$ para um domínio menor compreendendo a região do Pacífico Oeste. Dessa forma, foi possível visualizar uma fonte de ondas de Rossby anômala sobre o Pacífico Oeste, próxima à Indonésia, que está associada aos trens de ondas identificados na Figura 5.19d,e,f. Essa fonte de ondas teve contribuição de ambos os termos $S1$ e $S2$.

O efeito do aumento da TSM no Pacífico Oeste sobre a circulação atmosférica média de DJF e sobre as fontes de ondas de Rossby e suas componentes foi investigado nesta seção. As principais alterações identificadas sobre o Pacífico Oeste foram o aumento do movimento vertical, convecção, precipitação, divergência e fluxo divergente em altos níveis. Essas mudanças levaram à propagação de trens de ondas de Rossby em ambos hemisférios e a alterações nas circulações de Walker e Hadley. Uma fonte de ondas de Rossby anômala sobre o Pacífico Oeste, próxima à região com máxima divergência, estimulou esses trens de ondas em ambos hemisférios. Através desses mecanismos, algumas regiões remotas também foram influenciadas pelo aumento da TSM no Pacífico Oeste. Alguns desses efeitos consistiram na redução da precipitação sobre a ZCIT, dos ventos de oeste nos subtrópicos, do gradiente de vorticidade absoluta sobre as correntes de jato subtropicais e da divergência sobre a Austrália, Pacífico Norte e América do Sul. Além disso, devido às mudanças nos campos de divergência, vento divergente e vorticidade absoluta, as fontes de ondas sobre o leste da Ásia e América do Sul e sumidouros sobre o Pacífico Norte e a leste da Ásia tiveram sua intensidade reduzida. No entanto, essas mudanças foram maiores no HN, em parte porque o escoamento médio é mais forte nesse hemisfério em DJF. Uma sugestão para trabalhos futuros inclui a repetição do experimento ATSM mas com o escoamento básico de JJA, além de selecionar outras áreas para introdução das anomalias de TSM.

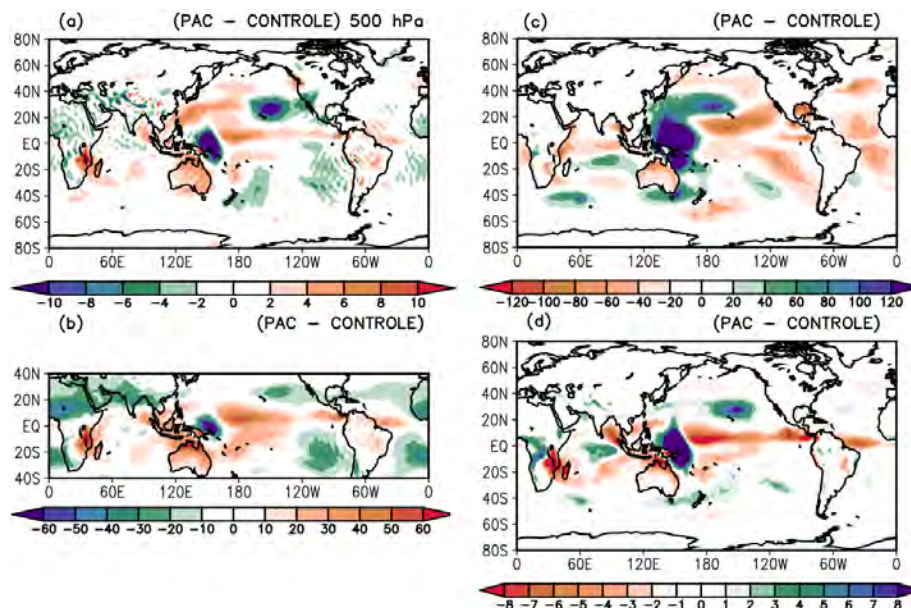


Figura 5.15 - Campos da diferença entre a média em DJF para as rodadas PAC e CONTROLE de (a) ω ($10^{-5} \text{ hPa s}^{-1}$) em 500 hPa, (b) ROL (W m^{-2}), (c) calor latente (W m^{-2}) e (d) precipitação (mm dia^{-1}).

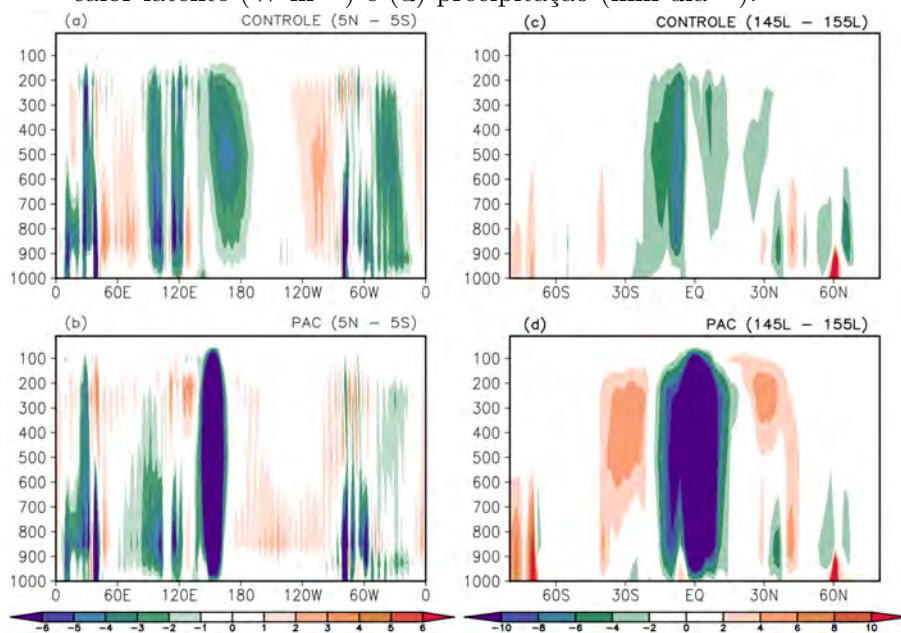


Figura 5.16 - À esquerda: perfil vertical médio entre 5°N e 5°S do movimento vertical (sombreado, $10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$) para as rodadas CONTROLE e PAC. À direita: perfil vertical médio entre 145°L e 155°L do movimento vertical (sombreado, $10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$) para as rodadas CONTROLE e PAC.

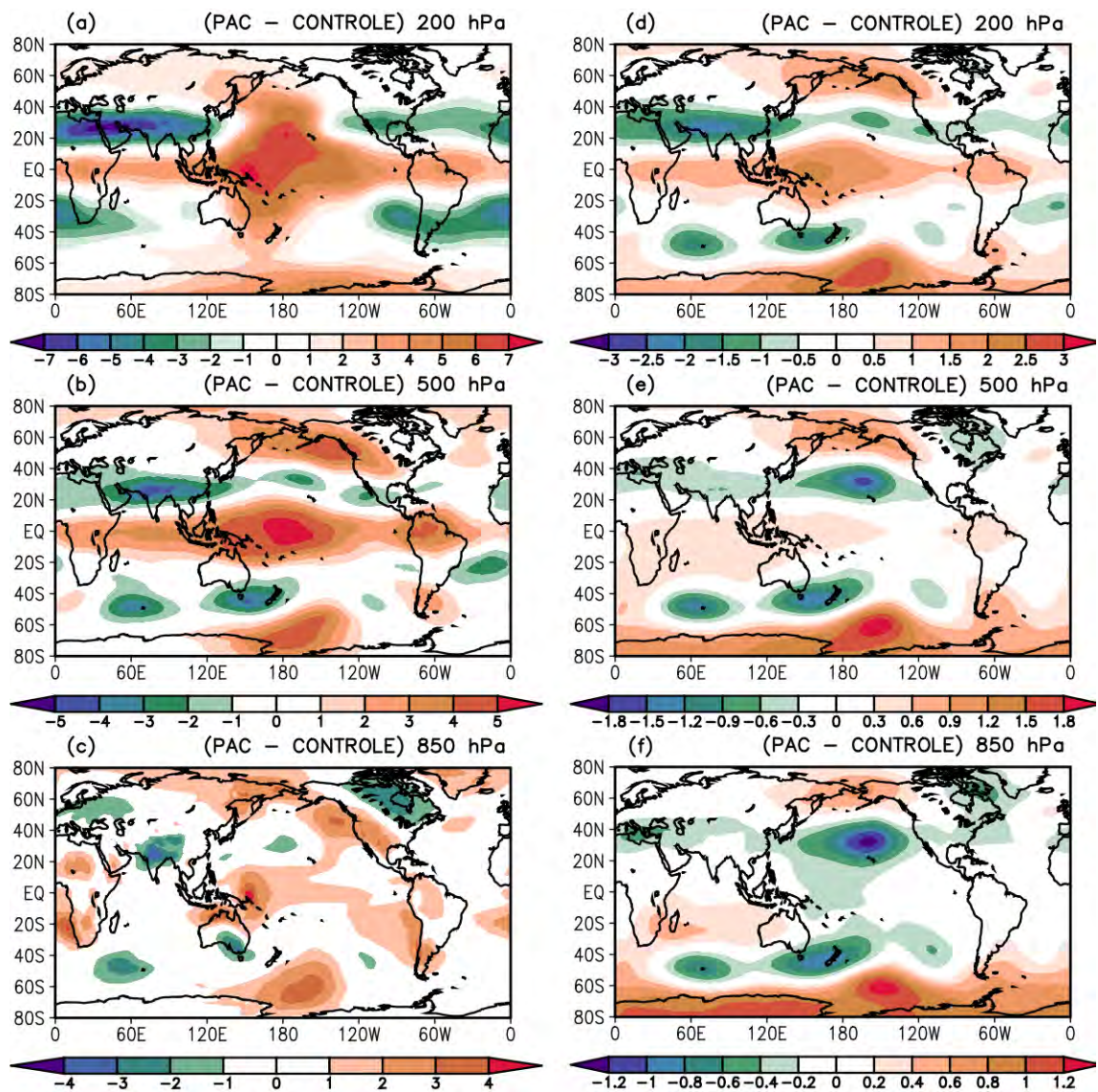


Figura 5.17 - Idem Figura 5.15, mas para temperatura ($^{\circ}\text{C}$) em (a) 200, (b) 500 e (c) 850 hPa e geopotencial (10^2 m) em (d) 200, (e) 500 e (f) 850 hPa.

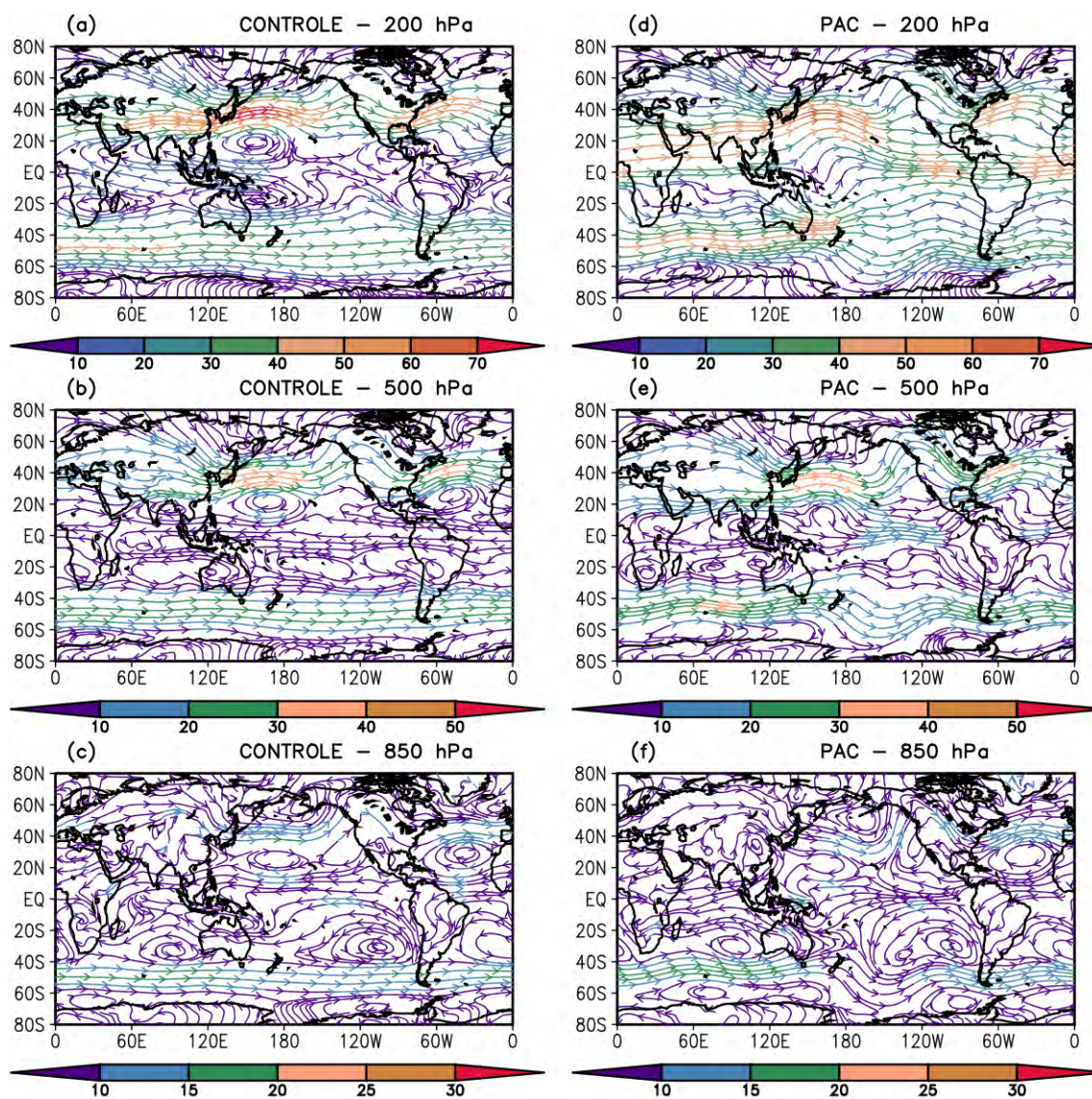


Figura 5.18 - Campos médios em DJF de linha de corrente (m s^{-1}) para as rodadas CONTROL e PAC em 200, 500 e 850 hPa.

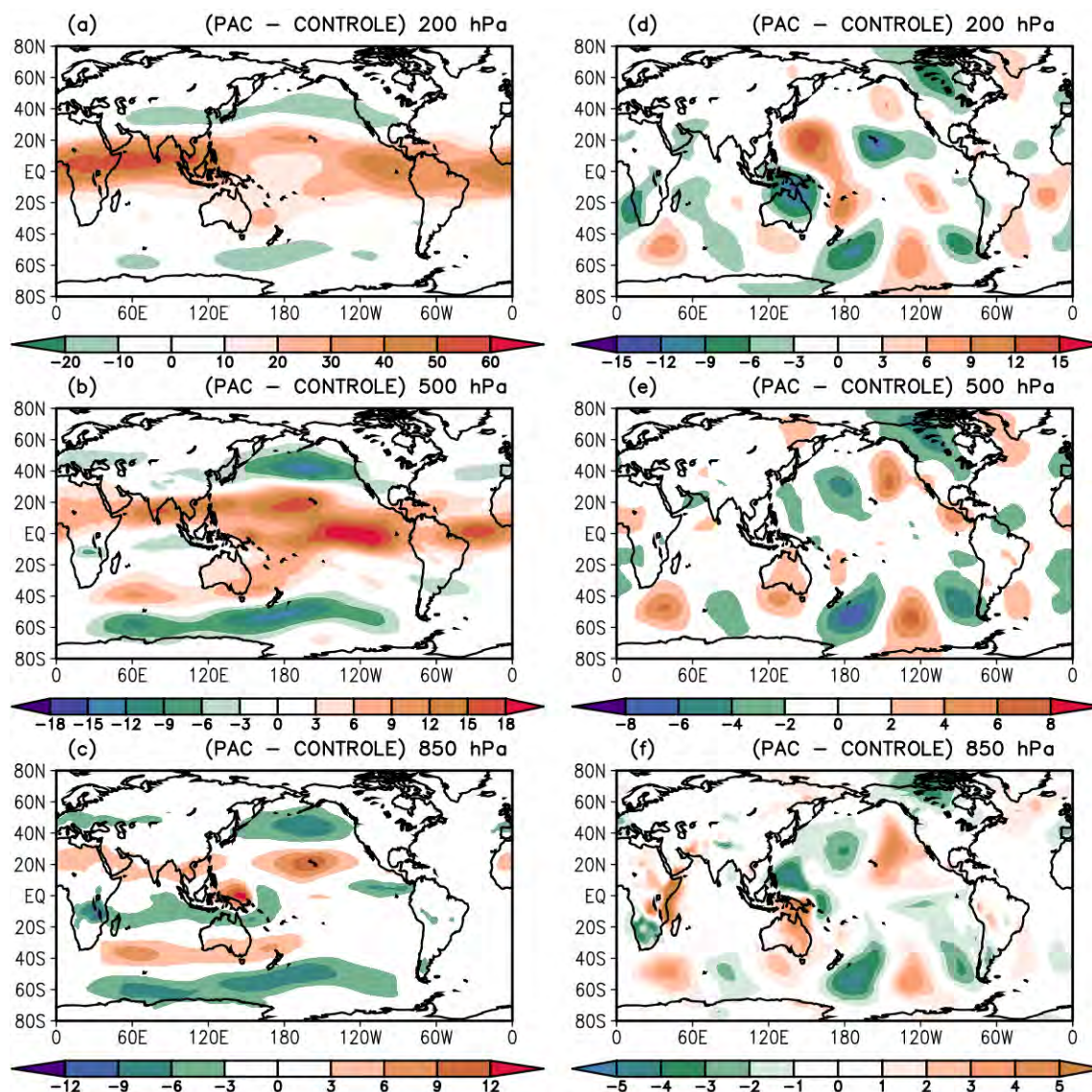


Figura 5.19 - Idem Figura 5.15, mas para vento zonal (m s^{-1}) em (a) 200, (b) 500 e (c) 850 hPa e vento meridional (m s^{-1}) em (d) 200, (e) 500 e (f) 850 hPa.

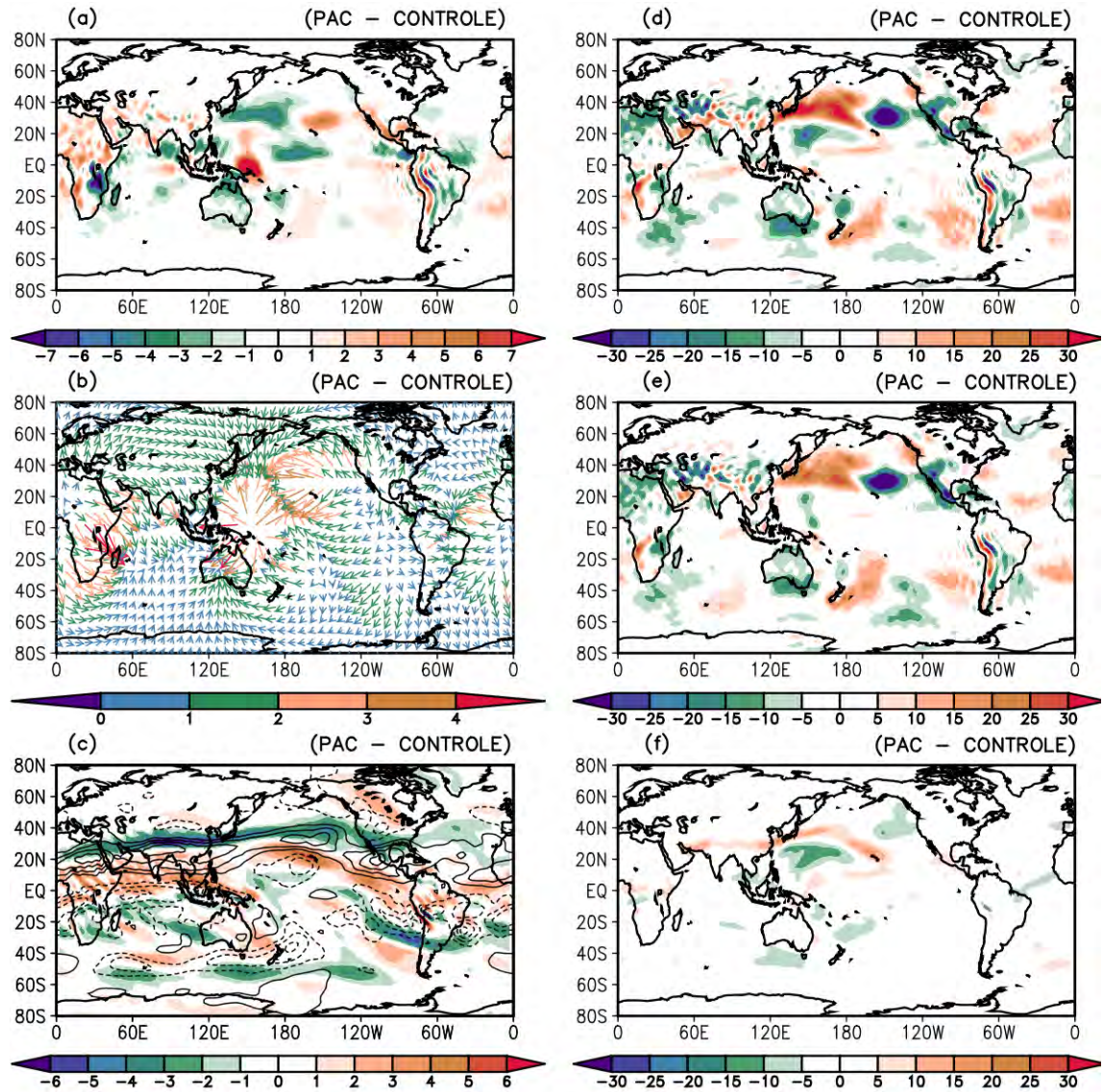


Figura 5.20 - Idem Figura 5.15, mas para (a) divergência (10^{-6} s^{-1}), (b) vento divergente (m s^{-1}), (c) vorticidade absoluta (10^{-5} s^{-1}) e gradiente de vorticidade absoluta (sombreado, $10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), (d) fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}), (e) termo $S1$ (10^{-11} s^{-2}) e (f) termo $S2$ (10^{-11} s^{-2}) em 200 hPa.

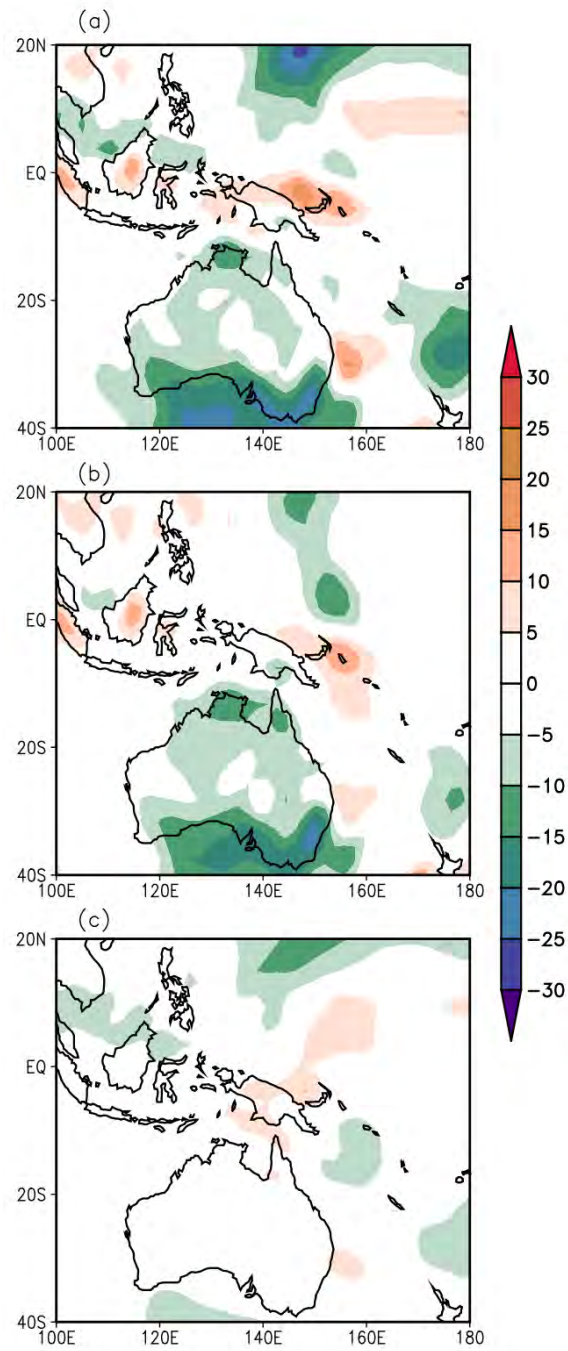


Figura 5.21 - Idem Figura 5.15, mas para (a) fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}), (b) termo $S1$ (10^{-11} s^{-2}) e (c) termo $S2$ (10^{-11} s^{-2}) em 200 hPa sobre o domínio compreendido entre 40°S-20°N e 100°L-180°L.

5.2 HadGEM2-ES - Met Office

As análises apresentadas nesta seção avaliam as mudanças futuras das fontes de ondas de Rossby e suas componentes em função do aumento da concentração dos gases do efeito estufa. Nesta análise foram utilizadas as saídas dos experimentos histórico e RCP 2.6, 4.5 e 8.5 produzidas pelo modelo do sistema terrestre HadGEM2-ES. Este modelo foi primeiramente avaliado com relação à habilidade em simular as principais características do clima presente, incluindo as fontes de ondas de Rossby e suas componentes.

5.2.1 Experimento histórico

5.2.1.1 Campos climatológicos

Os campos sazonais de magnitude do vento e linhas de corrente em 250 hPa simulados pelo HadGEM2-ES e as diferenças com relação aos campos calculados com a reanálise do NCEP/NCAR são mostrados na Figura 5.22. O modelo simulou bem as regiões com máximos ventos sobre o leste da Ásia, América do Norte e Austrália, associadas às correntes de jato subtropicais. Alguns aspectos da circulação em altos níveis foram reproduzidos pelo modelo, tais como o escoamento mais zonal no HS, a alta da Bolívia e a circulação anticiclônica sobre o Pacífico Oeste associada à divergência em altos níveis. No entanto, há algumas diferenças com relação aos campos obtidos a partir dos dados de reanálise. A intensidade do vento foi superestimada ao norte da Índia em DJF e ao sul da Austrália em todas as estações. Em JJA, a magnitude do vento foi subestimada em latitudes médias no HN, indicando uma circulação mais fraca do que a observada nessa estação. Por outro lado, os ventos foram mais intensos a sudoeste da Austrália, sul da África e América do Sul.

Para avaliar a habilidade do modelo em simular os movimentos verticais, a convecção e a nebulosidade são mostrados os campos sazonais de omega em 500 hPa e ROL simulados e as diferenças com relação aos campos obtidos com a reanálise do NCEP/NCAR e NOAA, respectivamente (Figura 5.23). O intenso movimento ascendente e nebulosidade convectiva indicada pela ROL sobre as zonas de convergência nos trópicos foram reproduzidos pelo modelo. No entanto, a nebulosidade foi menor que a indicada pelos dados da NOAA para essas regiões. Sobre o Índico, próximo à costa leste da África, o modelo simulou em SON e DJF um intenso movimento ascendente e nebulosidade convectiva que não foram identificados com os dados de reanálise e da NOAA. Os movimentos subsidentes sobre o Pacífico Norte e leste da Ásia em DJF e MAM foram simulados pelo modelo, porém com intensidade maior

que a reanálise.

Por fim, são analisados os campos sazonais simulados de precipitação e temperatura do ar em 1,5 metros (Figura 5.24), variáveis essenciais na avaliação de mudanças climáticas. O modelo simulou bem os principais máximos de precipitação sobre as zonas de convergência nos trópicos, especialmente a ZCAS em DJF e SON, e também os máximos secundários sobre os oceanos Pacífico e Atlântico em latitudes médias. No entanto, a intensidade da precipitação foi superestimada sobre a ZCIT e sobre o Índico em todas as estações, na região detectada com intenso movimento ascendente e nebulosidade. Os campos sazonais de temperatura simulados pelo modelo reproduziram bem o comportamento geral deste, como as regiões com extremos de temperatura na África em JJA e Austrália em DJF. As maiores diferenças foram encontradas nas regiões polares em ambos hemisférios. A temperatura sobre a parte continental no HN foi subestimada em DJF e superestimada em JJA. Sobre a América do Sul, a temperatura simulada em JJA e SON foi menor do que a observada.

As análises realizadas nesta seção com o experimento histórico mostraram que o HadGEM2-ES é um modelo que reproduz bem os principais aspectos da circulação atmosférica e dos campos de precipitação, ROL e temperatura. No entanto, há diferenças entre os campos simulados e calculados com os dados de reanálise de vento zonal em 250 hPa e da temperatura do ar em 1,5 metros. Além disso, o modelo simulou menos convecção sobre as zonas de convergência nos trópicos, mas uma maior quantidade de precipitação sobre as regiões oceânicas equatoriais. Em seguida, é feita a avaliação da habilidade do HadGEM2-ES em simular as fontes de ondas de Rossby e suas componentes.

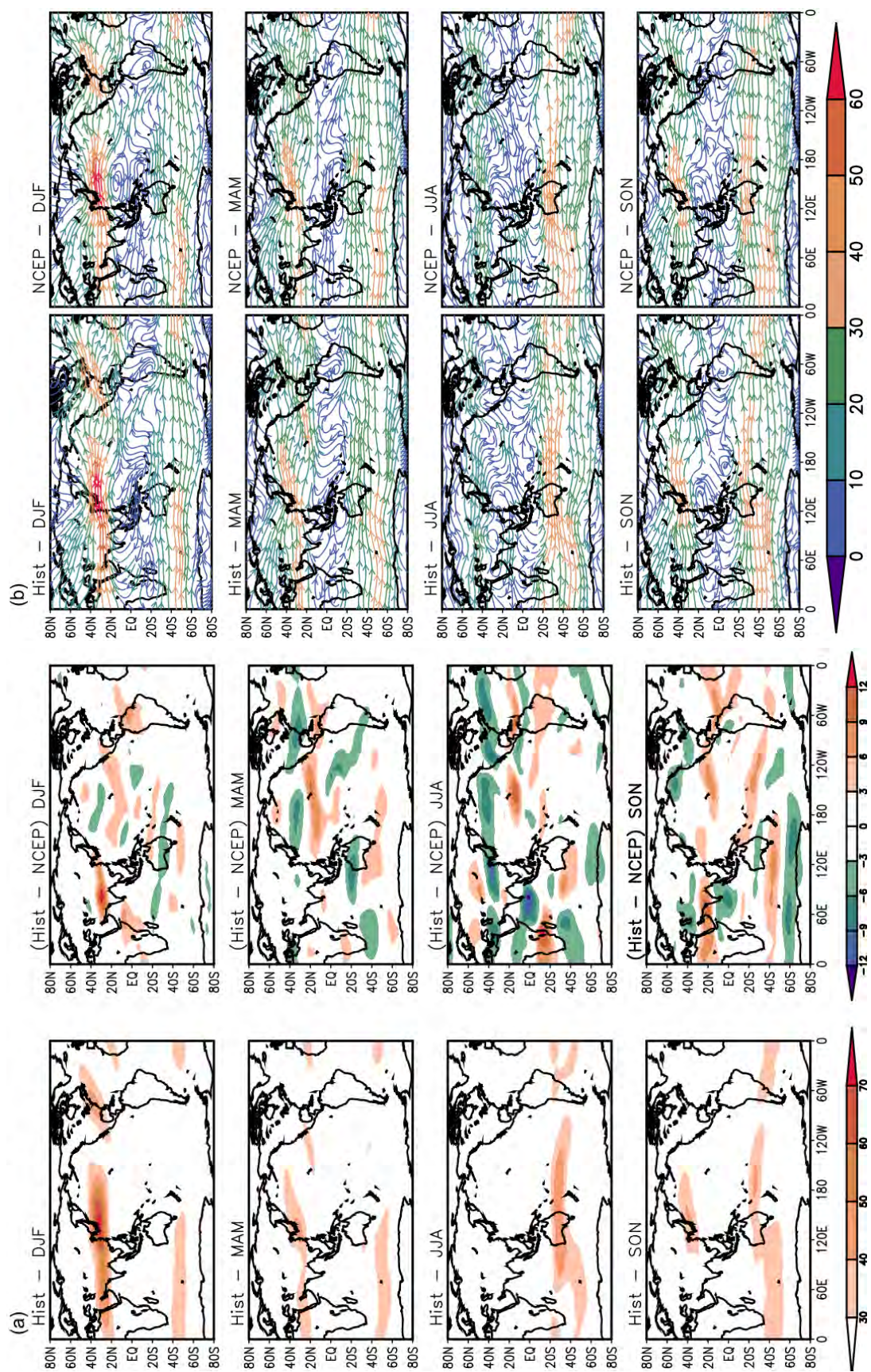


Figura 5.22 - Campos sazonais climatológicos (1979-2004) simulados pelo HadGEM2-ES e diferenças com relação aos dados de reanálise do NCEP/NCAR de (a) magnitude do vento (m s^{-1}) e (b) linha de corrente (m s^{-1}) em 250 hPa.

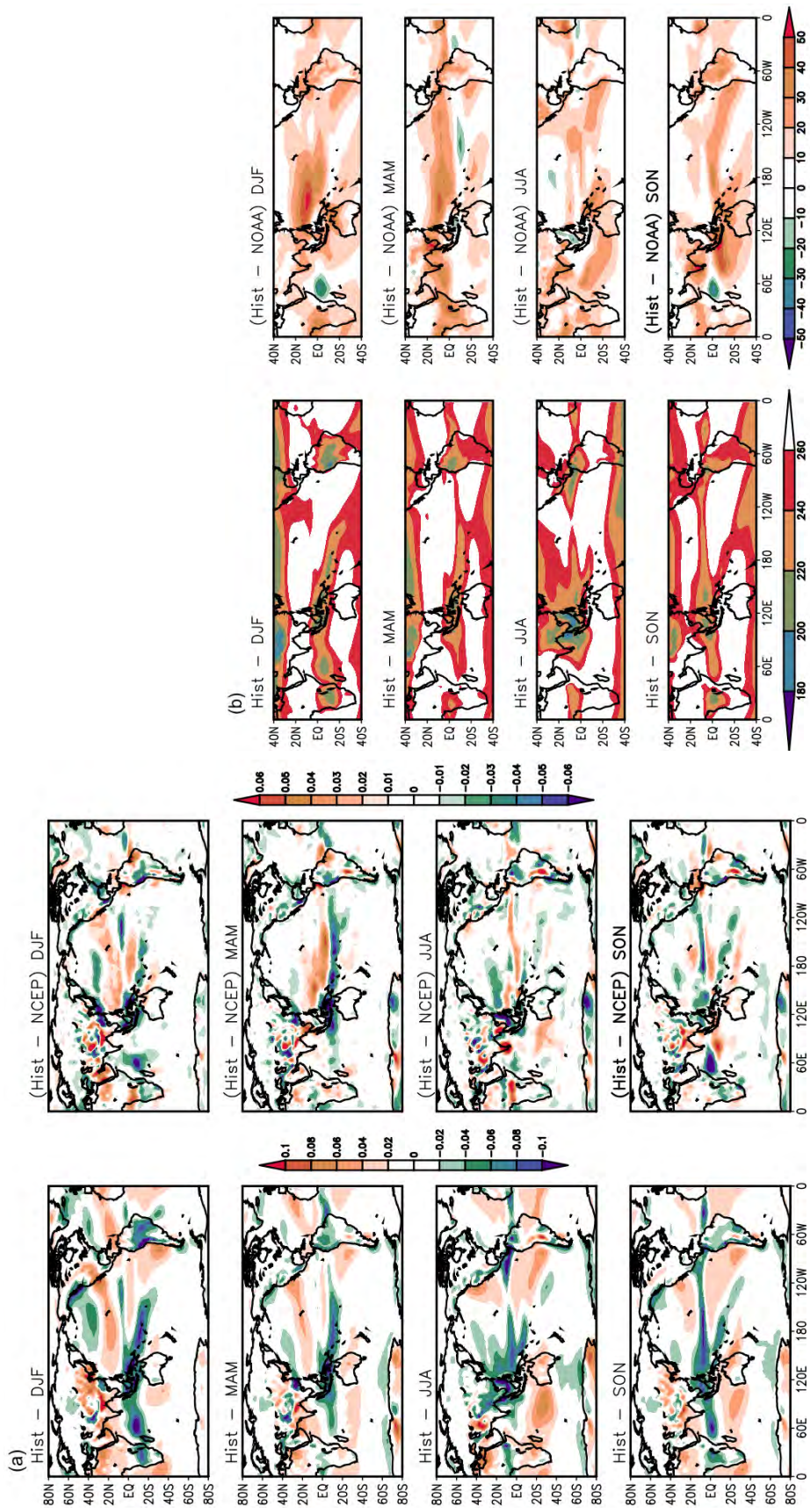


Figura 5.23 - Campos sazonais climatológicos (1979-2004) simulados pelo HadGEM2-ES e diferenças com relação aos dados de reanálise do NCEP/NCAR e da NOAA, respectivamente, de (a) omega em 500 hPa (Pa s^{-1}) e (b) ROL (W m^{-2}).

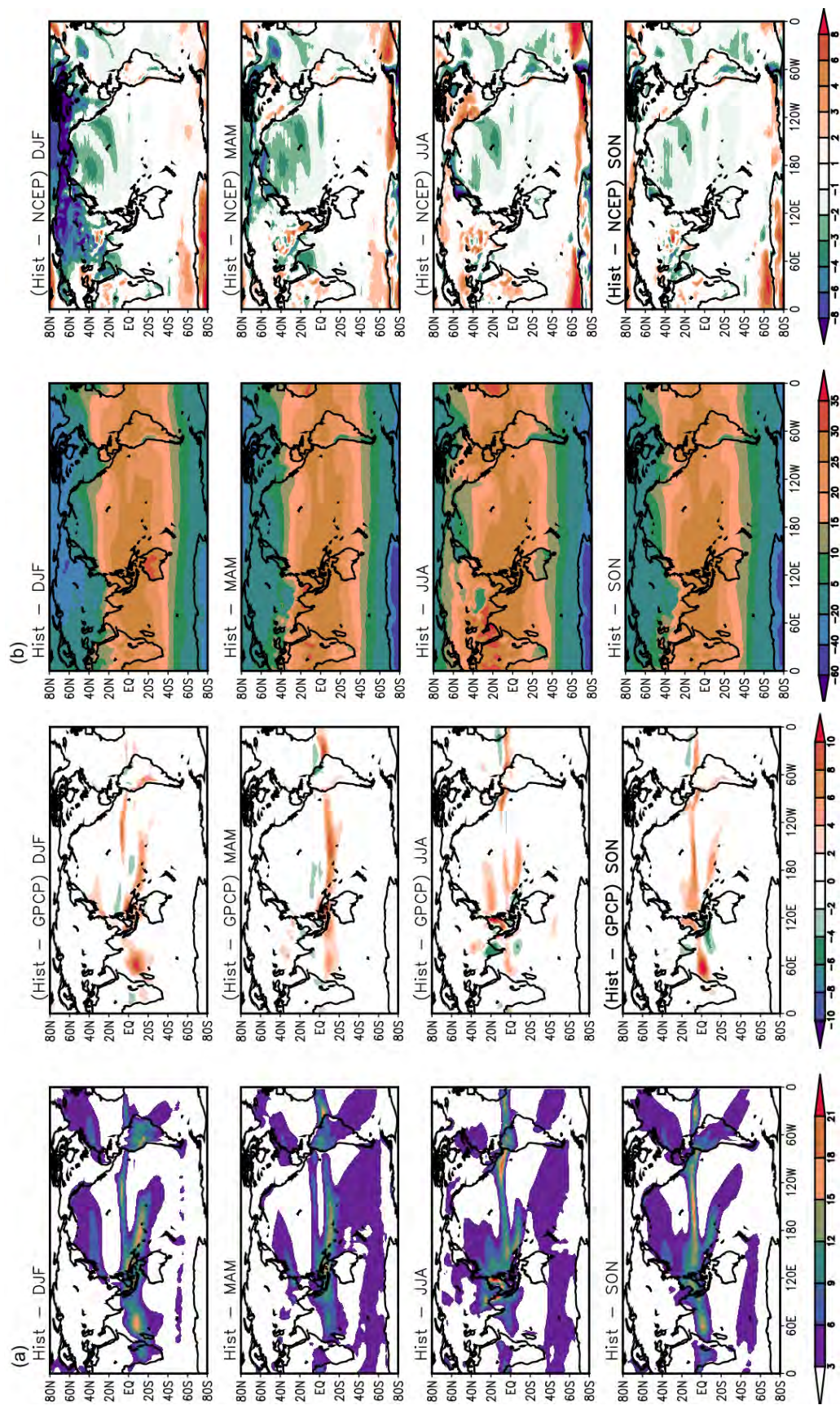


Figura 5.24 - Campos sazonais climatológicos (1979-2004) simulados pelo HadGEM2-ES e diferenças com relação aos dados do GPCP e de reanálise do NCEP/NCAR, respectivamente, de (a) precipitação (mm dia⁻¹) e (b) temperatura do ar em 1,5 metros (°C).

5.2.1.2 Fonte de ondas de Rossby simuladas pelo HadGEM2-ES

A seguir são apresentados os campos sazonais da fonte de ondas de Rossby e suas componentes e as diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise. Os campos sazonais de divergência e vento divergente em 250 hPa são mostrados na Figura 5.25. O modelo reproduziu as regiões com divergência em altos níveis sobre as zonas de convergência, mas a intensidade foi superestimada, o que pode ter como consequência a intensificação das circulações de Walker e Hadley e das fontes de ondas de Rossby. As regiões com convergência em altos níveis, associadas à subsidência das células de Walker e Hadley, também foram simuladas, mas com intensidade maior que a observada. Uma região com intensa divergência, próximo à costa leste da África, foi simulada pelo modelo mas não foi observada nos dados de reanálise. Essa é a mesma região com intensa nebulosidade e precipitação sobre o Índico discutida na seção anterior. O padrão geral dos campos sazonais de vento divergente foi bem similar ao observado, mas o modelo superestimou a intensidade, especialmente sobre o Pacífico Oeste e América do Sul, regiões nas quais o modelo simulou uma divergência maior que a observada.

As regiões com maiores gradientes de vorticidade absoluta (Figura 5.26a), localizadas sobre as correntes de jato, foram bem simuladas, com algumas diferenças em termos de intensidade sobre a Austrália e leste da Ásia. As fontes de ondas de Rossby simuladas pelo modelo e as diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise são mostradas na Figura 5.26b. O modelo reproduziu bem as regiões com fontes de ondas sobre o leste da Ásia e América do Sul em DJF e sobre o Pacífico Oeste e sobre a região ao sul da Austrália em todas as estações, mas em geral a intensidade das fontes foi superestimada. O modelo também reproduziu as fontes sobre os oceanos Pacífico e Atlântico Norte, mas estas estenderam-se mais para oeste em relação aos campos calculados com os dados de reanálise. Uma área de fonte sobre o Índico foi simulada pelo modelo, embora não esteja presente no campo calculado com a reanálise e pode estar relacionada à intensa divergência simulada pelo modelo. Os sumidouros de ondas sobre o Pacífico e Atlântico Norte também foram simulados, mas com intensidade maior que a observada.

Os campos sazonais dos termos $S1$ e $S2$ são mostrados na Figura 5.27. Para o termo $S1$, as regiões de sumidouro no HS nos subtrópicos estenderam-se por uma região maior, assim como a fonte de ondas sobre o Pacífico Norte para todas as estações. Em geral, a intensidade das fontes e sumidouros simuladas foi maior do que nas observações. Com relação ao termo $S2$, as diferenças foram menores, mas

a fonte sobre o Pacífico Oeste foi superestimada em todas as estações. Com relação aos sumidouros, a intensidade foi menor sobre o leste da Ásia em DJF e maior nas demais estações. Os sumidouros sobre os oceanos Pacífico e Atlântico Norte foram mais extensos e intensos com relação aos dados de reanálise. A superestimativa da divergência, do gradiente de vorticidade absoluta e do vento divergente contribuiu para que as fontes e sumidouros simulados fossem em geral mais intensos.

Os resultados apresentados nesta seção mostraram que o HadGEM2-ES simulou fontes e sumidouros de ondas de Rossby mais intensos do que os observados com os dados de reanálise. Isto foi decorrente da superestimativa da divergência e do vento divergente em altos níveis. Na próxima seção são analisadas as mudanças futuras das fontes de ondas de Rossby e suas componentes em função do aumento da concentração de gases do efeito estufa.

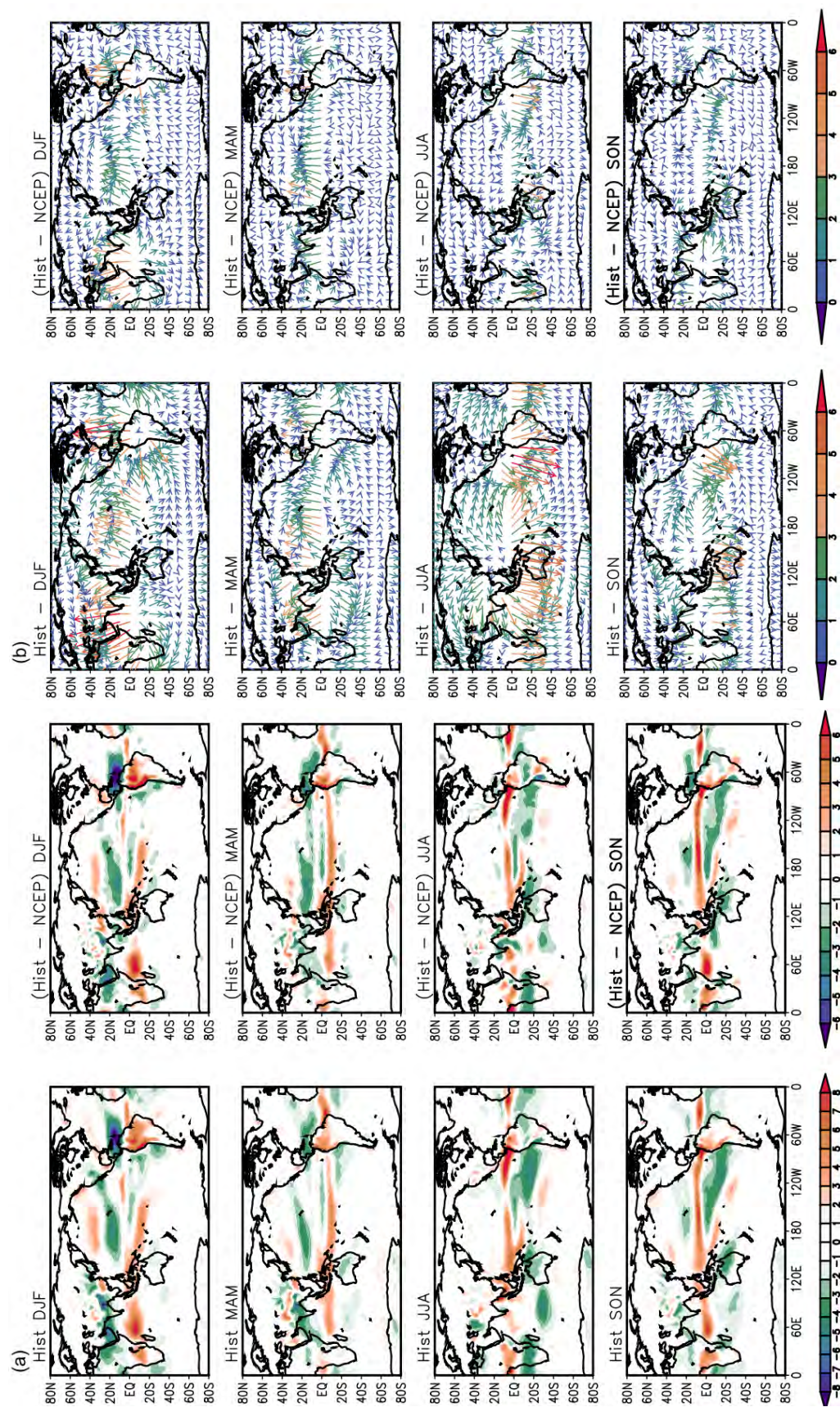


Figura 5.25 - Campos sazonais climatológicos (1979-2004) simulados pelo HadGEM2-ES e diferenças com relação aos dados de reanálise do NCEP/NCAR de (a) divergência (10^{-6} s^{-1}) e (b) vento divergente (m s^{-1}) em 250 hPa.

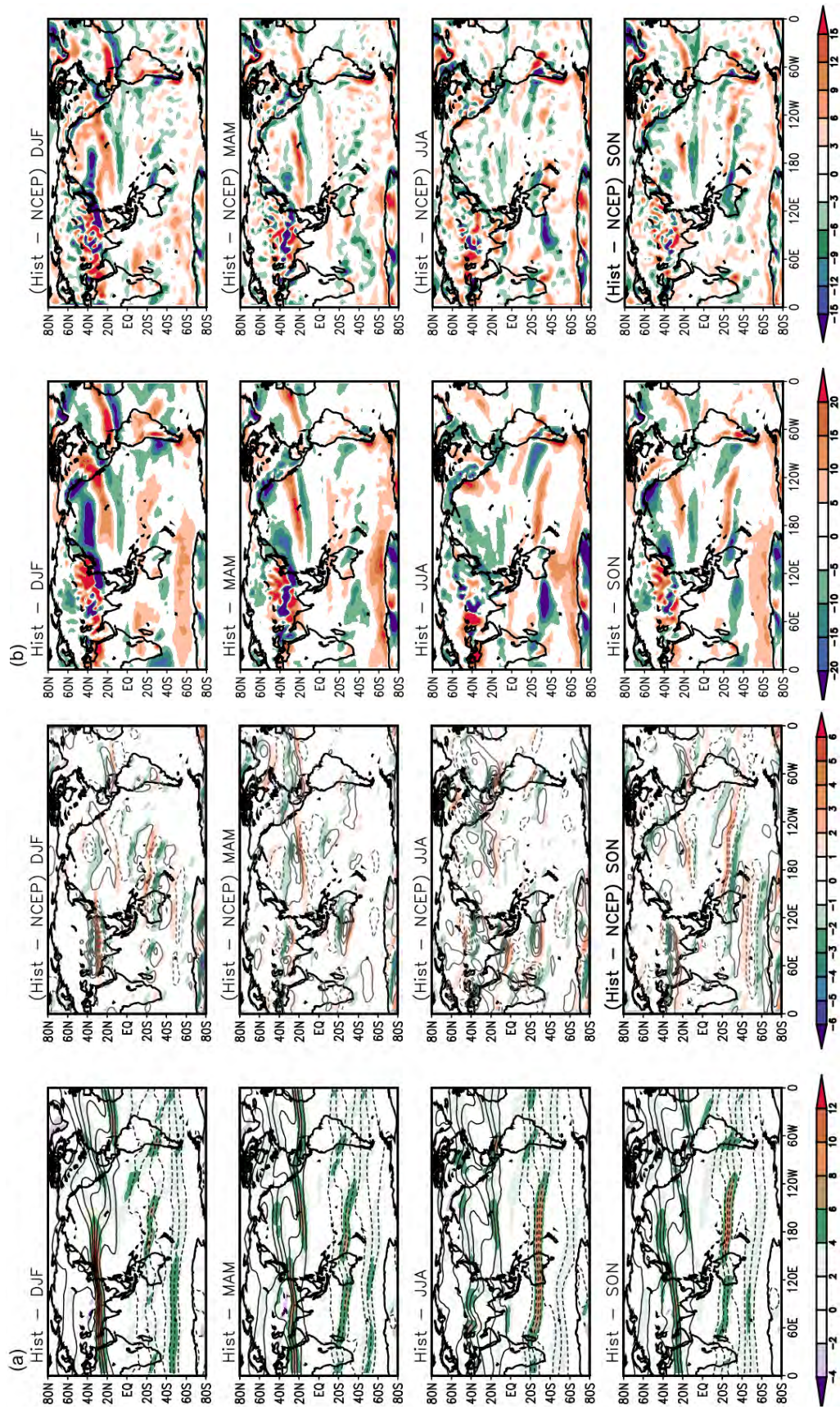


Figura 5.26 - Campos sazonais climatológicos (1979-2004) simulados pelo HadGEM2-ES e diferenças com relação aos dados de reanálise do NCEP/NCAR de (a) vorticidade absoluta (10^{-5} s^{-1}) e gradiente de vorticidade absoluta (sombreado, $10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) e (b) fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}) em 250 hPa. Os intervalos dos contornos em (a) é de 2 para o painel à esquerda e de 0,5 para o painel à direita e o contorno de zero não é mostrado.

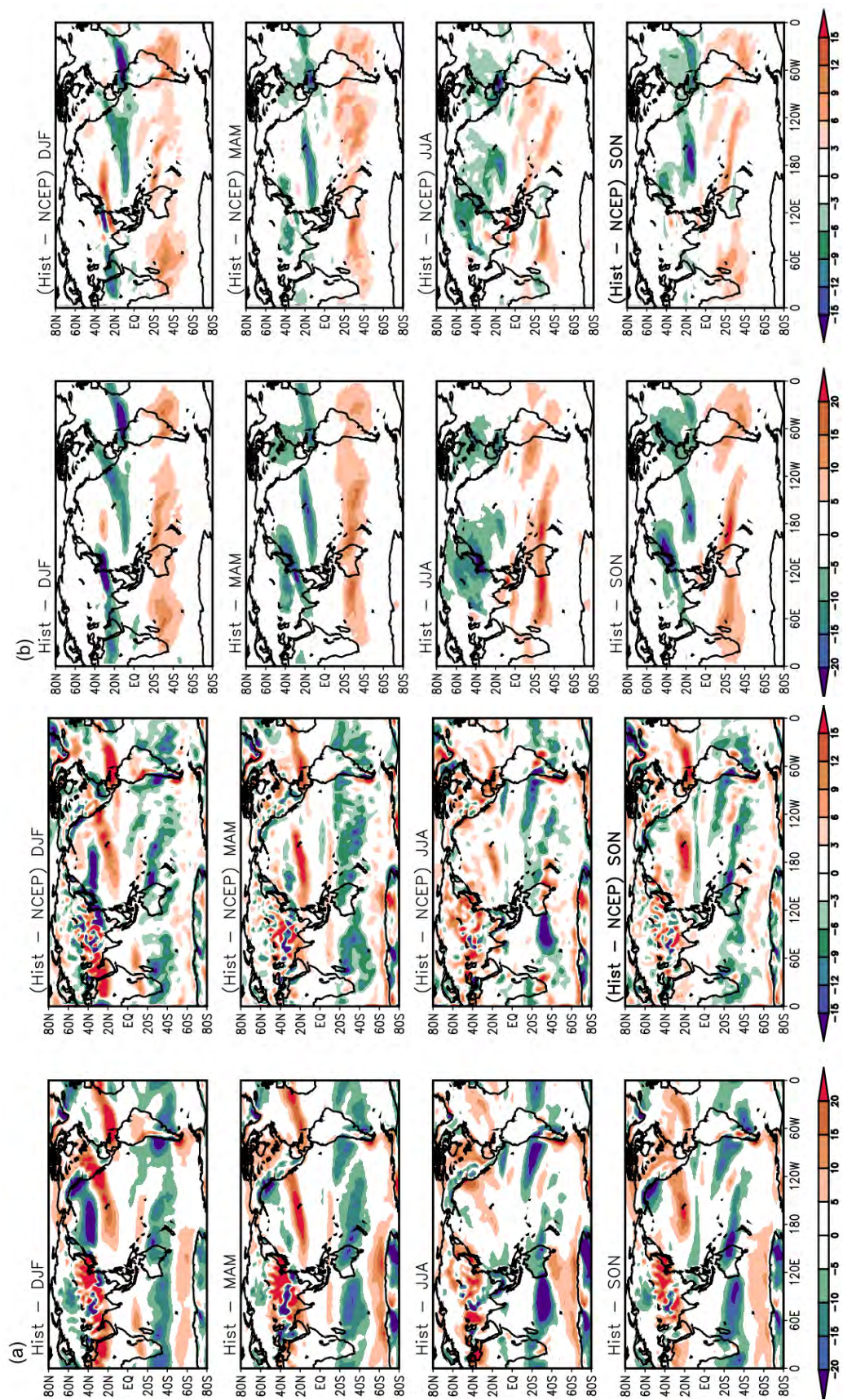


Figura 5.27 - Campos sazonais climatológicos (1979-2004) simulados pelo HadGEM2-ES e diferenças com relação aos dados de reanálise do NCEP/NCAR de (a) termo $S1$ (10^{-11} s^{-2}) e (b) termo $S2$ (10^{-11} s^{-2}) em 250 hPa.

5.2.2 Experimentos de projeções climáticas futuras

A seguir é apresentada a análise das mudanças futuras de alguns campos meteorológicos e da fonte de ondas de Rossby e suas componentes, de acordo com as simulações numéricas para três cenários de emissão de gases do efeito estufa (RCP 2.6, RCP 4.5 e RCP 8.5). A descrição desses cenários foi feita na Seção 3.2.2.3. De modo geral, as diferenças entre a climatologia atual (1979-2004) e futura (2073-2098) aumentaram gradualmente com o aumento da forçante radiativa considerada pelos cenários, ou seja, as mudanças foram menores para o cenário RCP 2.6 e mais acentuadas para o cenário RCP 8.5. Nesse caso, somente são mostrados os campos para o cenário RCP 8.5, uma vez que o padrão espacial das mudanças não se altera, apenas a intensidade destas. Os campos para o RCP 2.6 e RCP 4.5 são mostrados no Anexo A (Figuras A.4 a A.8).

Como só estava disponível um membro de cada RCP, só pode ser feita uma análise de incertezas com relação ao valor das emissões antropogênicas. Nesse caso, como descrito anteriormente, os diferentes cenários de emissões antropogênicas apontam para um mesmo padrão de resposta, diferindo apenas na intensidade das mudanças.

A Tabela 5.2 mostra o aumento da temperatura média global e hemisférica projetado pelos cenários de emissão para o período entre 2073 e 2098. Todos os cenários de emissão indicam um aumento da temperatura média em todas as estações e esse aumento é maior quanto maior a forçante radiativa. O aumento da temperatura média global anual varia entre 1,5°C no cenário RCP 2.6 e 4,5°C para o RCP 8.5. Esses resultados estão em concordância com o aumento de temperatura projetado pelo AR4 para o fim do século 21 (IPCC, 2007), que variou entre 1,8°C no cenário B1 até 4°C para o cenário A1F1. Uma ressalva a se fazer é que esse relatório utilizou cenários de emissões diferentes, definidos no SRES, conforme descrito na Seção 3.2.2.3.

O aquecimento médio anual é maior no HN (5,6°C no RCP 8.5) do que no HS (3,3°C no RCP 8.5), principalmente devido à maior proporção de continente no HN. Com relação ao aquecimento médio sazonal, o RCP 8.5 projeta para o HN um aumento maior da temperatura em DJF (6,4°C) do que em JJA (5,1°C), o que indica uma tendência a invernos mais amenos. A variação sazonal do aquecimento médio no HS foi muito pequena, por causa do efeito regulador térmico dos oceanos.

A Figura 5.28 mostra que o RCP 8.5 projeta um aumento da temperatura sobre a maior parte do oceano entre 2 a 4°C e sobre o continente entre 4 a 6°C. No entanto,

Tabela 5.2 - Aumento da temperatura do ar em 1,5 metros média global e hemisférica projetado pelos cenários RCP 2.6, RCP 4.5 e RCP 8.5 no período entre 2073-2098 para as médias anual e sazonais. As diferenças foram calculadas com relação à temperatura média no período entre 1979-2004.

		RCP 2.6	RCP 4.5	RCP 8.5
Anual	Global	1,4	2,6	4,5
	HN	2,0	3,4	5,6
	HS	0,9	1,8	3,3
DJF	Global	1,6	2,8	4,8
	HN	2,3	3,9	6,4
	HS	0,8	1,7	3,1
MAM	Global	1,4	2,6	4,3
	HN	1,9	3,3	5,3
	HS	0,9	1,8	3,4
JJA	Global	1,3	2,4	4,2
	HN	1,7	2,9	5,1
	HS	0,9	1,8	3,4
SON	Global	1,5	2,7	4,5
	HN	2,2	3,5	5,7
	HS	0,8	1,8	3,3

há regiões em que esse aumento é maior, como em algumas partes do Brasil e em altas latitudes, com valores que podem atingir até 10°C. Sobre a América do Sul, o aumento da temperatura indicado por esse cenário é mais acentuado durante JJA e SON, com um valor médio entre 6 a 8°C podendo atingir até 10°C próximo à foz do Rio Amazonas.

As mudanças projetadas pelo cenário de emissão RCP 8.5 para o campo de ROL são mostradas na Figura 5.29. Em DJF, o RCP 8.5 indica um expressivo aumento da nebulosidade convectiva sobre o Pacífico Oeste e uma redução sobre o oceano Índico e sobre a região próxima à foz do Rio Amazonas. O cenário aponta para uma redução da convecção sobre a maior parte da América do Sul em JJA e SON. Sobre o sul da América do Sul, há uma indicação de aumento da nebulosidade em MAM e SON. A projeção ainda aponta para um aumento da nebulosidade convectiva na região da ZCIT sobre o Pacífico em todas as estações e sobre o Atlântico em DJF, MAM e SON.

As mudanças futuras no campo de precipitação (Figura 5.30) são consistentes com as mudanças no campo de ROL. O aumento da nebulosidade convectiva sobre a região da ZCIT no Pacífico projetado pelo RCP 8.5 tem como efeito o aumento da

precipitação em todas as estações. Além disso, há projeção de redução expressiva da precipitação no norte da América do Sul, e em especial próximo à foz do Rio Amazonas, o que está diretamente associada ao acentuado aumento da temperatura e supressão da convecção e nebulosidade sobre essa região. Sobre o Índico, a projeção indica aumento da precipitação ao norte do Índico e redução ao sul em DJF e SON. Sobre o sul da América do Sul, o cenário RCP 8.5 aponta para um aumento da precipitação em todas as estações por causa do aumento da nebulosidade sobre a região, o que parece indicar um aumento também na intensidade dos sistemas frontais sobre essa região. Alguns resultados apresentados neste trabalho estão em concordância com as projeções do AR4, como por exemplo o aumento da precipitação sobre a região da ZCIT e no sul da América do Sul e a redução sobre o norte da América do Sul em JJA.

A Figura 5.31 apresenta as diferenças entre os experimentos histórico e o RCP 8.5 para o campo de magnitude do vento em 250 hPa. O RCP 8.5 indica um aumento da magnitude do vento sobre o Pacífico Norte e parte do Atlântico Norte, especialmente em DJF. O cenário ainda projeta um aumento da intensidade do vento em latitudes médias e altas no HS e o deslocamento do núcleo da corrente de jato em JJA da Austrália em direção ao Pacífico Central. Há também projeção de intensificação do vento sobre o sul da América do Sul, o que pode influenciar a passagem dos sistemas frontais sobre a região. Todas essas mudanças são relacionadas a alterações no posicionamento e intensidade das correntes de jato. Essas alterações estão intimamente ligadas às projeções apresentadas no AR4 de expansão da circulação de Hadley (Lu et al. (2007), Johanson e Fu (2009)), o que resultaria num deslocamento para os polos das correntes de jato em altos níveis.

Os campos sazonais da média zonal da magnitude do vento em 250 hPa (Figura 5.32) mostram que o cenário RCP 8.5 indica um deslocamento para os polos da posição da corrente de jato subtropical no HS em DJF e da corrente de jato polar no HN em JJA. Uma outra característica indicada pelo RCP 8.5 é a junção das correntes de jato subtropical e polar no HS em JJA. Essas mudanças podem estar relacionadas à expansão da circulação de Hadley conforme discutido no parágrafo anterior.

A intensificação do vento ao sul da América do Sul também pode ser verificada nos gráficos de linha de corrente em 250 hPa (Figura 5.33). Nesses gráficos também é possível notar que o RCP 8.5 projeta uma intensificação dos ventos sobre o Pacífico Norte. Outra mudança indicada pelas projeções futuras é a intensificação das circulações anticiclônicas em DJF sobre o Pacífico Oeste em ambos hemisférios, em

decorrência do aumento da temperatura e da convecção sobre a região, e o deslocamento para oeste da alta da Bolívia nas estações de transição.

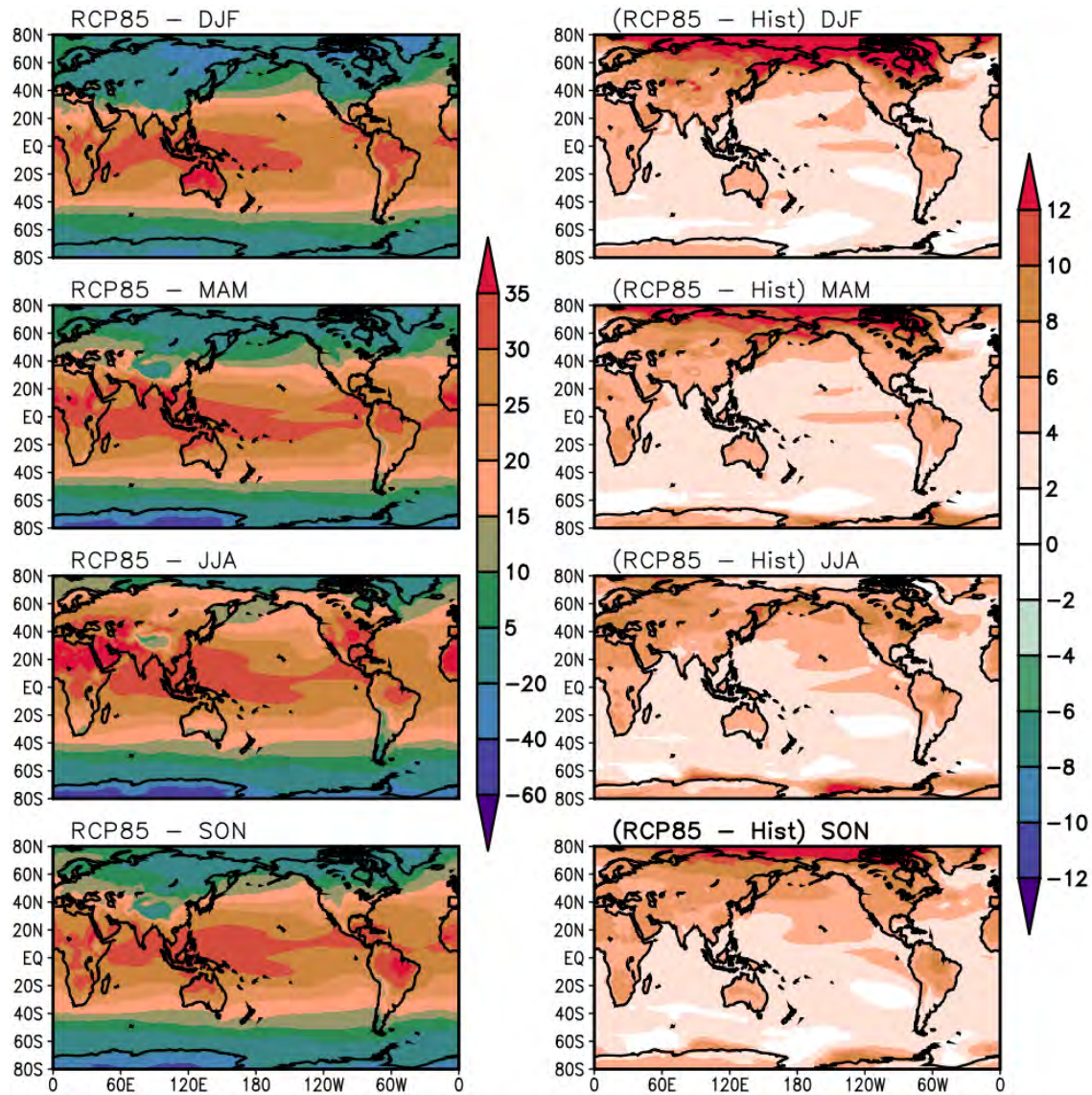


Figura 5.28 - Campos sazonais para o cenário RCP 8.5 e diferenças com relação ao experimento histórico de temperatura do ar em 1,5 metros ($^{\circ}\text{C}$). Os períodos climatológicos para o presente e o futuro foram 1979-2004 e 2073-2098, respectivamente.

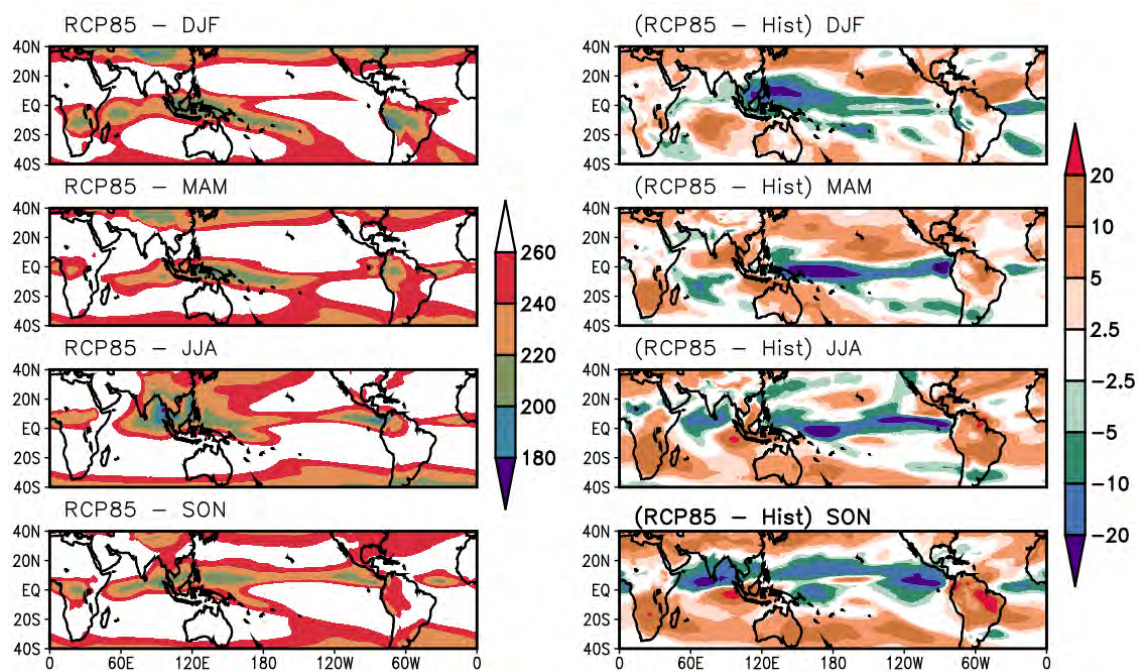


Figura 5.29 - Idem Figura 5.28, mas para ROL (W m^{-2}).

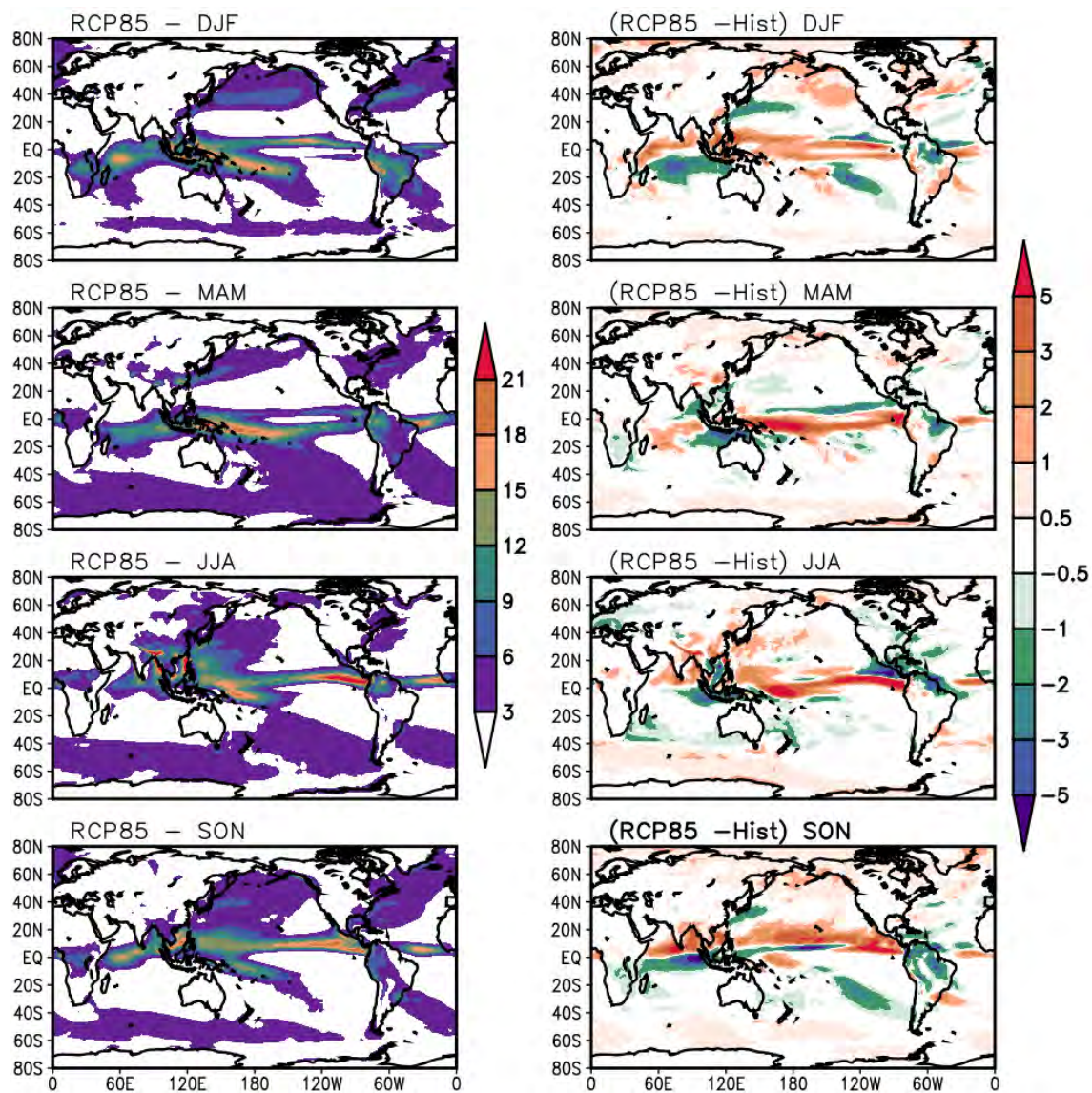


Figura 5.30 - Idem Figura 5.28, mas para precipitação (mm dia⁻¹).

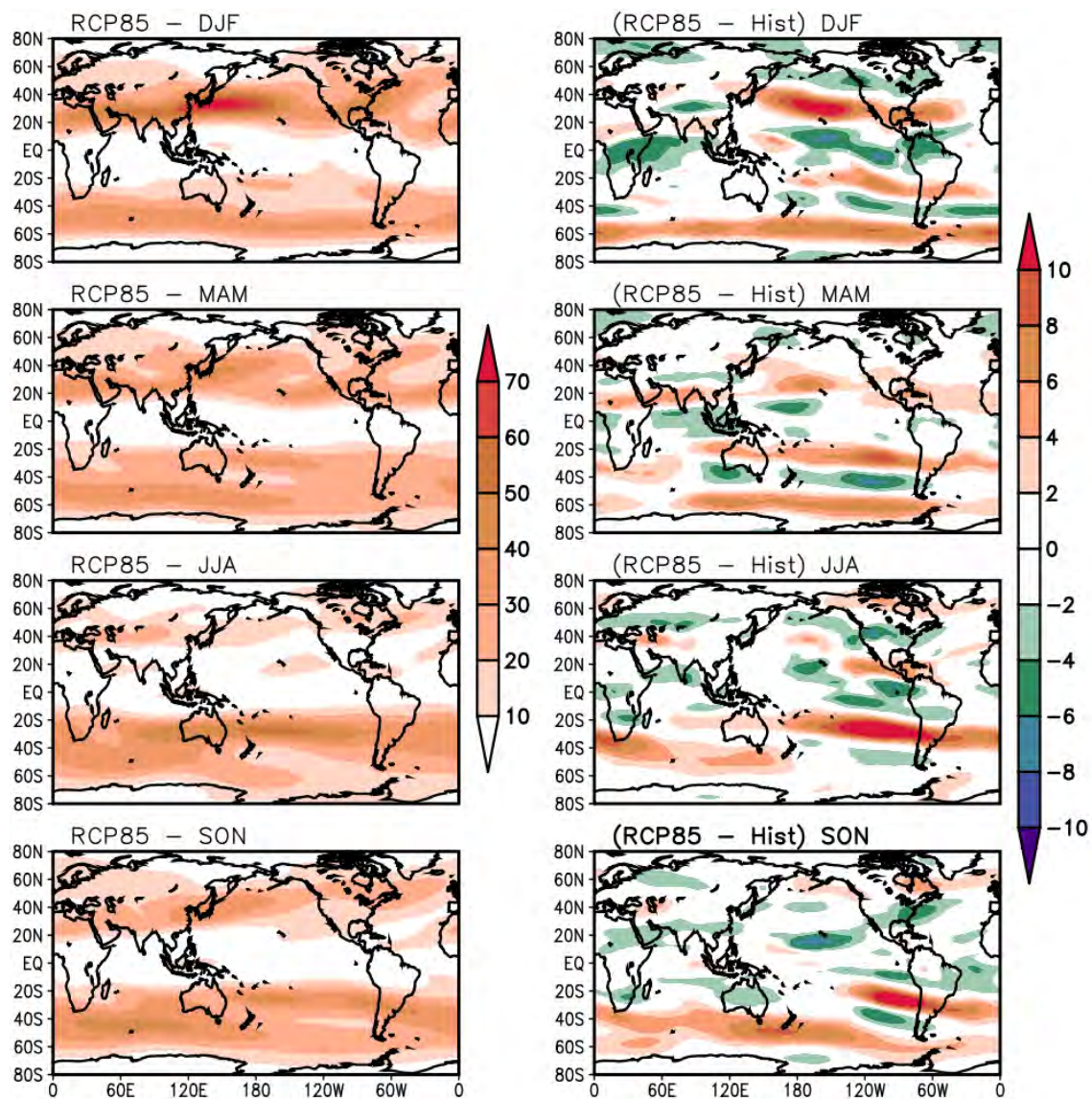


Figura 5.31 - Idem Figura 5.28, mas para magnitude do vento em 250 hPa (m s^{-1}).

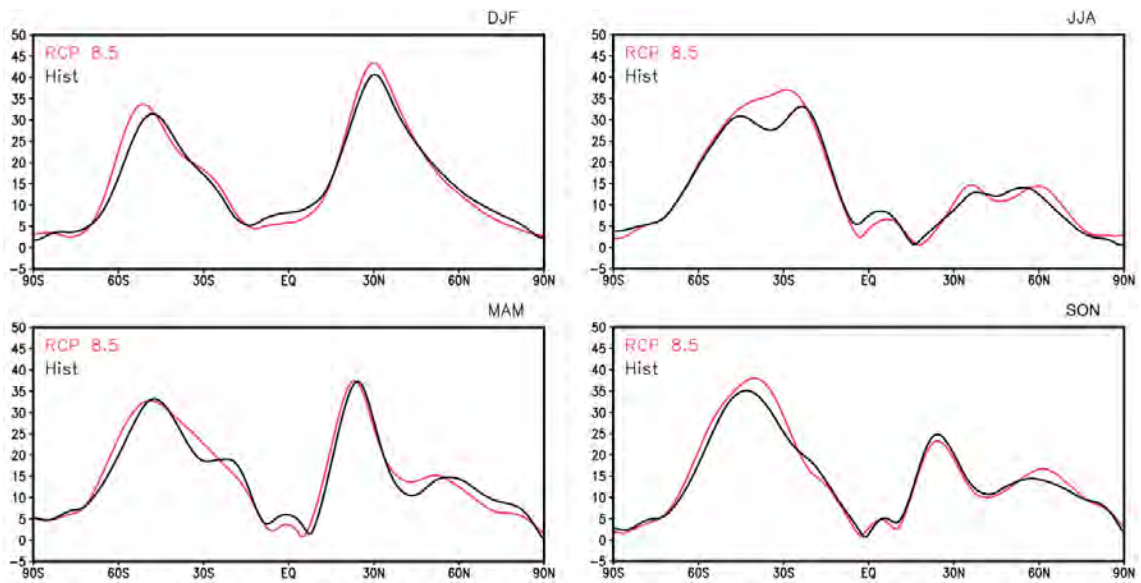


Figura 5.32 - Campos sazonais para o experimento histórico (linhas em preto) e para o cenário RCP 8.5 (linhas em vermelho) da média zonal da magnitude do vento em 250 hPa (m s^{-1}). Os períodos climatológicos para o presente e o futuro foram 1979-2004 e 2073-2098, respectivamente.

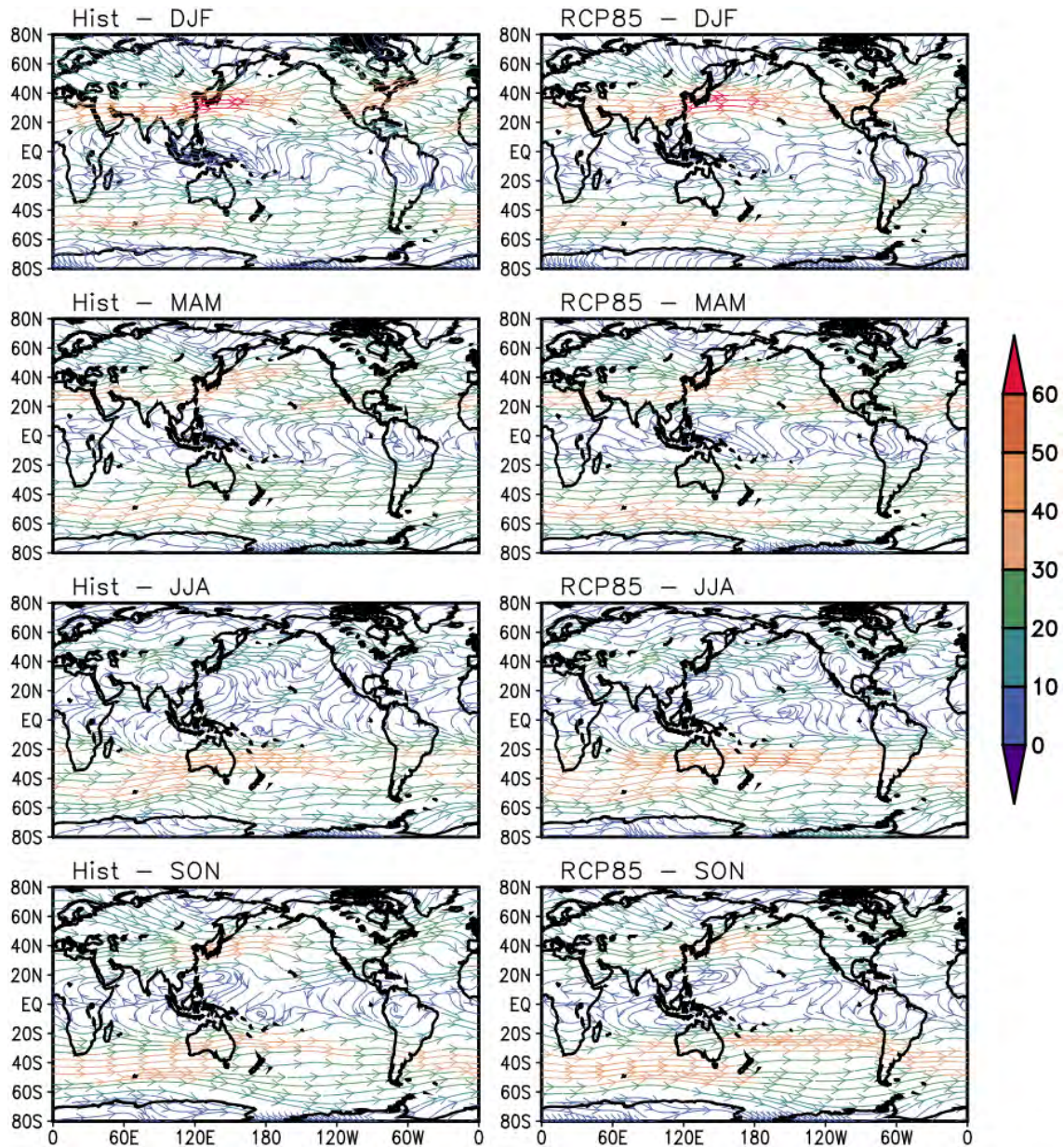


Figura 5.33 - Campos sazonais da linha de corrente em 250 hPa (m s^{-1}) para os experimentos histórico e RCP 8.5. Os períodos climatológicos para o presente e o futuro foram 1979-2004 e 2073-2098, respectivamente.

A seguir é feita a análise das mudanças futuras da fonte de ondas e suas componentes. Neste ponto é importante ressaltar que o AR4 não apresentou nenhuma projeção quanto a mudanças nas fontes de ondas ou na propagação de trens de ondas. A Figura 5.34 mostra as diferenças entre o experimento RCP 8.5 e histórico para o campo de divergência em 250 hPa. Em DJF, o RCP 8.5 projeta redução da divergência em

altos níveis sobre a Amazônia, Pacífico Oeste e Índico. Nesse cenário, a convergência em altos níveis sobre o Pacífico Norte e Atlântico Tropical, ao norte da América do Sul, e sobre o norte da África também são reduzidas. Essa tendência de redução da intensidade sobre as regiões que apresentam divergência e convergência em altos níveis também ocorre nas demais estações. Assim, o efeito da redução da divergência sobre o Pacífico Oeste e América do Sul é o enfraquecimento do fluxo divergente em direção aos polos, conforme mostrado na Figura 5.35. A redução tanto da divergência como do fluxo divergente em altos níveis tem efeito direto na intensidade das fontes de ondas de Rossby, conforme discutido mais adiante.

A redução da intensidade da divergência sobre o norte da América do Sul e da convergência a norte dessa região pode indicar o enfraquecimento da circulação de Hadley, em concordância com os resultados apresentados por Tanaka et al. (2005). Neste trabalho, os autores, utilizando resultados de simulações com modelos usados pelo IPCC para o fim dos séculos 20 e 21, verificaram que o cenário A1B indicou uma redução da intensidade da circulação de Hadley no fim do século 21.

A intensificação do vento sobre o Pacífico Norte, parte do Atlântico Norte e sul da América do Sul indicado na Figura 5.31 implica em um aumento do gradiente de vorticidade absoluta em 250 hPa sobre essas regiões (Figura 5.36). No entanto, nas regiões adjacentes ocorre uma diminuição do gradiente de vorticidade absoluta, o que mostra-se consistente com as mudanças no posicionamento das correntes de jato.

As fontes de ondas de Rossby (Figura 5.37) não sofrem mudanças com relação à sua localização para o cenário RCP 8.5, mas a extensão espacial e intensidade são reduzidas. Nesse caso, as fontes de ondas sobre o Pacífico Oeste e América do Sul são as que apresentam a maior redução em intensidade. Isso se deve ao fato de que tanto a divergência como o vento divergente apresentam uma intensidade menor nessas regiões. Os sumidouros de ondas sobre o oeste do Pacífico Norte e sobre os oceanos Pacífico e Atlântico Tropical no HN e sobre o Pacífico Leste no HS também tem sua intensidade reduzida. Uma análise mais detalhada sobre as mudanças nas fontes de ondas para as quatro áreas já estudadas anteriormente (Seção 4.2.4) é mostrada a seguir.

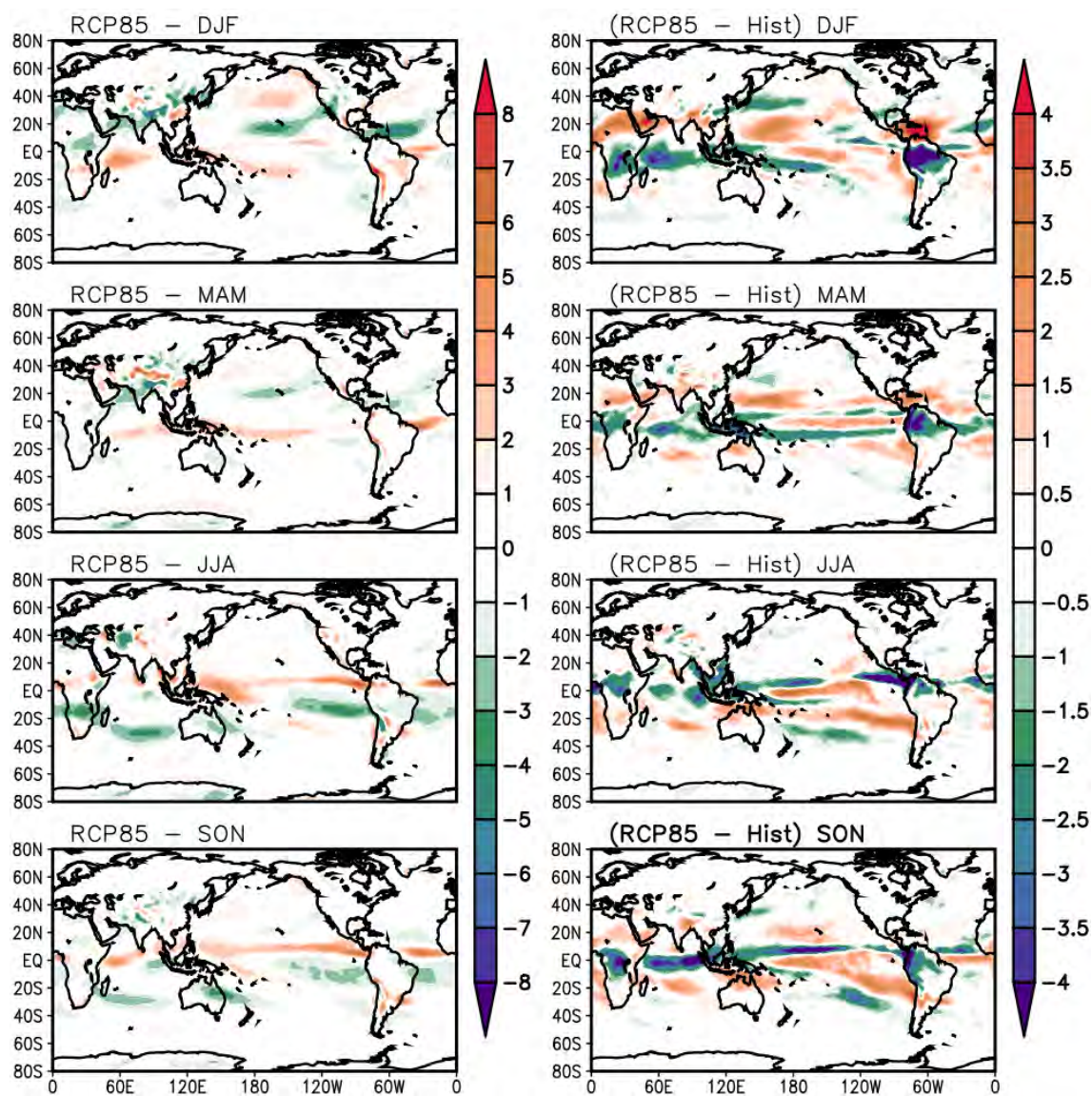


Figura 5.34 - Idem Figura 5.28, mas para divergência em 250 hPa (10^{-6} s^{-1}).

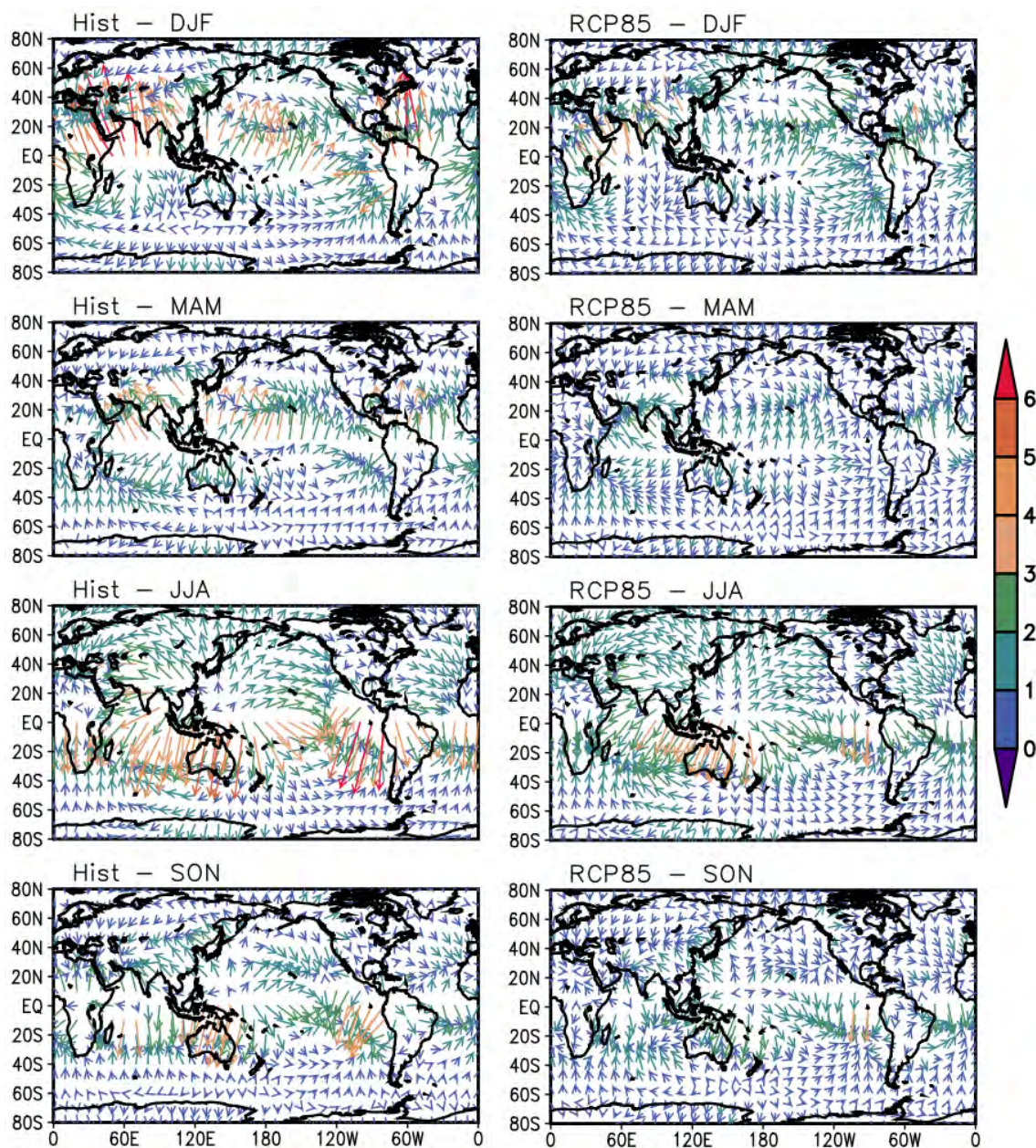


Figura 5.35 - Idem Figura 5.33, mas para vento divergente em 250 hPa (m s^{-1})

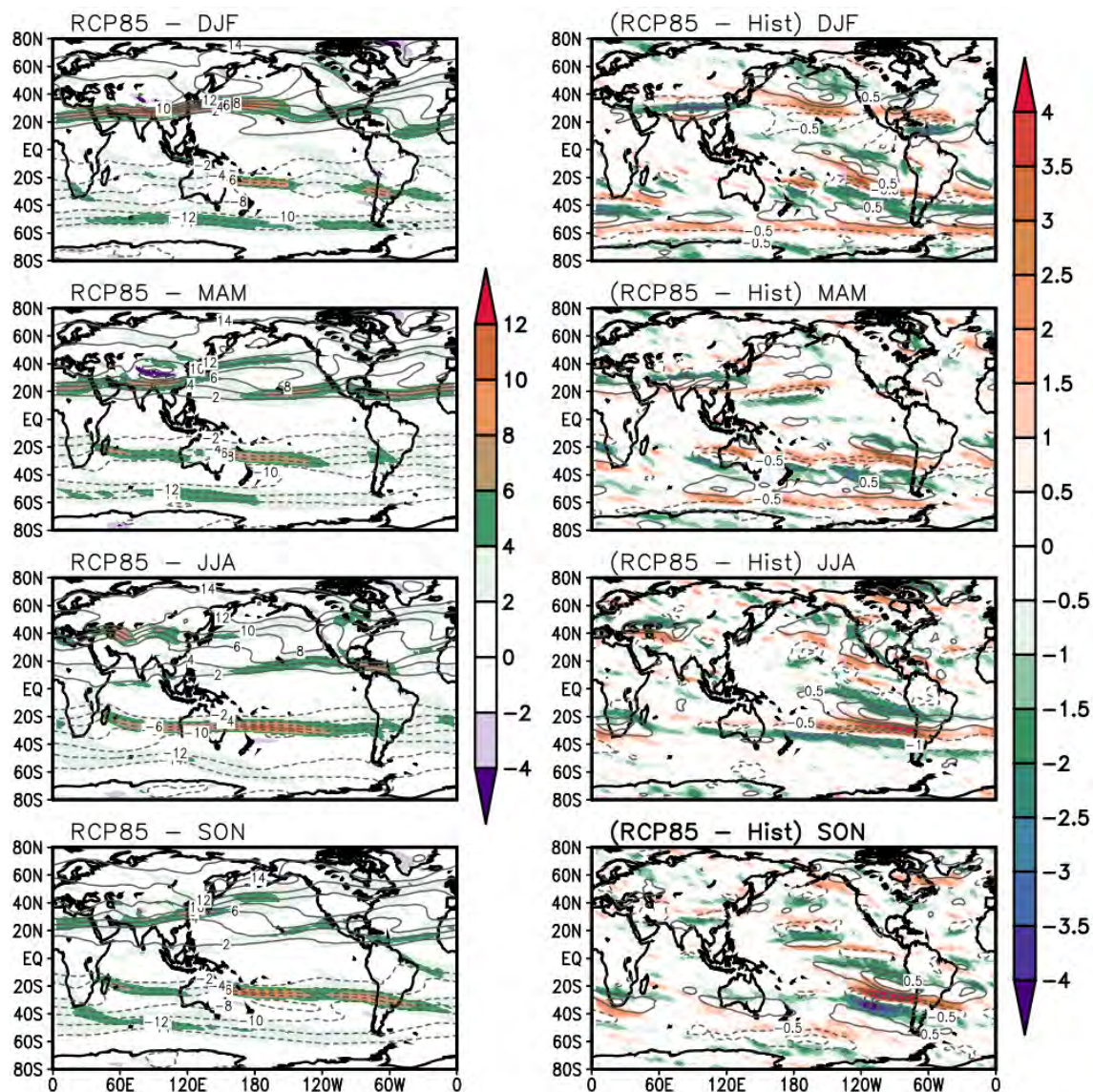


Figura 5.36 - Idem Figura 5.28, mas para vorticidade absoluta (10^{-5} s^{-1}) e gradiente de vorticidade absoluta (sombreado, $10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) em 250 hPa.

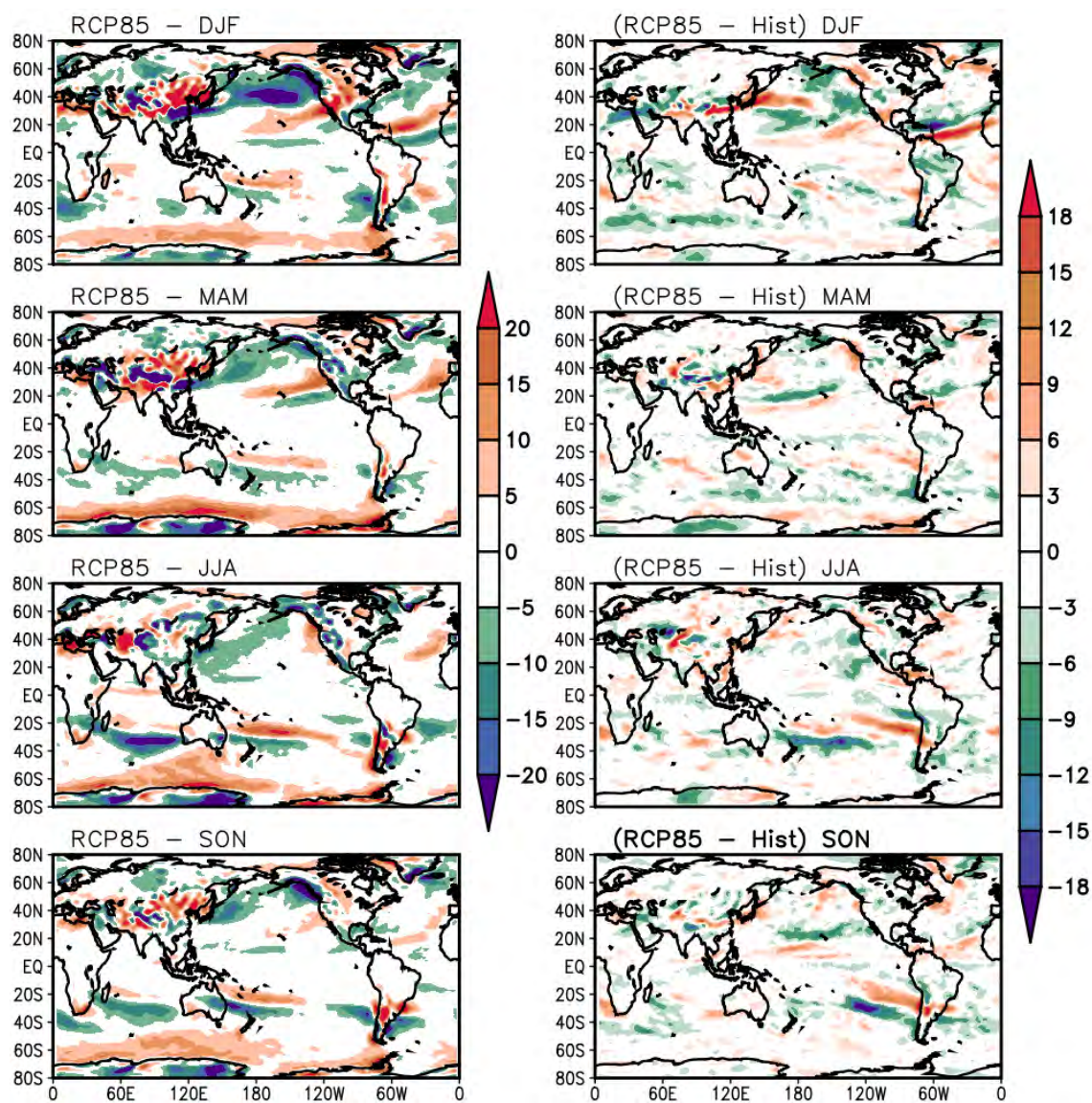


Figura 5.37 - Idem Figura 5.28, mas para fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}) em 250 hPa.

As médias sazonais das mudanças da fonte de ondas de Rossby e suas componentes para o RCP 8.5 nas quatro principais regiões com fontes de ondas de Rossby (Figuras 3.2 e 3.3) são mostradas na Figura 5.38.

Para a área A, localizada sobre o Pacífico Oeste, o RCP 8.5 indica um aumento na magnitude do vento em 250 hPa entre 10 a 20% para DJF, MAM e JJA e uma variação praticamente nula no trimestre SON. Além disso, tanto a convergência em altos níveis observada sobre a região em JJA como a divergência presente nas demais estações é reduzida e essa redução é de quase 150% em SON. Essa redução expressiva reflete a mudança do comportamento médio do campo para esse trimestre, que muda de divergência para convergência em altos níveis. O vento divergente em 250 hPa tem um aumento de cerca de 40% em sua magnitude em SON, entretanto a variação média nas demais estações é inferior a 8%. A vorticidade absoluta em 250 hPa tem um aumento médio inferior a 4% em todas as estações e a magnitude do gradiente de vorticidade absoluta é maior em cerca de 10 a 20% nos três primeiros trimestres do ano, que é consistente com o aumento da magnitude do vento. Em SON, a variação do gradiente de vorticidade absoluta fica próxima de zero. Para a fonte de ondas de Rossby, o RCP 8.5 projeta uma redução da intensidade da fonte inferior a 20%, exceto em JJA, devido à redução tanto da divergência como do vento divergente em altos níveis.

Sobre a América do Sul (área B), a magnitude do vento em 250 hPa também é maior, especialmente em DJF e MAM em que é esperado um aumento entre 8 e 15%; nas demais estações esse aumento não excede 1%. A divergência em altos níveis sobre a área B tem um aumento de cerca de 50% em SON, mas uma redução de 35% em DJF. Isso indica uma possível alteração no padrão da ZCAS que atua em parte dessa área. A convergência em altos níveis presente em JJA tem uma redução maior ainda, de cerca de 70%. O vento divergente em 250 hPa é bem mais fraco (60%) entre dezembro e maio, mas mais intenso (30%) em JJA e SON. A vorticidade absoluta em 250 hPa apresenta uma redução de 4 a 10% e o gradiente de vorticidade absoluta é maior apenas em DJF. As fontes de ondas de Rossby sobre a América do Sul são fortemente reduzidas, com exceção do trimestre SON, uma vez que tanto a divergência como o vento divergente em altos níveis estão mais fracos.

A magnitude do vento em 250 hPa apresenta um aumento entre 10 a 20% na área C, ao sul da Austrália, de acordo com o RCP 8.5. Esse cenário aponta também uma redução média de 50% da divergência em altos níveis em DJF e MAM, mas uma variação de apenas 1% em JJA e SON. A magnitude do vento divergente tem uma

diminuição entre 10 a 30%, exceto em MAM em que há um pequeno aumento de cerca de 5%. A mudança no campo de vorticidade absoluta é pequena, de cerca de 3%, mas o gradiente de vorticidade absoluta sofre um aumento em sua magnitude que pode exceder 20%. Em decorrência da significativa redução da divergência, a fonte de ondas de Rossby tem uma grande redução em DJF (30%) e MAM (60%). Durante os demais meses do ano, a redução da fonte é menor que 8%.

Sobre o leste da Ásia (área D), a magnitude do vento apresenta uma mudança inferior a 5%. A convergência em JJA tem um aumento de mais de 100%, mas nas demais estações as variações não excedem 15%. A vorticidade absoluta apresenta uma mudança inferior a 3%, entretanto o gradiente de vorticidade absoluta em DJF aumenta em cerca de 60%. Nas demais estações, esse aumento não excede 10%. Como efeito da grande redução da convergência, o sumidouro de ondas em JJA é cerca de 90% mais fraco. As fontes de ondas presentes nas demais estações também são enfraquecidas em cerca de 10%.

Nesta seção foram analisadas as mudanças futuras de alguns campos meteorológicos e da fonte de ondas e suas componentes em decorrência do aumento da concentração de gases do efeito estufa. Nos experimentos de projeções futuras em três cenários há a indicação de um aumento entre 1,5°C a 4,5°C da temperatura média global. Nesses experimentos, a convecção sobre a América do Sul é reduzida e a precipitação sobre o norte da região também sofre uma redução. Sobre a região da ZCIT, as projeções futuras indicam aumento tanto da convecção como da precipitação. As mudanças futuras para a fonte de ondas de Rossby e suas componentes incluem a redução da divergência e do fluxo divergente em altos níveis sobre o Pacífico Oeste e América do Sul e o aumento do gradiente de vorticidade absoluta sobre o Pacífico Norte, parte do Atlântico Norte e sul da América do Sul. Além disso, a fonte de ondas tem sua extensão espacial e intensidade reduzidas. Para as quatro áreas analisadas nesta seção, o cenário RCP 8.5 projeta uma redução da intensidade das fontes de ondas de Rossby, sendo que essa redução é maior para as áreas B e C. Isso ocorre devido principalmente à expressiva redução da divergência em altos níveis.

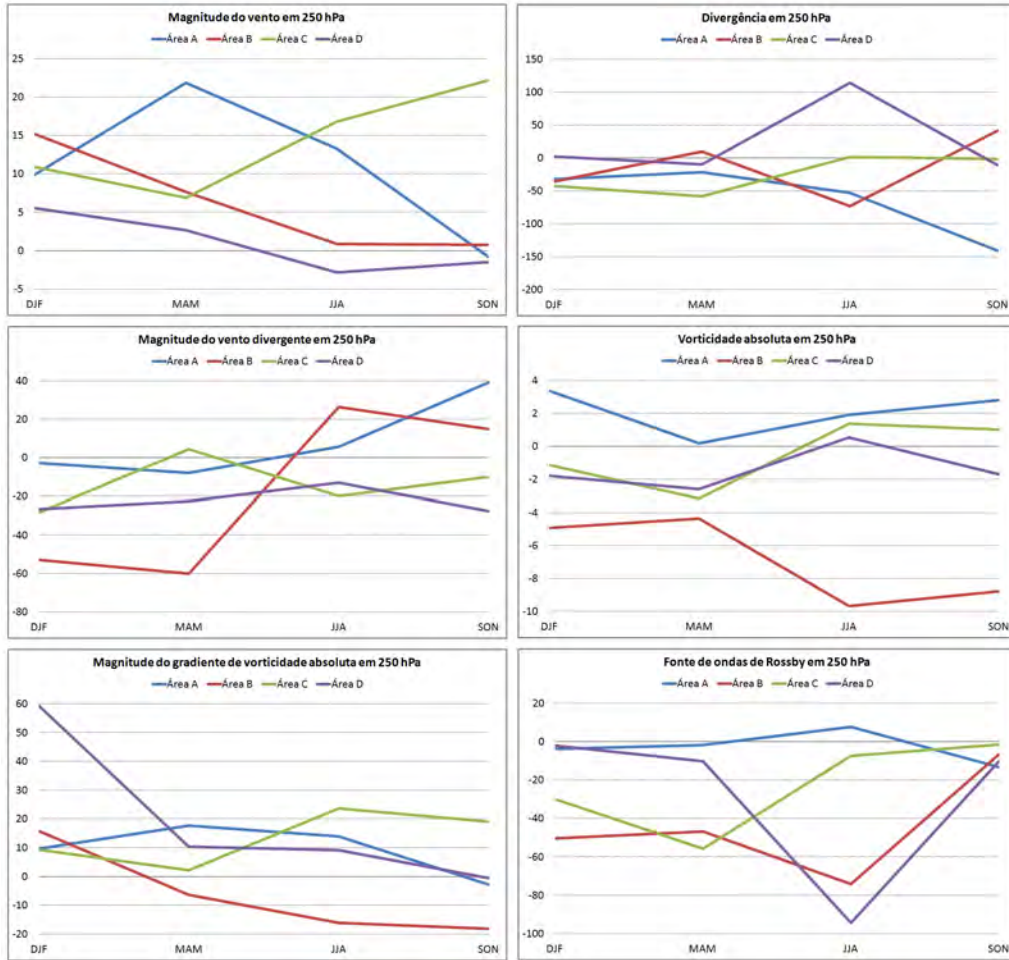


Figura 5.38 - Médias sazonais da mudança (%) para o cenário RCP 8.5 da magnitude do vento (m s^{-1}), divergência (10^{-6} s^{-1}), magnitude do vento divergente (m s^{-1}), vorticidade absoluta (10^{-5} s^{-1}), magnitude do gradiente de vorticidade absoluta ($10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) e fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}) em 250 hPa. Os períodos climatológicos para o presente e o futuro foram 1979-2004 e 2073-2098, respectivamente.

5.3 Discussão geral - Simulações numéricas

Neste capítulo foram apresentados os resultados de experimentos numéricos com dois modelos climáticos, o MCGA do CPTEC e o HadGEM2-ES do Hadley Centre. Esses experimentos tiveram por objetivo avaliar a capacidade dos modelos em simular as fontes de ondas de Rossby e suas componentes e prover projeções de mudanças futuras das fontes de ondas devido ao aumento da concentração de gases do efeito estufa.

Ambos os modelos foram hábeis em simular as principais regiões com fontes de ondas de Rossby sobre o leste da Ásia, Pacífico Oeste, sul da Austrália e América do Sul. A intensidade das fontes simuladas pelos dois modelos sobre o leste da Ásia foi maior do que a das fontes calculadas com os dados de reanálise. Nas demais regiões, a intensidade das fontes simuladas foi menor para o MCGA do CPTEC e maior para o HadGEM2-ES. As diferenças com relação aos campos calculados com os dados de reanálise foram menores para o HadGEM2-ES, que é um modelo do sistema terrestre, do que para o MCGA do CPTEC, que é um modelo atmosférico. Uma possível explicação para isso pode estar relacionada ao fato de que o HadGEM2-ES, por ser um modelo que engloba mais processos físicos, reproduz melhor o comportamento da circulação atmosférica e aspectos climáticos, resultando numa melhor representação dos campos de divergência e vorticidade absoluta em altos níveis.

A análise dos compostos dos eventos com máximos valores de fonte de ondas de Rossby simuladas pelo MCGA do CPTEC também foi apresentada nesse capítulo. Essa análise não apresentou resultados muito conclusivos, pois os compostos para as áreas no HS não apresentaram padrões espaciais bem definidos. Isso ocorreu porque não foi possível isolar a influência das fontes de ondas muito intensas sobre o oeste da América do Sul e Pacífico Sul simuladas pelo modelo, mas não observadas com os dados de reanálise.

Os resultados de um experimento realizado com o intuito de verificar quais as modificações da circulação atmosférica e das fontes de ondas e suas componentes quando o MCGA do CPTEC é forçado com TSMs acima do normal sobre o Pacífico Oeste foram analisados também. Essa análise mostrou que a convecção, a divergência e o vento divergente em altos níveis sobre o Pacífico Oeste foram intensificadas. A presença de uma fonte de ondas anômala sobre o Pacífico Oeste, próxima à região com TSMs acima do normal, resultou na propagação de trens de ondas em ambos hemisférios. O aumento do fluxo divergente sobre o Pacífico Oeste provocou alterações nas circulações de Hadley e Walker e reduziu a intensidade da divergência e das

fontes de ondas de Rossby sobre o leste da Ásia e América do Sul e dos sumidouros sobre o Pacífico Norte e a leste da Ásia.

Na projeção futura para três cenários de emissão há a indicação de redução da intensidade das fontes de ondas de Rossby, principalmente devido à diminuição da divergência e vento divergente em altos níveis. Essa redução é maior para as fontes de ondas localizadas sobre a América do Sul e sul da Austrália.

6 CONCLUSÕES

Neste trabalho foram analisadas as variabilidades espacial e temporal da fonte de ondas de Rossby e a influência das fontes de ondas sobre a circulação atmosférica, a propagação de ondas e a precipitação sobre a América do Sul. Essas análises se mostraram de grande relevância uma vez que há poucos trabalhos na literatura abordando as fontes de ondas de Rossby e suas componentes, especialmente para o HS. Outro aspecto a ser destacado é que esta análise, diferentemente de trabalhos anteriores, abrangeu todas as estações do ano e buscou investigar os fatores que influenciam as fontes de ondas em diferentes regiões.

A análise observacional proporcionou a visualização das principais regiões com fontes de ondas de Rossby, como estas variam nas escala sazonal e interanual e quais fatores propiciam a formação de ondas de Rossby. As principais regiões com fontes de ondas de Rossby foram localizadas sobre o leste da Ásia, Pacífico Oeste, sul da Austrália e América do Sul. Os principais modos de variabilidade da fonte de ondas de Rossby, analisados através de FOEs, apresentaram-se sob a forma de trens de ondas sobre a região em que geralmente encontram-se as correntes de jato subtropicais e os *storm tracks*. Os padrões espaciais apresentaram diferenças inter-hemisféricas, sendo orientados zonalmente, limitados entre 20° e 60°, no HN e com uma orientação tipo arco, estendendo-se das latitudes altas no oceano Índico até os subtrópicos, no HS.

A contribuição dos dois termos da fonte de ondas de Rossby variou de acordo com a região em que estavam localizados as fontes e sumidouros de ondas. Assim, o mecanismo responsável pelas fontes sobre o Pacífico Oeste e América do Sul foi a advecção de vorticidade absoluta pelo fluxo divergente, por causa dos grandes valores do fluxo divergente, proveniente da divergência em altos níveis sobre as regiões equatoriais, e do gradiente de vorticidade absoluta devido à proximidade com a corrente de jato subtropical, especialmente para a fonte de ondas sobre o Pacífico Oeste. Sobre o leste da Ásia e sul da Austrália, o termo de *vortex stretching* foi mais importante devido aos grandes valores de vorticidade absoluta sobre essas regiões. As fontes de ondas sobre a América do Sul em DJF também tiveram a contribuição do termo de *vortex stretching*, em função da divergência associada à ZCAS durante essa estação. As diferentes contribuições dos termos $S1$ e $S2$ também foram verificadas por [Lu e Kim \(2004\)](#) para os sumidouros de ondas sobre o leste da Ásia e Pacífico Norte em JJA. Os grandes valores de correlação (acima de 90 %) entre as séries temporais de fonte de ondas de Rossby e divergência em altos níveis sobre a América do Sul e o sul da Austrália são indicativos da importância do termo de *vortex stretching* para as

fontes de ondas nessas áreas. Esse mesmo termo também foi o principal responsável pelo deslocamento para leste do sumidouro de ondas sobre o Pacífico Norte e da fonte de ondas sobre o Pacífico Sul em anos de El Niño. Moon e Ha (2003) também verificaram o deslocamento para leste do sumidouro de ondas sobre o Pacífico Norte para o El Niño de 1982/83.

Um estudo mais detalhado sobre as fontes de ondas em quatro áreas revelou que um dos fatores que influenciam a intensidade das fontes é a propagação de trens de ondas de Rossby em direção à essas regiões. A presença de um cavado em altos níveis, pertencente a esses trens de ondas, pode ser o mecanismo que atua na intensificação das fontes de ondas nessas áreas, através do aumento da divergência causado pela advecção de vorticidade absoluta a leste do cavado. Uma vez intensificadas, essas fontes dispararam trens de ondas que propagam-se para leste e influenciam as fontes em outras regiões. Muitos trabalhos já estudaram a influência da propagação das ondas de Rossby sobre a nebulosidade (KILADIS, 1998), temperatura (MARENGO et al., 2002; MÜLLER; AMBRIZZI, 2007) e sistemas atmosféricos como anticiclones e bloqueios (CHEN; NEWMAN, 1998; RENWICK; REVELL, 1999), entre outros. No entanto, a influência dos trens de ondas de Rossby sobre as fontes de ondas é um tópico que ainda não foi discutido, o que ressalta a relevância dos resultados apresentados neste trabalho. Na escala intrasazonal, os compostos de vento meridional e geopotencial em 200 hPa, ROL e precipitação em eventos S+ indicaram uma inversão do sinal das anomalias numa escala temporal de cerca de 25 dias, o que é consistente com resultados de trabalhos anteriores sobre propagação de ondas na escala intrasazonal, como o de Cunningham e Cavalcanti (2006).

Além disso, também foram analisadas as saídas de dois modelos climáticos: o MCGA do CPTEC e o HadGEM2-ES. Nessa análise foram abordados diferentes aspectos acerca das simulações numéricas, desde a habilidade dos modelos em simular as fontes de ondas de Rossby até as projeções de mudanças futuras das fontes de ondas para cenários de emissão de gases do efeito estufa.

Ambos os modelos foram hábeis em simular as principais regiões com fontes de ondas de Rossby, mas há diferenças em termos de intensidade com relação às fontes calculadas com a reanálise do NCEP/NCAR. O MCGA do CPTEC simulou fontes de ondas sobre o Pacífico Sul e oeste da América do Sul que não são observadas nos campos calculados com a reanálise, o que tornou a análise de compostos inconclusiva para as fontes de ondas no HS. Em função disso, há a necessidade de melhorias nas simulações dos campos de divergência em altos níveis e de vorticidade absoluta,

de forma a obter uma melhor representação das fontes de ondas de Rossby, cuja importância tem sido ressaltada por trabalhos como os de [Sardeshmukh e Hoskins \(1988\)](#) e [Jin e Hoskins \(1992\)](#).

Um experimento com o MCGA do CPTEC, similar ao realizado por [Sardeshmukh e Hoskins \(1988\)](#), mas com um modelo de circulação geral, investigou as modificações na circulação atmosférica, fontes de ondas e suas componentes decorrentes do aumento da TSM sobre o Pacífico Oeste. Os resultados foram consistentes com análises observacionais como a feita por [Trenberth et al. \(1998\)](#) e indicaram que o aumento da TSM e da divergência em altos níveis sobre o Pacífico Oeste resulta na propagação de trens de ondas de Rossby em ambos hemisférios. Além disso, em decorrência das mudanças no fluxo divergente em altos níveis e das circulações de Hadley e Walker, as fontes e sumidouros de ondas de Rossby tem suas intensidades reduzidas.

Nos experimentos de mudanças climáticas futuras de acordo com três cenários, indicaram um aumento de temperatura média global entre 1,5°C e 4,5°C, o que se mostrou concordante com resultados apresentados pelo AR4, embora este tenha utilizado cenários de emissões diferentes definidos no SRES. Para o cenário RCP 8.5, há a indicação de aumento da nebulosidade convectiva e da precipitação sobre a região da ZCIT no Pacífico e redução sobre a maior parte da América do Sul. Sobre o sul da América do Sul, o cenário aponta para um aumento da nebulosidade e da precipitação, que pode estar relacionado a um aumento da intensidade dos sistemas frontais sobre essa região. Além disso, o cenário RCP 8.5 indica aumento da intensidade das correntes de jato e deslocamento dos núcleos para os polos. Esse deslocamento estaria relacionado às projeções de expansão da circulação de Hadley indicadas no AR4 ([Lu et al. \(2007\)](#), [Johanson e Fu \(2009\)](#)). Ainda com relação ao cenário RCP 8.5, as projeções indicam uma redução na divergência sobre o Pacífico Oeste e América do Sul e no fluxo divergente resultante, o que pode estar relacionado ao enfraquecimento da circulação de Hadley, em concordância com os resultados apresentados por [Tanaka et al. \(2005\)](#) com as simulações do IPCC para o AR4. A consequência disso é a redução da intensidade das fontes de ondas, especialmente sobre a América do Sul e sul da Austrália.

Finalmente, como linhas de pesquisa para trabalhos futuros sugere-se análises de compostos similares às realizadas na Seção 4.2.4, mas para eventos de máximos valores de precipitação sobre várias áreas, buscando caracterizar os padrões das fontes de ondas e suas componentes e dos trens de ondas associados a esses eventos.

Com relação às simulações numéricas, uma sugestão seria a repetição do experimento ATSM, mas com o escoamento básico de JJA, além da seleção de outras áreas para introdução das anomalias de TSM.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADLER, R. F.; HUFFMAN, G. J.; CHANG, A.; FERRARO, R.; XIE, P.; JANOWIAK, J.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U.; CURTIS, S.; BOLVIN, D.; GRUBER, A.; SUSSKIND, J.; ARKIN, P.; NELKIN, E. The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, p. 1147–1167, 2003. 17
- AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B. J.; HSU, H. H. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 3661–3672, 1995. 9
- BARBOSA, H. M. J.; TARASOVA, T.; CAVALCANTI, I. F. A. Impacts of a new solar radiation parameterization on the CPTEC AGCM climatological features. **Journal of applied meteorology and climatology**, v. 47, p. 1377–1392, 2008. 27
- CARDOSO, A. O.; CAVALCANTI, I. F. A.; DIAS, P. L. S. O modelo do CPTEC - COLA é capaz de reproduzir os principais modos de variabilidade de precipitação sobre as Regiões Sul e Sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2004. 26
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88–108, 2004. 111
- CAVALCANTI, I. F. A.; CUNNINGHAM, C. C. Southern hemisphere atmospheric low frequency variability in a climate AGCM simulation. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 7., 2003, Wellington, New Zeland. **Proceedings...** 2003. p. 204–205. Papel. (INPE-10222-PRE/5743). Disponível em: <<http://ams.confex.com/ams/pdfview.cgi?username=59610>>. Acesso em: 13 abr. 2012. 26
- CAVALCANTI, I. F. A.; KAYANO, M. T. High-frequency patterns of the atmospheric circulation over the Southern Hemisphere and South America. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 69, p. 179–193, 1999. 111
- CAVALCANTI, I. F. A.; MARENGO, J. A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; TROSNIKOV, I.; BONATTI, J. P.; MANZI, A. O.; TARASOVA, T.; PEZZI,

- L. P.; D'ALMEIDA, C.; SAMPAIO, G.; CASTRO, C. C.; SANCHES, M. B.; CAMARGO, H. Global climatological features in a simulation using CPTEC/COLA AGCM. **Journal of Climate**, v. 15, p. 2965–2988, 2002. [25](#), [26](#)
- CHAGAS, J. C. S.; BARBOSA, H. M. J. **Incorporation of the UK Met Office's radiation scheme into CPTEC's global model**. São José dos Campos: National Institute for Space Research, 2008. Technical Note. [25](#)
- CHANG, E. K. M.; LEE, S.; SWANSON, K. L. Storm track dynamics. **Journal of Climate**, v. 15, p. 2163–2183, 2002. [46](#)
- CHEN, P.; NEWMAN, M. Rossby wave propagation and the rapid development of upper-level anomalous anticyclones during the 1988 US drought. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2491–2504, 1998. [174](#)
- CUNNINGHAM, C. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, v. 26, p. 1165–1180, 2006. [27](#), [75](#), [111](#), [174](#)
- DAVIES, R. **Documentation of the solar radiation parameterizations in the GLAS climate model**. Washington: NASA, 1982. 57 p. [25](#), [26](#)
- DOMMENGET, D.; LATIF, M. A cautionary note on the interpretation of EOFs. **Journal of Climate**, v. 15, p. 216–225, 2002. [19](#)
- DRUMMOND, A. R. M.; AMBRIZZI, T. The role of the South Indian and Pacific oceans in South American monsoon variability. **Theoretical and Applied Climatology**, p. 125–137, 2008. [14](#), [27](#)
- DUCHON, C. E. Lanczos filter in one and two dimensions. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, p. 1016–1022, 1979. [23](#)
- GRELL, A. G. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. **Monthly Weather Review**, v. 121, p. 764–787, 1993. [25](#)
- HANNACHI, A.; JOLLIFFE, I. T.; STEPHENSON, D. B. Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review. **International Journal of Climatology**, n. 27, p. 1119–1152, 2007. [19](#)
- HASHVARDHAN, R. D.; RANDALL, D. A.; CORSETTI, T. A fast radiation parameterization for atmospheric general circulation models. **Journal of Geophysical Research**, D1, p. 1009–1016, 1987. [25](#)

HOSKINS, B. J.; AMBRIZZI, T. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, p. 1661–1671, 1993. [9](#), [47](#)

HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. New perspectives on the Northern Hemisphere winter storm tracks. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, 2002. [46](#)

HOSKINS, B. J.; KAROLY, D. J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 1179–1196, 1981. [5](#), [12](#)

INATSU, M.; HOSKINS, B. J. The zonal asymmetry of the Southern Hemisphere winter storm-track. **Journal of Climate**, v. 17, p. 4882–4891, 2003. [46](#)

IPCC. **Climate change 2007: The physical science basis**. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York: Cambridge University Press, 2007. 996 p. [34](#), [153](#)

JAMES, I. N. **Introduction to circulating atmospheres**. Cambridge, England: Cambridge University Press, 1994. 422 p. [7](#), [9](#), [10](#)

JIN, F.; HOSKINS, B. J. The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 3, p. 307–319, 1992. [175](#)

_____. _____. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 3, p. 307–319, 1995. [13](#)

JOHANSON, C.; FU, Q. Hadley cell widening: Model simulations versus observations. **Journal of Climate**, v. 22, p. 2713–2725, 2009. [155](#), [175](#)

JOHNS, T. C.; DURMAN, C. F.; BANKS, H. T.; ROBERTS, M. J.; MCLAREN, A. J.; RIDLEY, J. K.; SENIOR, C. A.; WILLIAMS, K. D.; JONES, A.; RICKARD, G. J.; CUSACK, S.; INGRAM, W. J.; CRUCIFIX, M.; SEXTON, D. M. H.; JOSHI, M. M.; DONG, B. W.; SPENCER, H.; HILL, R. S. R.; GREGORY, J. M.; KEEN, A. B.; PARDAENS, A. K.; LOWE, J. A.; BODAS-SALCEDO, A.; STARK, S.; SEARL, Y. The new Hadley Centre climate model HadGEM1: Evaluation of coupled simulations. **Journal of Climate**, v. 19, n. 7, p. 1327–1353, 2006. [33](#)

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; W.HIGGINS; JANOWIAK, J.; MO, K.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437–471, 1996. [17](#)

KANG, S. D.; KIMURA, F. Effect of tropical SST on the Northwest Pacific subtropical anticyclone. Part I: Linear Rossby wave propagation. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 81, n. 5, p. 1225–1242, 2003. [15](#)

KIEHL, J. T.; HACK, J. J.; BRIEGLEB, B. P. The simulated Earth radiation budget of the National Center for Atmospheric Research community climate model CCM2 and comparisons with the Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. D10, p. 20815–20827, 1994. [25](#)

KILADIS, G. N. Observations of Rossby waves linked to convection over the Eastern Tropical Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 55, p. 321–339, 1998. [1](#), [174](#)

KILADIS, G. N.; WEICKMANN, K. M. Circulation anomalies associated with tropical convection during Northern winter. **Monthly Weather Review**, v. 120, p. 1900–1923, 1992. [1](#)

_____. Horizontal structure and seasonality of large-scale circulations associated with tropical convection. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 1997–2013, 1997. [9](#)

KODAMA, Y. M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, p. 813–836, 1992. [40](#)

KUO, H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus on large scale flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 5, p. 1232–1240, 1974. [25](#), [26](#), [27](#)

LACHLAN-COPE, T.; CONNOLLEY, W. Teleconnections between the tropical Pacific and the Amundsen-Bellinghausens Sea: role of the El Niño/Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. D23101, 2006. [5](#), [14](#)

- LI, Z. X. Atmospheric GCM response to an idealized anomaly of the Mediterranean sea surface temperature. **Climate Dynamics**, v. 27, n. 5, 2006. [15](#)
- LIEBMANN, B.; SMITH, C. A. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 1275–1277, 1996. [18](#)
- LIM, E. P.; SIMMONDS, I. Southern Hemisphere winter extratropical cyclone characteristics and vertical organization observed with the ERA-40 reanalysis data in 1979–2001. **Journal of Climate**, n. 20, p. 2675–2690, 2007. [46](#)
- LU, J.; VECCHI, G.; REICHLER, T. Expansion of the Hadley cell under global warming. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. L06805, 2007. [155](#), [175](#)
- LU, R.; KIM, B. J. The climatological Rossby waves source over the STCZs in the Summer Northern Hemisphere. **Journal of Meteorological Society of Japan**, v. 82, n. 2, p. 657–669, 2004. [8](#), [11](#), [12](#), [41](#), [173](#)
- MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; KILADIS, G.; LIEBMANN, B. Upper-air wave trains over the Pacific Ocean and wintertime cold surges in tropical-subtropical South America leading to freezes in Southern and Southeastern Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 73, p. 223–242, 2002. [2](#), [174](#)
- MARENGO, J. A.; CAVALCANTI, I. F. A.; SATYAMURTY, P.; TRONISKOV, I.; NOBRE, C. A.; BONATTI, J. P.; CAMARGO, H.; SAMPAIO, G.; SANCHES, M. B.; MANZI, A. O.; CASTRO, C. C.; D'ALMEIDA, C.; PEZZI, L. P.; CANDIDO, L. Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. **Climate Dynamics**, v. 21, p. 459–475, 2003. [25](#)
- MCGUFFIE, K.; HENDERSON-SELLERS, A. **A climate modelling primer**. 3. ed. Chichester, West Sussex: John Wiley & Sons, 2005. 296 p. [25](#)
- MEINSHAUSEN, M.; SMITH, S. J.; CALVIN, K. V.; DANIEL, J. S.; KAINUMA, M. L. T.; LAMARQUE, J. F.; MATSUMOTO, K.; MONTZKA, S. A.; RAPER, S. C. B.; RIAHI, K.; THOMSON, A. M.; VELDEERS, G. J. M.; VUUREN, D. van. The RCP greenhouse gas concentrations and their extension from 1765 to 2300. **Climatic Change (Special Issue)**, 2011. [35](#)
- MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model geophysical fluid problems. **Review of Geophysics**, v. 20, n. 4, p. 851–875, 1982. [25](#)

- MÜLLER, G. V.; AMBRIZZI, T. Teleconnection patterns and Rossby wave propagation associated to generalized frosts over Southern South America. **Climate Dynamics**, n. 29, p. 633–645, 2007. [2](#), [74](#), [110](#), [174](#)
- MO, K. C.; GHIL, M. Statistics and dynamics of persistent anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, p. 877–901, 1987. [5](#)
- MO, K. C.; PAEGLE, J. N. The Pacific-South American modes and their downstream effects. **International Journal of Climatology**, v. 21, p. 1211–1229, 2001. [5](#)
- MOON, J. Y.; HA, K. J. Association between tropical convection and boreal wintertime extratropical circulation in 1982/83 and 1988/89. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 20, n. 4, p. 593–603, 2003. [10](#), [11](#), [174](#)
- NORTH, G. R.; BELL, T. L.; CAHALAN, R. F. Sampling errors in the estimation of Empirical Orthogonal Functions. **Monthly Weather Review**, v. 110, p. 699–706, 1982. [xxi](#), [20](#), [45](#)
- PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of Climate**. New York, USA: American Institute of Physics, 1992. [19](#)
- QIN, J.; ROBINSON, W. A. On the Rossby wave source and the steady linear response to tropical forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 2, p. 1819–1823, 1993. [13](#)
- RASMUSSEN, E.; MO, K. C. Linkages between 200 mb tropical and extratropical anomalies during the 1986-1989 enso cycle. **Journal of Climate**, v. 6, p. 595–616, 1993. [1](#), [9](#), [10](#)
- RENEWICK, J. A.; REVELL, M. J. Blocking over the South Pacific and rossby wave propagation. **Mounthly Weather Review**, v. 127, p. 2233–2246, 1999. [174](#)
- REYNOLDS, R. W.; SMITH, T. M. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. **Journal of Climate**, v. 7, p. 929–948, 1994. [28](#)
- ROSSBY, C. G. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. **Journal of Marine Research**, v. 2, n. 1, p. 38–55, 1939. [1](#), [5](#)

SARDESHMUKH, P. D.; HOSKINS, B. J. The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 7, p. 1228–1251, 1988. [2](#), [6](#), [8](#), [12](#), [13](#), [14](#), [135](#), [136](#), [175](#)

SHUKLA, J.; FENNESSY, M. J. Prediction of time-mean atmospheric circulation and rainfall: influence of Pacific sea surface temperature anomaly. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 1, p. 9–28, 1988. [14](#)

SHUKLA, J.; WALLACE, J. M. Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, p. 1613–1630, 1983. [14](#)

SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V. E.; SHI, W.; HIGGINS, R. W. An improved gridded historical daily precipitation analysis for Brazil. **Journal of Hydrometeorology**, n. 9, p. 847–861, 2007. [17](#)

SIMMONDS, I.; LIM, E. Biases in the calculation of Southern Hemisphere mean baroclinic eddy growth rate. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. L01707, 2009. [18](#)

SIMMONS, A. J. The forcing of stationary wave motion by tropical diabatic heating. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 108, n. 457, p. 503–534, July 1982. [12](#)

SWARZTRAUBER, P.; SWEET, R. **Efficient Fortran subprograms for the solution of elliptic partial differential equations**. Colorado 80307: National Center for Atmospheric Research, 1975. Technical Note TN/IA-109. [18](#)

TAKAYA, K.; NAKAMURA, H. A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, p. 608–627, 2001. [23](#)

TANAKA, H. L.; ISHIZAKI, N.; NOHARA, D. Intercomparison of the intensities and trends of Hadley, Walker and monsoon circulations in the global warming projections. **Scientific Online Letters on the Atmosphere**, v. 1, p. 77–80, 2005. [162](#), [175](#)

TARASOVA, T. A.; BARBOSA, H. M. J.; FIGUEROA, S. N. **Incorporation of new solar radiation scheme into CPTEC GCM**. São José dos Campos: INPE/CPTEC, 2006. 44 p. [25](#), [27](#)

TEAM, T. HadGEM2-ES development. The HadGEM2 family of Met Office Unified Model climate configurations. **Geoscientific model development**, n. 4, p. 723–757, 2011. 34

TRENBERTH, K. E. Storm tracks in the Southern Hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, p. 2159–2178, 1991. 46

TRENBERTH, K. E.; BRANSTATOR, G. W.; KAROLY, D.; KUMAR, A.; LAU, N. C.; ROPELEWSKI, C. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperature. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. C7, p. 14,291–14,324, 1998. 1, 13, 135, 175

UPPALA, S. M.; KALLBERG, P. W.; SIMMONS, A. J.; ANDRAE, U.; BECHTOLD, V. da C.; FIORINO, M.; GIBSON, J. K.; HASELER, J.; HERNANDEZ, A.; KELLY, G. A.; LI, X.; ONOGI, K.; SAARINEN, S.; SOKKA, N.; ALLAN, R. P.; ANDERSSON, E.; ARPE, K.; BALMASEDA, M. A.; BELJAARS, A. C. M.; BERG, L. van de; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; CAIRES, S.; CHEVALLIER, F.; DETHOF, A.; DRAGOSAVAC, M.; FISHER, M.; FUENTES, M.; HAGEMANN, S.; HOLM, E.; HOSKINS, B. J.; ISAKSEN, L.; JANSSEN, P. A. E. M.; JENNE, R.; MCNALLY, A. P.; MAHFOUF, J. F.; MORCRETTE, J. J.; RAYNER, N. A.; SAUNDERS, R. W.; SIMON, P.; STERL, A.; TRENBERTH, K. E.; UNTCH, A.; VASILJEVIC, D.; VITERBO, P.; WOOLLEN, J. The ERA-40 re-analysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 131, p. 2961–3012, 2005. 17

VENEGAS, S. A.; MYSAK, L. A.; STRAUB, D. N. Atmosphere-ocean coupled variability in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 10, p. 2904–2920, 1997. 19

WALLACE, J. M.; GUTZLER, D. S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 785–812, 1981. 5

XUE, Y.; SELLERS, P. J.; III, J. L. K.; SHUKLA, J. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v. 4, n. 3, p. 345–364, 1991. 25

YPERSELE, J. P. van. **Update on scenario development: from SRES to RCPs**. Cancún: IPCC, 2010. Apresentação em PDF. Disponível em: <http://unfccc.int/files/methods_and_science/research_and_systematic_observation/application/pdf/ipcc_van_yperssele.pdf>. Acesso em: 24 abr. 2012. 35

ANEXO A - GRÁFICOS ADICIONAIS DO CAPÍTULO 5

A.1 Análise de compostos com o MCGA do CPTEC

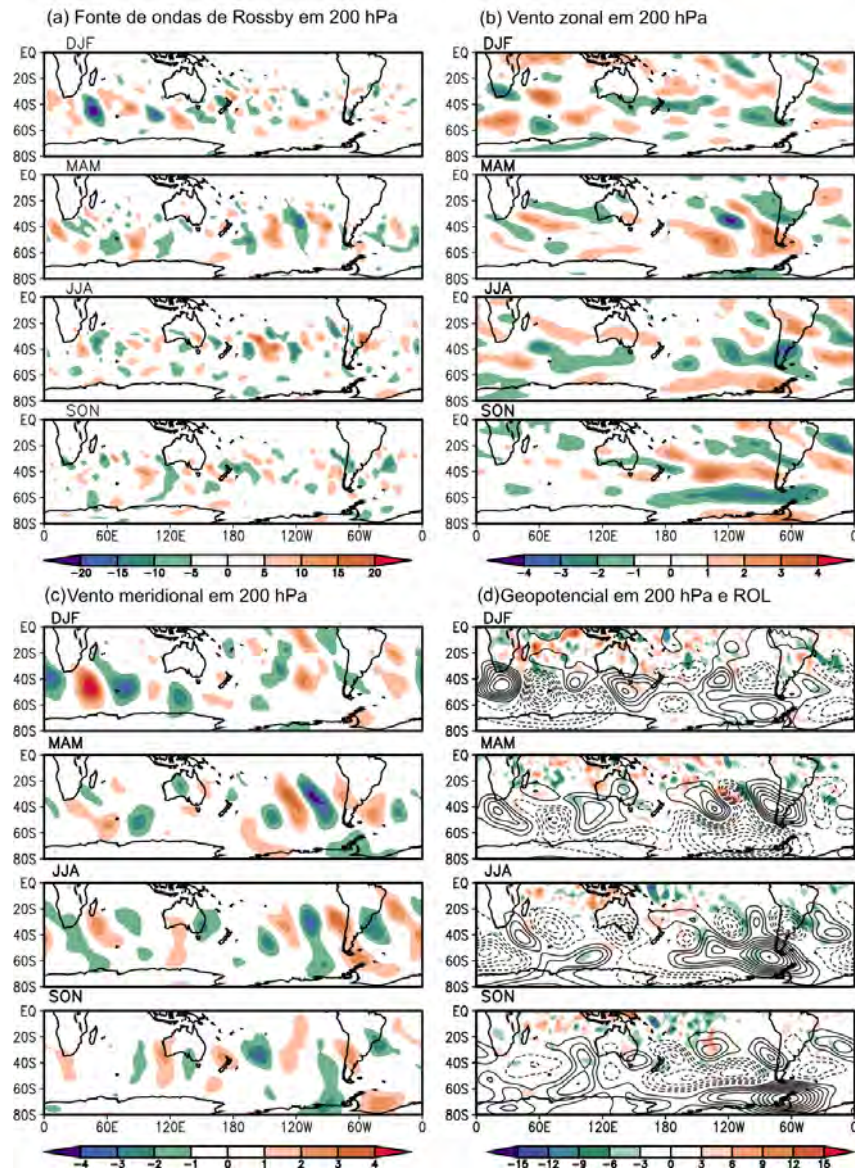


Figura A.1 - Compostos das anomalias diárias de (a) fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$), (b) vento zonal (m s^{-1}), (c) vento meridional (m s^{-1}) e (d) geopotencial (m) em 200 hPa e ROL (W m^{-2}) para a rodada CI17 na área A em eventos S_M+ para as quatro estações do ano.

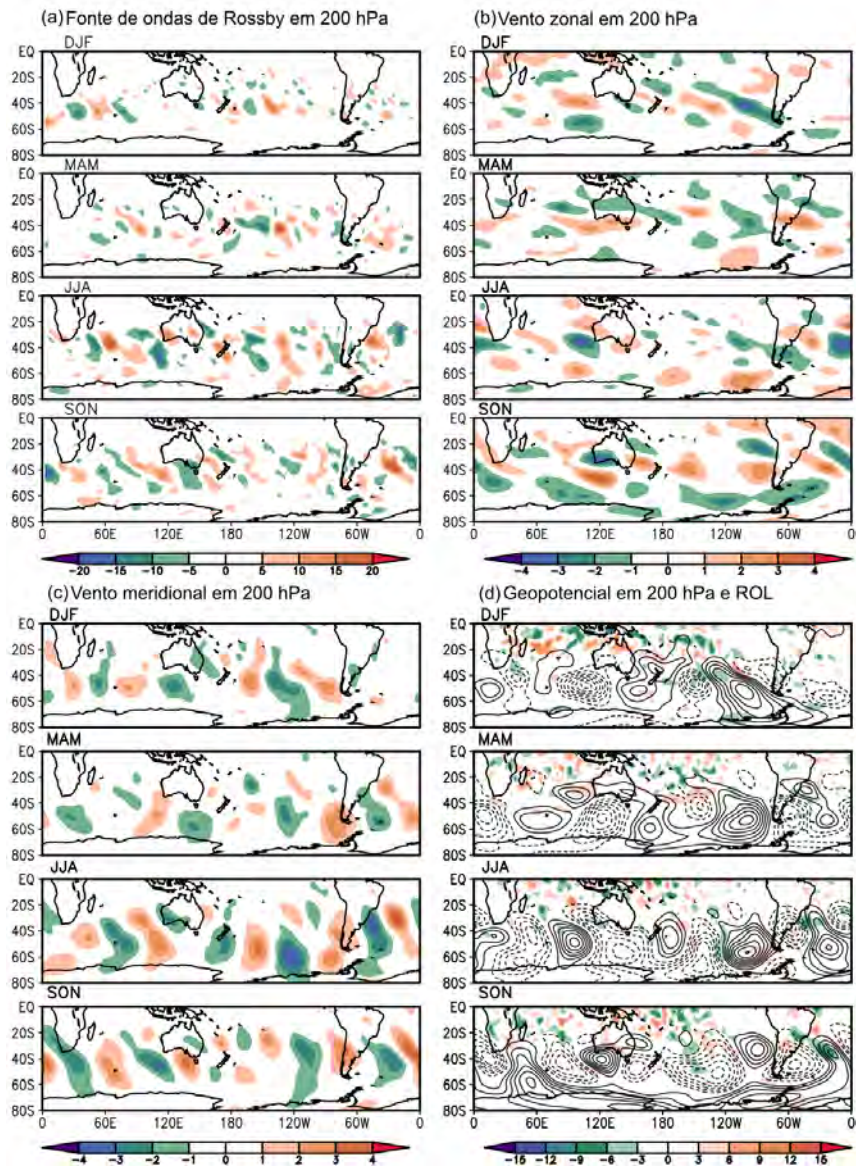


Figura A.2 - Compostos das anomalias diárias de (a) fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$), (b) vento zonal (m s^{-1}), (c) vento meridional (m s^{-1}) e (d) geopotencial (m) em 200 hPa e ROL (W m^{-2}) para a rodada CI17 na área B em eventos S_M+ para as quatro estações do ano.

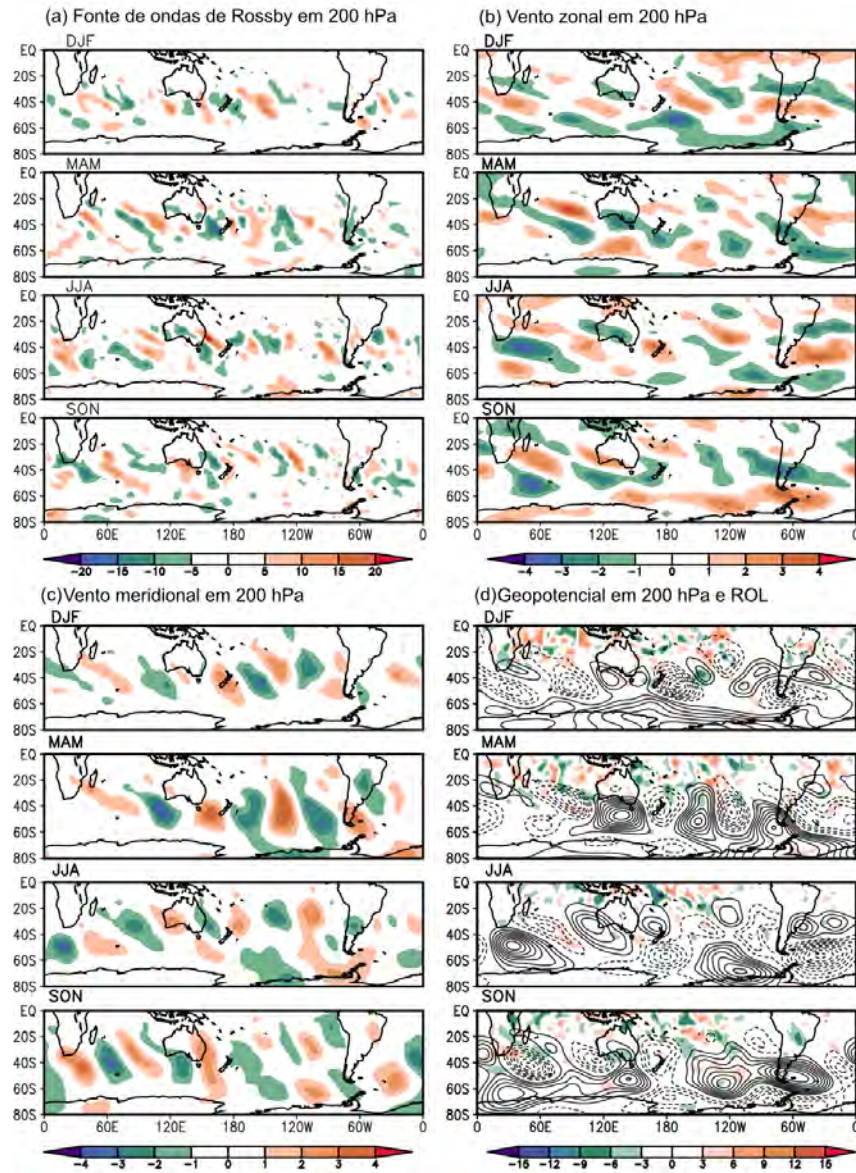


Figura A.3 - Compostos das anomalias diárias de (a) fonte de ondas de Rossby ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$), (b) vento zonal (m s^{-1}), (c) vento meridional (m s^{-1}) e (d) geopotencial (m) em 200 hPa e ROL (W m^{-2}) para a rodada CI17 na área C em eventos S_M+ para as quatro estações do ano.

A.2 Experimentos de projeções climáticas futuras com o HadGEM2-ES - Met Office

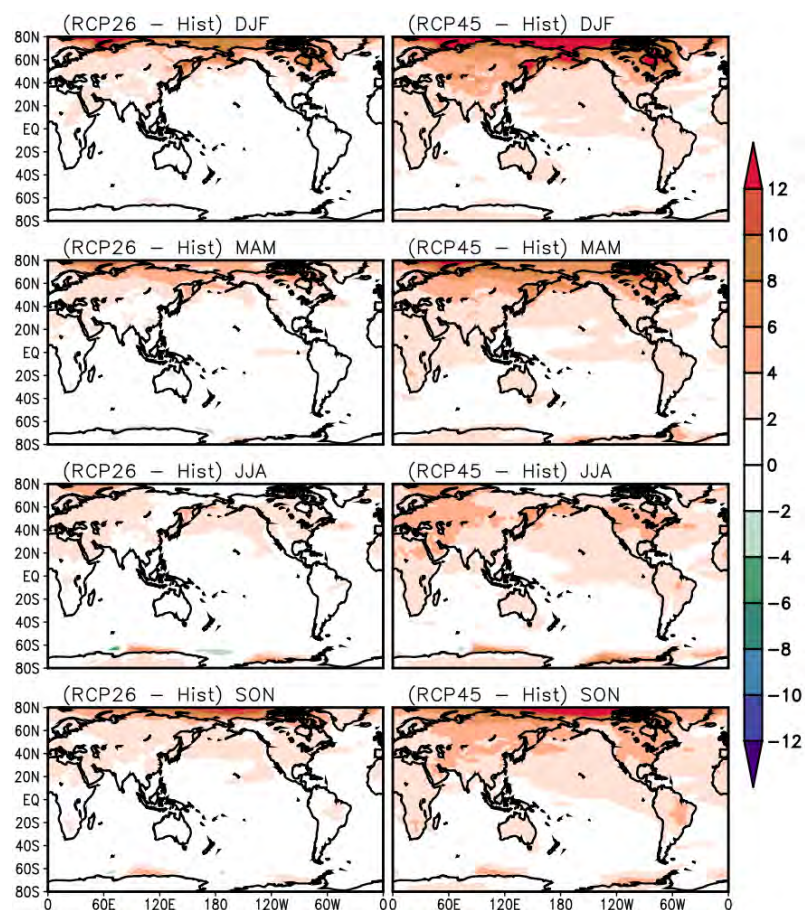


Figura A.4 - Campos sazonais das mudanças da temperatura do ar em 1,5 metros (°C) para os cenários RCP 2.6 e RCP 4.5. Os períodos climatológicos para o presente e o futuro foram 1979-2004 e 2073-2098, respectivamente.

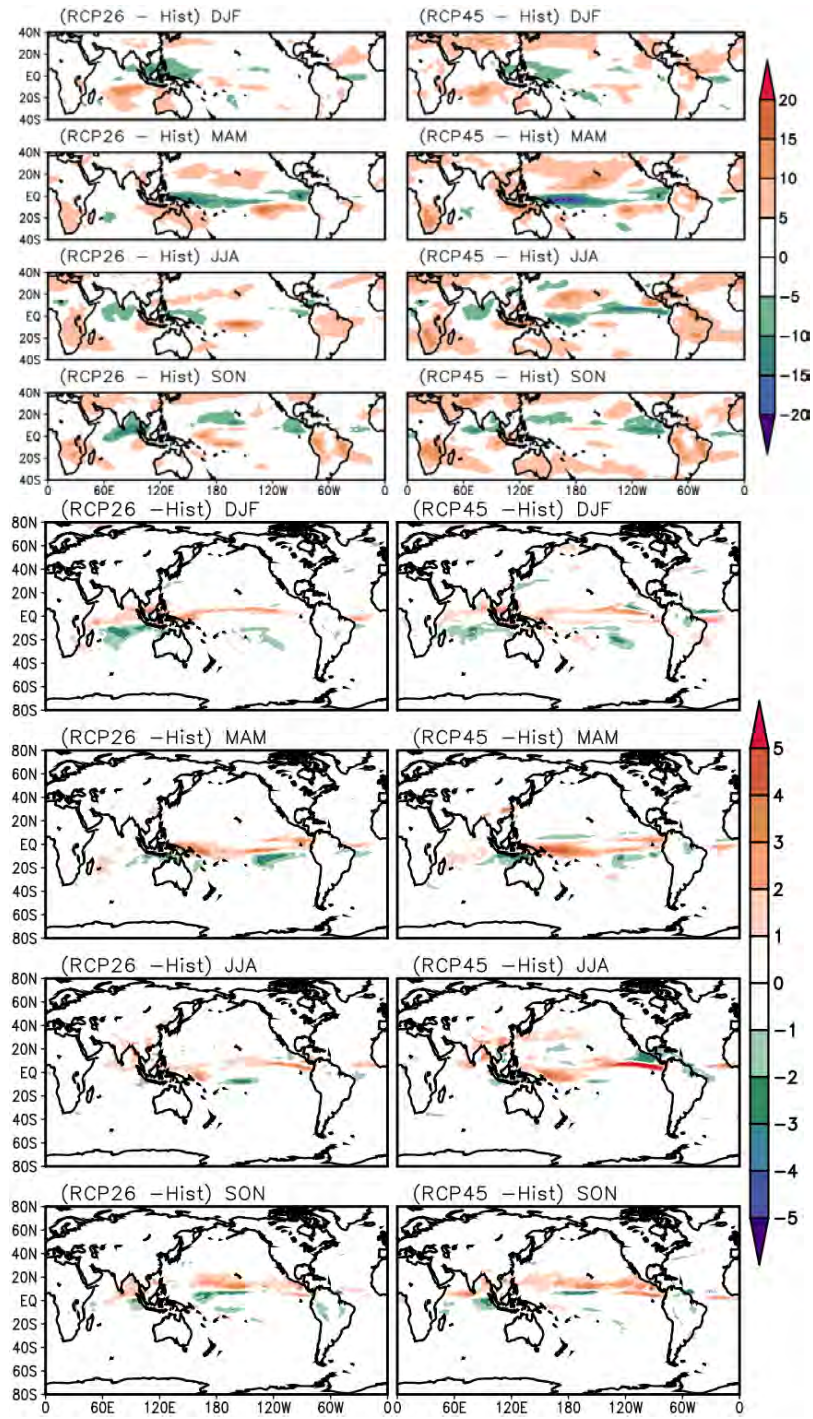


Figura A.5 - Idem Figura A.4, mas para ROL (acima, W m⁻²) e precipitação (abaixo, mm dia⁻¹).

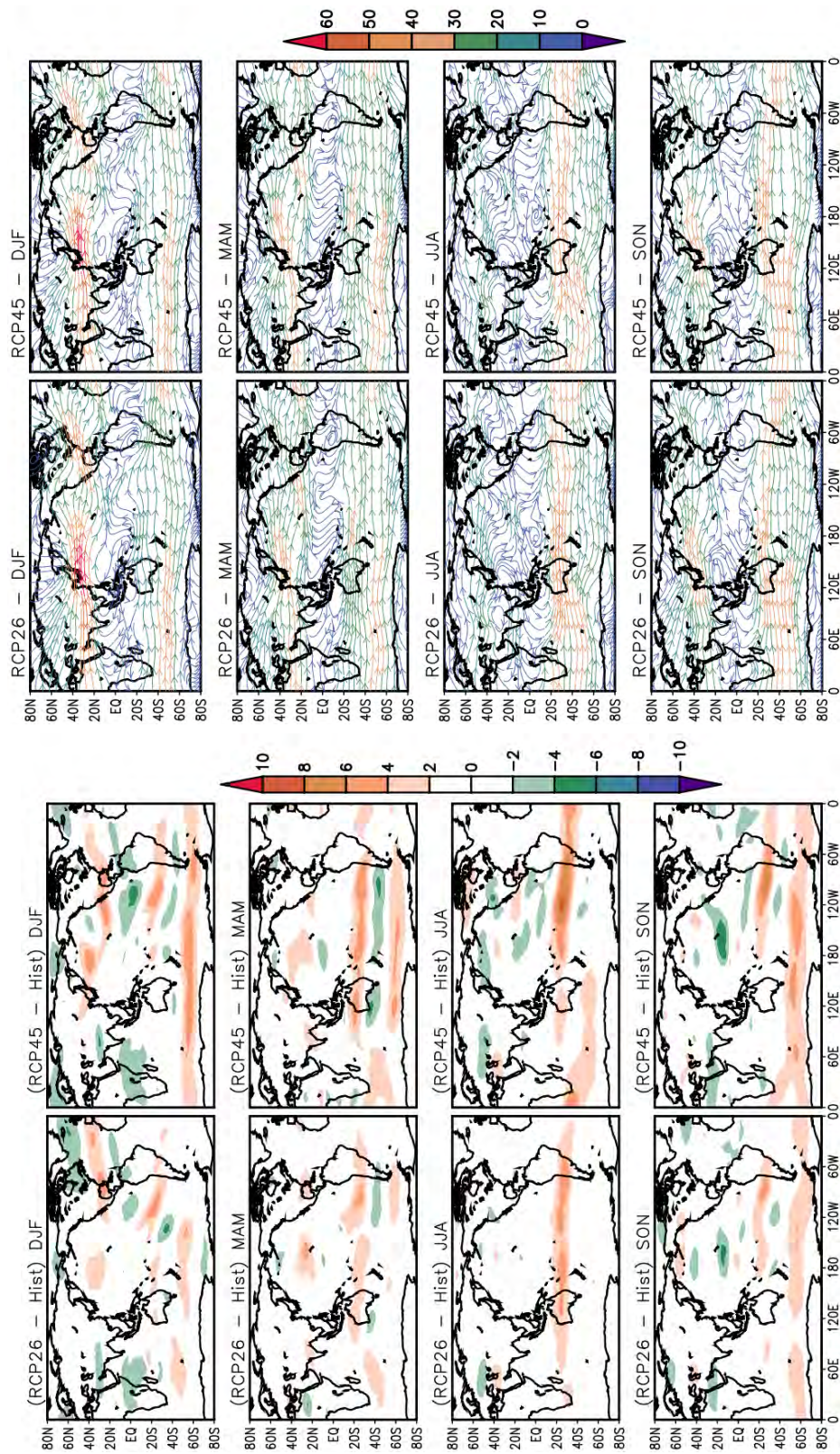


Figura A.6 - Esquerda: campos sazonais das mudanças da magnitude do vento em 250 hPa (m s^{-1}) para os cenários RCP 2.6 e RCP 4.5. Direita: campos sazonais da linha de corrente em 250 hPa (m s^{-1}) para os cenários RCP 2.6 e RCP 4.5. Os períodos climatológicos para o presente e o futuro foram 1979-2004 e 2073-2098, respectivamente.

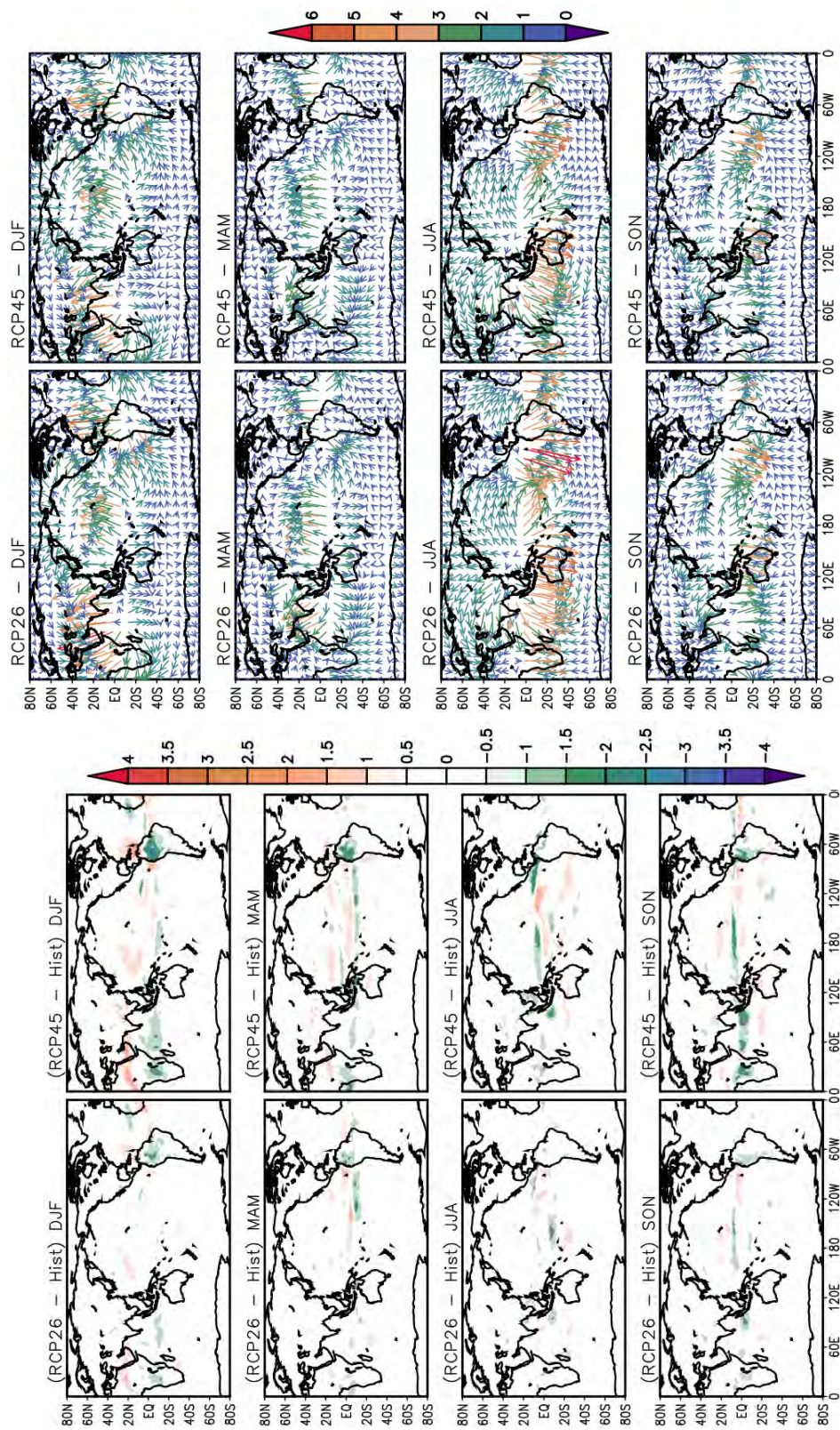


Figura A.7 - Esquerda: campos sazonais das mudanças da divergência em 250 hPa (10^{-6} s^{-1}) para os cenários RCP 2.6 e RCP 4.5. Direita: campos sazonais do vento divergente em 250 hPa (m s^{-1}) para os cenários RCP 2.6 e RCP 4.5. Os períodos climatológicos para o presente e o futuro foram 1979-2004 e 2073-2098, respectivamente.

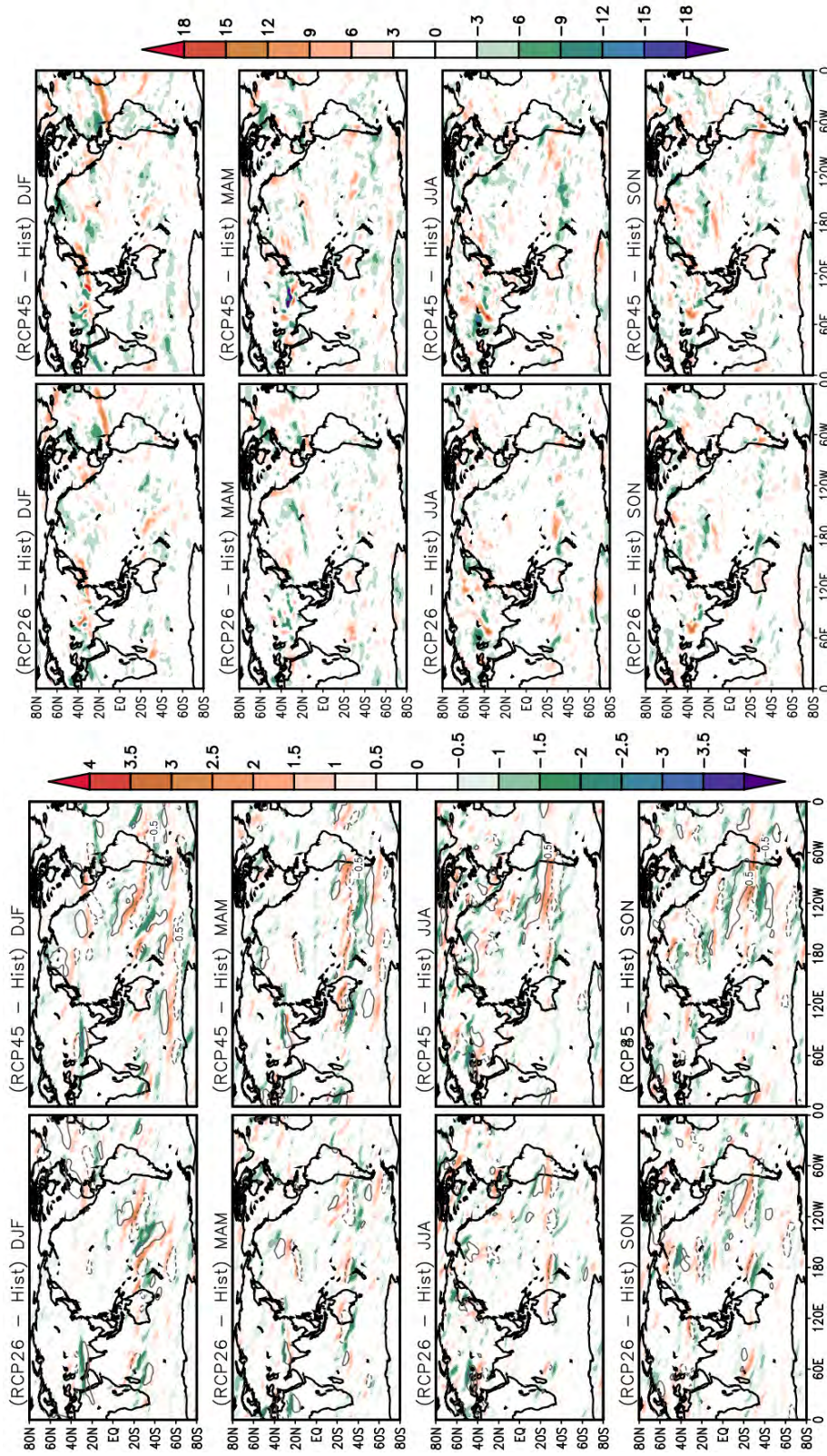


Figura A.8 - Esquerda: campos sazonais das mudanças da vorticidade absoluta (10^{-5} s^{-1}) e gradiente de vorticidade absoluta (sombreado, $10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) em 250 hPa para os cenários RCP 2.6 e RCP 4.5. Direita: campos sazonais das mudanças da fonte de ondas de Rossby (10^{-11} s^{-2}) em 250 hPa para os cenários RCP 2.6 e RCP 4.5. Os períodos climatológicos para o presente e o futuro foram 1979-2004 e 2073-2098, respectivamente.

Variability patterns of Rossby wave source

Marília Harumi Shimizu · Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti

Received: 21 December 2009 / Accepted: 7 May 2010 / Published online: 25 May 2010
© Springer-Verlag 2010

Abstract Rossby waves (RW) propagation due to a local forcing is one of the mechanisms responsible for wave trains configurations known as teleconnections. The term teleconnection refers to anomalies patterns that are correlated in several regions of the world, causing large-scale changes in atmospheric waves patterns and temperature and precipitation regimes. The aim of teleconnections studies is to provide a better understanding of atmospheric variability and their mechanisms of action in order to identify patterns that can be tracked and predicted. The purpose of this study was to characterize seasonal and spatial variability of atmospheric RW sources. The RW source at 200 hPa was calculated for the four seasons with reanalysis data of zonal and meridional wind. In the Northern Hemisphere (NH), the RW sources were located on East Asia, North America, North Atlantic and Pacific. The main RW sources in the Southern Hemisphere (SH) were located over Intertropical, South Pacific, South Atlantic and South Indian Convergence Zones. Extratropical regions were also identified, mainly to the south of Australia. The vortex stretching term ($S1$) and the advection of absolute vorticity by the divergent wind ($S2$) were analyzed to discuss the physical mechanisms for RW generation. In the NH, the source at East Asia in DJF changed to a sink in JJA, related to the dominance of $S1$ term in DJF and $S2$ term in JJA. In the SH, the vortex stretching term had the dominant contribution for RW

source located to the south of Australia. The main forcing for RW sources at east of Australia was the advection of absolute vorticity by divergent flow. Over South America, both terms contributed to the source in DJF. The main modes of RW source variability were discussed by using empirical orthogonal functions analysis. RW variability was characterized by wave trains configurations in both hemispheres over regions of jet streams and storm tracks, associated with favorable and unfavorable areas for RW generation.

Keywords Rossby waves · Rossby wave source

1 Introduction

Time average atmospheric circulations are characterized by large-scale disturbances (waves) in middle and high latitudes. These waves, known as Rossby waves (RW), were first identified by Rossby and collaborators (1939) in their study about westerly winds disturbances in middle latitudes. RW propagation due to a local forcing is one of the mechanisms responsible for wave trains configurations associated with teleconnections. However, the propagation of these wave trains only occurs in certain preferred regions with conditions to provide waveguides, mostly located along subtropical jet streams (Hoskins and Ambrizzi 1993; Ambrizzi and Hoskins 1995). The location of waveguides can be inferred by the spatial distribution of stationary wave number, K_S . Regions zonally oriented with relatively high values of K_S bounded by lower values to the north and south indicate favorable areas for waveguides occurrence (Hoskins and Ambrizzi 1993).

The influence of teleconnections on South America has been related to precipitation, outgoing longwave radiation

M. H. Shimizu (✉) · I. F. de Albuquerque Cavalcanti
Center for Weather Forecasting and Climate Studies (CPTEC),
National Institute for Space Research (INPE), Av. dos
Astronautas, 1758, São José dos Campos, Brazil
e-mail: marilia.shimizu@cptec.inpe.br

I. F. de Albuquerque Cavalcanti
e-mail: iracema.cavalcanti@cptec.inpe.br

(OLR) and temperature anomalies (Mo and Higgins 1998; Müller et al. 2005; Cunningham and Cavalcanti 2006). Certain precipitation anomalies and atmospheric circulation changes over southern and southeastern Brazil were associated with the remote influence of South Pacific Convergence Zone (SPCZ) on South Atlantic Convergence Zone (SACZ), through RW trains propagation, which were generated by the convection on SPCZ (Casarin and Kousky 1986; Grimm and Silva Dias 1995). Furthermore, it was observed that RW activity originated in Western Pacific during austral winter could propagate through Pacific to South America, generating cold air incursions in southern and southeastern Brazil. The intensity of these incursions is dependent on the location and/or intensity of wave sources in Western Pacific (Marengo et al. 2002). Thus, studies about RW sources, which are responsible for teleconnection patterns that could influence temperature and precipitation regimes, are important to better understand and predict the influences of RW propagation on atmospheric circulation. Previous studies identified regions with RW sources in the Northern Hemisphere (NH) over East Asia, due to the persistent heating over the Pacific warm pool, and North America/Eastern Pacific (Moon and Ha 2003, Lu and Kim 2004). The objective of this study was to characterize seasonal and spatial variability of atmospheric RW sources with emphasis in the Southern Hemisphere (SH).

2 Theoretical analysis of Rossby wave generation

This section will discuss about theoretical analysis of RW generation (James 1994). RW forcing can be inferred by barotropic vorticity equation:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \zeta = -\zeta D \quad (1)$$

where ζ is the absolute vorticity, $\mathbf{v}$ is the wind velocity and D is the horizontal divergence $\partial u/\partial x + \partial v/\partial y$.

The velocity field $\mathbf{v}$ can be described as $\mathbf{v} = \mathbf{v}_\psi + \mathbf{v}_\chi$, where $\mathbf{v}_\psi$ is the rotational component, obtained from streamfunction, and $\mathbf{v}_\chi$ is the divergent component, obtained from velocity potential.

Thus, Eq. 1 can be rewritten as:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{v}_\psi \cdot \nabla \zeta = -\zeta D - \mathbf{v}_\chi \cdot \nabla \zeta \quad (2)$$

Equation 2 represents the correct partitioning between RW propagation terms (left), which involves only the rotational component, and forcing terms (right), with the divergent component. Analyzing this equation, the conclusion is that RW forcing is greater in areas where divergence, divergent wind, absolute vorticity and gradient of absolute vorticity are large. This can happen in regions

poleward of diabatic tropical heating, where divergence at high levels, associated with deep convection, is greater and where there are large gradients of vorticity associated with jet streams. Western Pacific, at east of Australia, presents such characteristics and is a favorable region for RW trains formation. Another favorable region with the dynamical conditions for RW formation is located at East Asia.

Forcing terms can be grouped in only one term called RW source (S):

$$S = -\zeta D - \mathbf{v}_\chi \cdot \nabla \zeta = -\nabla \cdot (\mathbf{v}_\chi \zeta) \quad (3)$$

Equation 3 shows how RW can be excited by diabatic tropical heating (represented by divergence at high levels), although absolute vorticity is often small near the heating. Divergent flow is greater at the edge of the heating region, and not in the region where divergence is large, and gradient of absolute vorticity is larger towards subtropics, implying that higher values of S should be found in the subtropics.

3 Data and methodology

In this study, daily mean data of zonal and meridional wind, with spatial resolution of $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ at 200 hPa from the National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) reanalysis for the 29-year period from 1979 to 2007 were used.

Seasonal variability of atmospheric RW sources was characterized for the four seasons in the tropics and extratropics for the 29-year period. The first stage to identify climatological RW sources was to calculate the daily values of relative and absolute vorticity, horizontal divergence and divergent wind at 200 hPa. Then, according to Eq. 3, the daily values of RW source at 200 hPa were computed. Finally, the seasonal means were evaluated from the daily RW source. This method of calculation was proved to be more appropriate than obtaining the seasonal means of RW source from the seasonal means of each component, as showed by Simmonds and Lim (2009). According to these authors, to calculate such terms directly from the time-mean flow results in significant biases because these terms have strong temporal covariances. To ensure that our analyses were robust, we calculate the same fields with the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) 40-year reanalysis (ERA-40). The results (not shown) were very similar as those derived from NCEP/NCAR reanalysis.

Moreover, RW source S was divided in two terms and seasonal means were calculated from the daily values of each term:

$$S = S1 + S2$$

where $S1 = -\zeta D$ is the vortex stretching term, or the generation of vorticity by divergence, and $S2 = -\mathbf{v}_\chi \cdot \nabla \zeta$ is the advection of absolute vorticity by divergent flow. These terms were already discussed by Lu and Kim (2004) in a different approach, focusing on the NH.

Next, three regions in the SH were selected in order to identify the main forcing components for RW source in each region. The choice of these areas was based on the climatological fields of RW sources calculated as described above. Seasonal means of divergence, absolute vorticity, magnitude of absolute vorticity gradient, magnitude of divergent wind, RW source and $S1$ and $S2$ terms were calculated in each region. Seasonal means of RW source and $S1$ and $S2$ terms were also calculated directly from the daily mean data and not from the seasonal means of its components terms, avoiding the introducing of bias as discussed above.

The main variability modes of RW source were identified through empirical orthogonal functions (EOFs) analysis. For any space-time meteorological field, EOF analysis find a set of orthogonal spatial patterns and a set of uncorrelated time series or principal components (Hannachi et al 2007). This technique has been used to extract individual modes of variability that can be physically relevant. However, problems in interpreting the spatial patterns can arise because physical modes are not necessarily orthogonal (Dommenget and Latif 2002). The orthogonality constrain can result in spatial patterns that are not localized but spread over the domain. This feature doesn't appear in our analysis as can be seen in Sect. 6. The non-rotated EOFs were applied to RW source daily anomalies for each season and each hemisphere separately, from the equator to the pole. The eigenvalues, eigenvectors and the principal components for the first ten modes were calculated, but only the first four modes were analyzed, which represented the largest fraction of the total variance for the first ten modes. To verify the separation of modes, or if the modes were degenerated, the criterion proposed by North et al. (1982) was used. If two modes are degenerated, then the eigenvectors are in fact a random mixture of the true eigenvector.

4 Climatological Rossby wave sources

To illustrate and discuss how RW are generated and which elements are involved in the formation of the waves, climatological fields (29 years) of divergence, divergent wind, absolute vorticity, magnitude of absolute vorticity gradient, RW source and $S1$ and $S2$ terms at 200 hPa for each season were calculated. The climatological seasonal

means were calculated from the daily values average. Differences in intensity and location of divergence (positive values) and convergence (negative values) areas were seen from one season to another (Fig. 1). The large equatorial divergence region over Pacific and Atlantic Oceans was located further north in JJA and further south in DJF, which may be related to the ITCZ displacement.

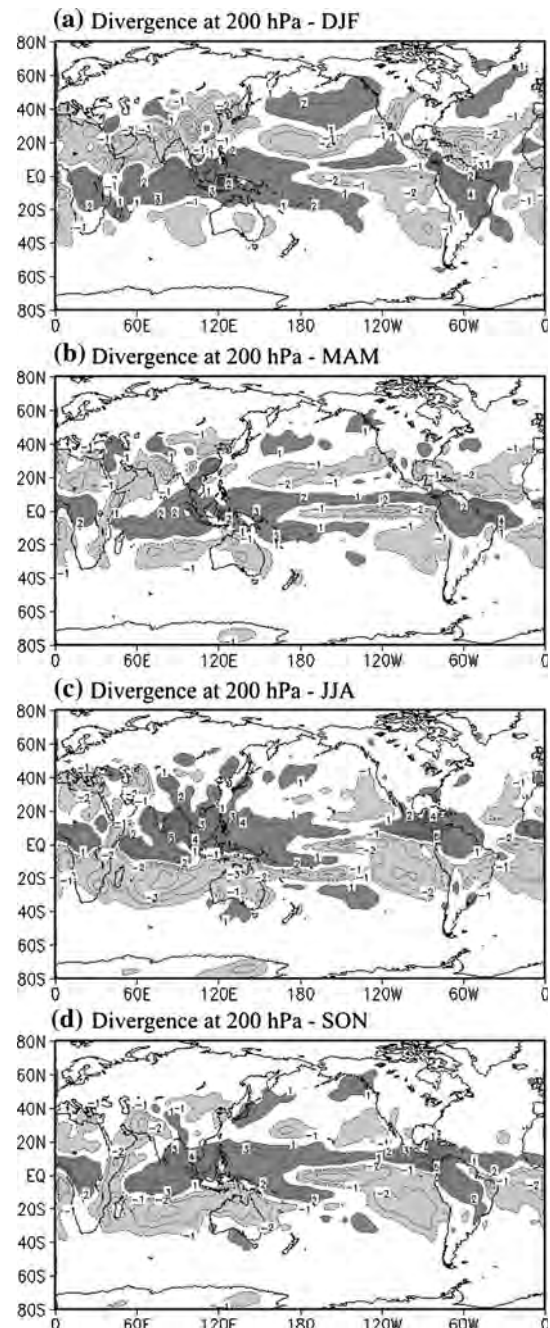


Fig. 1 Average climatological fields (1979–2007) of divergence at 200 hPa ($1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) in **a** DJF, **b** MAM, **c** JJA and **d** SON. The light and dark shaded areas represent negative and positive values, respectively

Divergence was more intense over Equatorial Atlantic, near northeastern Brazil coast, from December to May and over Eastern Equatorial Pacific, near Central America, from June to November. Divergence areas on subtropical convergence zones [SACZ, SPCZ and South Indian Convergence Zone (SICZ)] were also observed, mainly in the SH summer, associated with tropical diabatic heating, deep convection and other atmospheric features, as mentioned in Kodama (1992). Another area of divergence was located over North Pacific and North Atlantic, especially in DJF, associated with storm tracks regions over these oceans. Moreover, the divergence over Indonesia and Indian Ocean was more intense in JJA, when higher sea surface temperatures move to the NH. On the other hand, convergence regions were located on Eastern Pacific and subtropics, in association with subsidence related to the descending branches of Walker and Hadley cells.

Divergent wind diffluence at 200 hPa (Fig. 2) was observed in the equatorial region, particularly at Western Pacific in DJF and JJA, on central-northern Brazil in DJF, and Central America in JJA, associated with tropical deep convection and ascending branch of the Hadley cell. The highest magnitude of wind in the subtropics was observed in the winter hemisphere due to intensification of Hadley cell and increase of meridional temperature gradient.

Absolute vorticity and magnitude of absolute vorticity gradient (shaded) at 200 hPa are shown in Fig. 3. The highest gradients, associated with jet streams, were observed in the winter hemisphere, especially on East Asia and Japan in DJF and Australia in JJA. These regions, which presented the highest magnitudes of absolute vorticity gradient, are favorable regions for RW formation. There were also regions at middle and high latitudes in the SH and over north of North America, with persistent gradient all over the year.

The main RW sources (positive values) during DJF (Fig. 4a) in the NH were identified on East Asia (more intense), Mediterranean and Arabian regions, North America/Eastern Pacific and subtropical North Atlantic. This configuration of RW source agrees with earlier studies such as Moon and Ha (2003) and Lu and Kim (2004). In the other seasons, there were small changes over Mediterranean and Arabian, but there were large differences over Asia, North America and Pacific and Atlantic Oceans. In JJA (Fig. 4c), there was strengthening of the RW source over the Mediterranean region while the East Asia presented unfavorable conditions to RW generation. In this season, the source was concentrated in the Eastern Pacific, close to North America. The intensity of sources during MAM (Fig. 4b) and SON (Fig. 4d) was lower than in DJF, reducing from DJF to MAM and increasing from JJA to SON over East Asia. There were also differences over Atlantic Ocean from DJF (NH winter), when the RW

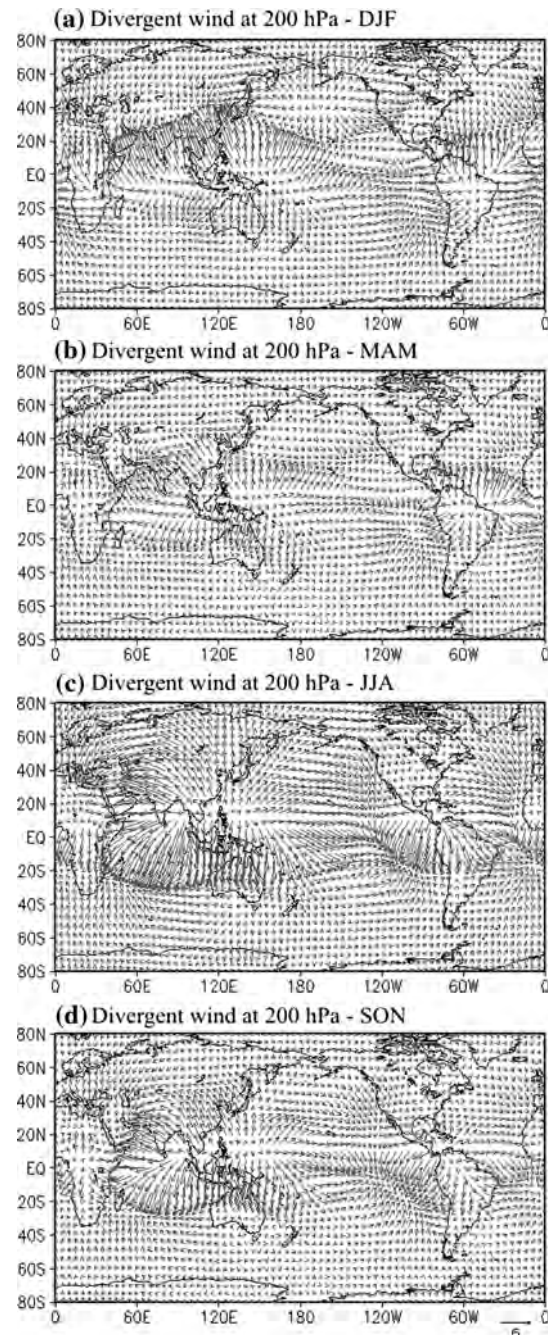


Fig. 2 Average climatological fields (1979–2007) of divergent wind at 200 hPa (m s^{-1}) in **a** DJF, **b** MAM, **c** JJA and **d** SON

source was extended throughout Atlantic, to JJA (NH summer), when the RW source was concentrated over Eastern Atlantic. The differences from boreal winter to summer may be related to the jet streams which are stronger in the winter season, but also related to the different contributions of the $S1$ and $S2$ terms (Figs. 5, 6). The change in the configuration at East Asia from RW source in DJF to RW sink in JJA is related to the different contributions of $S1$ and $S2$ terms. The contribution of $S2$ term

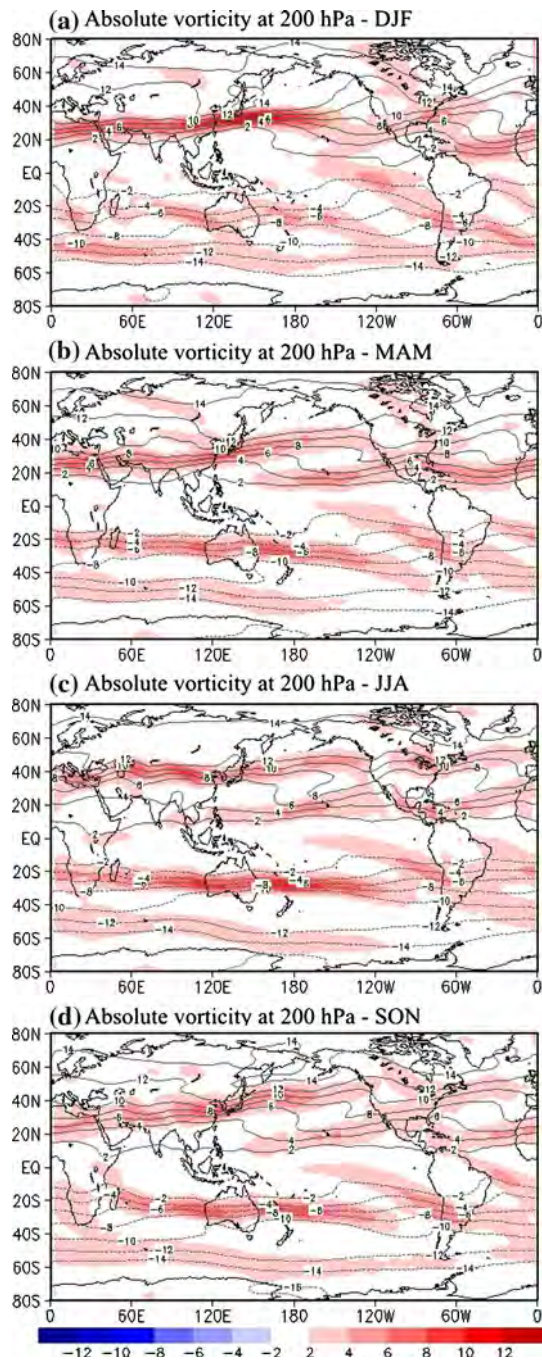


Fig. 3 Average climatological fields (1979–2007) of absolute vorticity and magnitude of absolute vorticity gradient (shaded) at 200 hPa ($1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) in **a** DJF, **b** MAM, **c** JJA and **d** SON

(advection of absolute vorticity by divergent flow) is negative in both seasons because of southerly advection of absolute vorticity to the region, as result of the equatorial heating. This feature was also discussed in Lu and Kim (2004). However $S1$ term (vortex stretching) contribution changes signal from positive in DJF to negative in JJA. The contribution of $S2$ term was dominant when comparing to the contribution of $S1$ term, resulting in the RW sink in

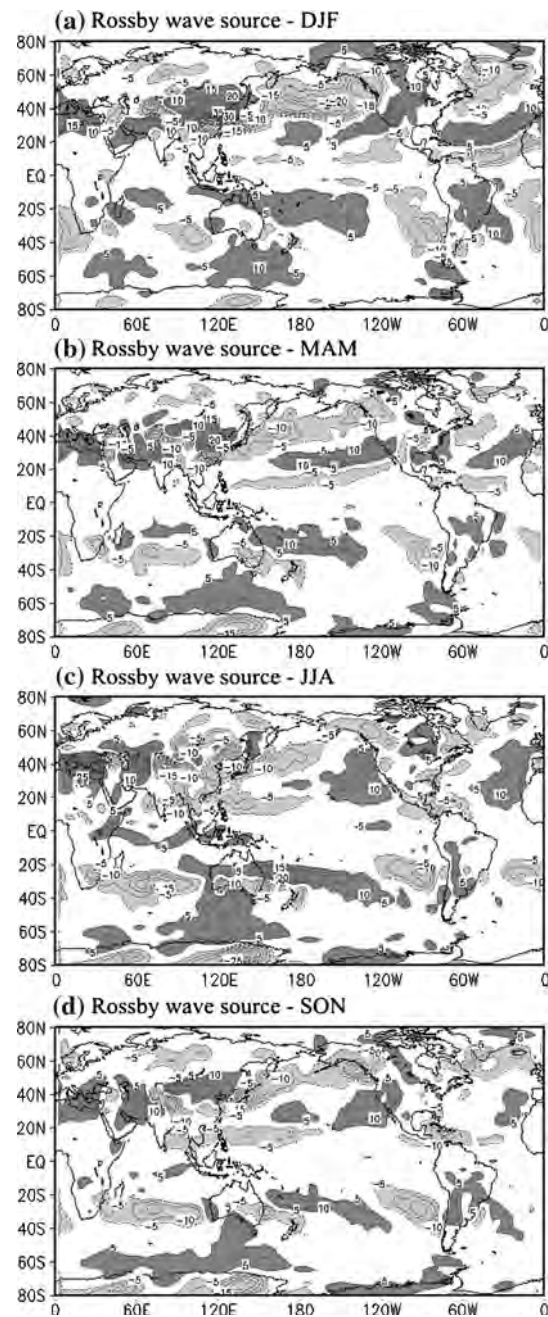


Fig. 4 Average climatological fields (1979–2007) of Rossby waves source at 200 hPa ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) in **a** DJF, **b** MAM, **c** JJA and **d** SON. The *light and dark shaded areas* represent negative and positive values, respectively

JJA. During boreal winter (DJF), the RW source in that region has a dominant contribution from term $S1$ (both positive).

In the SH, there were not seasonal variations related to positions of RW sources, but there were variations in intensity. The sources in DJF (Fig. 4a) were located over SACZ (more intense), SPCZ and SICZ and to the south of Australia and South America continents and south of Indian

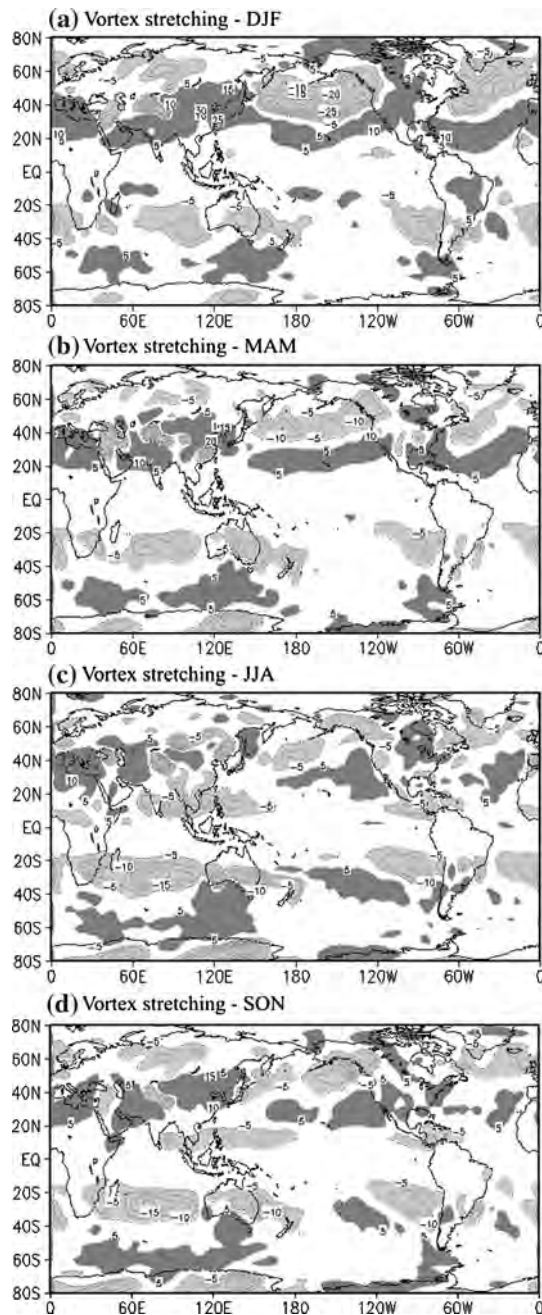


Fig. 5 Average climatological fields (1979–2007) of vortex stretching term at 200 hPa ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) in **a** DJF, **b** MAM, **c** JJA and **d** SON. The light and dark shaded areas represent negative and positive values, respectively

Ocean. During JJA (Fig. 4c), there was intensification of sources over South Pacific (SPCZ region), and to the south of Australia. Without the convection in the austral winter, there was no signal over tropical South America. The unfavorable regions to RW generation (sinks) also did not show seasonal variability and they were located over Eastern Pacific, subtropical Pacific Highs, subtropical Indian Ocean and south-east of Australia. *S2* term contributes to the sources in the

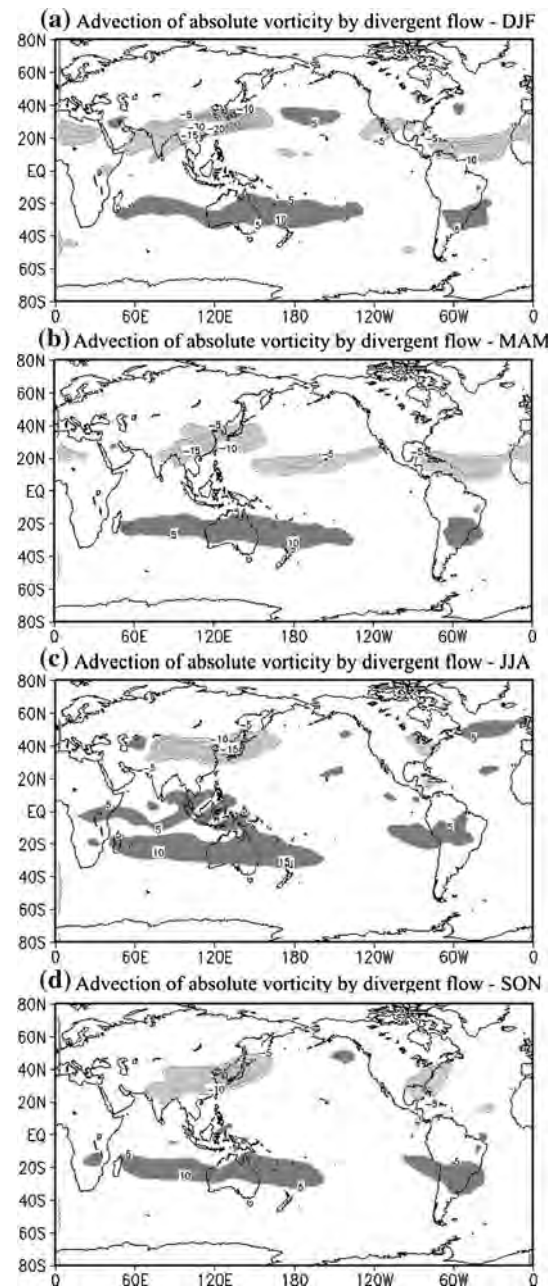


Fig. 6 Average climatological fields (1979–2007) of advection of absolute vorticity by divergent flow at 200 hPa ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) in **a** DJF, **b** MAM, **c** JJA and **d** SON. The light and dark shaded areas represent negative and positive values, respectively

extratropical regions (southern Indian, to the south of Australia and to the south of South America) during the four seasons and also in part of SPCZ in JJA. *S1* term contributes to the source to the east of Australia and part of South America during all seasons. The source over South America in DJF had contribution of the two terms. These results are consistent with the theory of RW generation.

In the tropics, the deep convection and the associated divergence favor the RW generation. The mechanism for

RW generation by deep convection is based on absolute vorticity conservation. Divergence at high levels results in a meridional displacement of the air parcels. This displacement causes a disturbance in the vorticity field and then, by absolute vorticity conservation, a RW is generated. In the extratropics, the RW sources can be related to orography, ocean-land contrasts or transient baroclinic systems (James 1994). Although large areas of divergence regions are concentrated near the equator, Rossby wave sources were located poleward of these regions. This can be understood from Eq. 3. Large divergence values found in the equatorial region are counterbalanced by the small values of absolute vorticity present in this region, and thus the contribution for Rossby wave source is small. Moreover, the divergent flow is greater at the edge of the region of greatest divergence, and absolute vorticity gradients are larger toward higher latitudes, which provide the highest values of RW source in the subtropics. The same discussion is applied over South America, where there is large divergence over tropical areas in DJF, but the RW source maximum is located to southeast, over the SACZ coastal region.

5 Forcing components of Rossby wave sources in the Southern Hemisphere

In this section, RW sources in three regions of the SH are analyzed in order to define the main forcing components for RW in each region. These regions, illustrated in Fig. 7, are located over Western Pacific (160°E–160°W, 10°S–30°S), South America (60°W–40°W, 10°S–30°S) and to the south of Australia (120°E–160°E, 40°S–60°S).

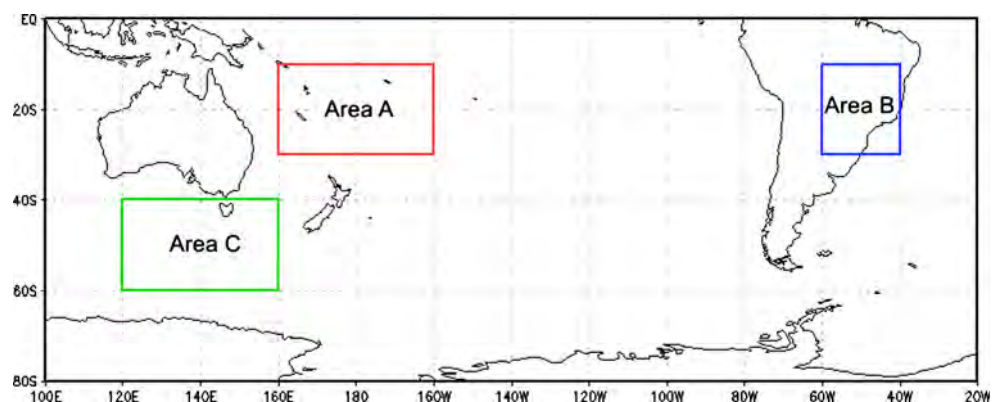
Seasonal means of divergence, absolute vorticity, magnitude of absolute vorticity gradient and divergent wind magnitude in each region were plotted to define the relative importance of RW source forcing components (Fig. 8). Divergence at 200 hPa in area A in summer (DJF) was twice lower than in area B, but in winter (JJA) it was negative in both areas. In the transition seasons, there were

similar positive low values. Seasonal variability was more striking over South America (Area B) than over Western Pacific (Area A) basically due to the choice of these areas. Area B is located over SACZ region which is characterized by large divergence in summer and suppression of deep convection in winter. On the other hand, Area A is not located exactly over the region of maximum divergence in Pacific, which is situated further northwestern over Western Pacific warm pool and Indonesia region. In area C, divergence had little seasonal variability but it was positive all over the year. In this region, divergence cannot be directly related to the convection but to dynamical factors.

Absolute vorticity at 200 hPa had little seasonal variability and very similar values in areas A and B. In area C, absolute vorticity was three times higher, in module, than in the other areas, due to the higher latitude location. The magnitude of divergent wind was higher in area A as well as the magnitude of absolute vorticity gradient, associated with the subtropical jet stream. In area B, the magnitude of absolute vorticity gradient was lower in DJF and higher in JJA; in area C the inverse occurred. This behavior is related with the seasonal position of the subtropical jet, which is situated at lower latitudes in the winter (JJA) and at higher latitudes in the summer.

Figure 9 shows seasonal means of RW source, $S1$ and $S2$ terms described on Sect. 3. In DJF, areas A and C presented the same RW source intensity. The highest seasonal variability of RW source was found in area B, with maximum value of RW source in DJF and minimum in JJA. In areas A and C, seasonal variability of RW source was lower, with maximum value of RW source during winter. In Western Pacific (Area A), $S1$ forcing, which represents the generation of vorticity by divergence, had lower contribution for RW source in all seasons, because convection, and the associated divergence, in this area was low as discussed above. On the other hand, convection (represented by divergence) to the north of Area A, over Pacific, resulted in significant divergent flow within area A, which made $S2$ forcing contribution (i.e. the advection of

Fig. 7 Areas in the SH selected for analysis



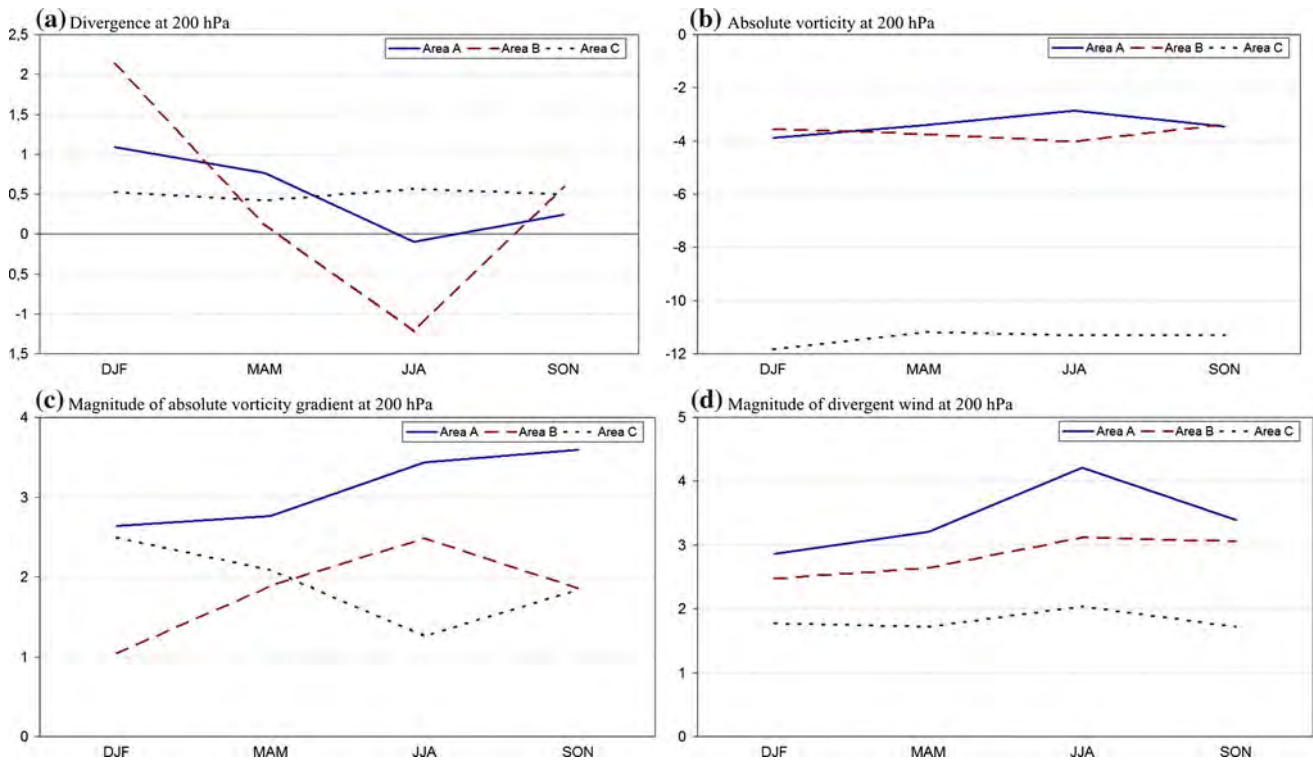


Fig. 8 Seasonal mean in areas A, B and C for **a** divergence ($1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), **b** absolute vorticity ($1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), **c** magnitude of absolute vorticity gradient ($1 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) and **d** magnitude of divergent wind (m s^{-1}) at 200 hPa

absolute vorticity by divergent flow) higher. Over South America (Area B), high divergence and divergent flow associated with deep convection favored RW generation in summer, season when SACZ is more active. Thus, both forcings contributed for the maximum of RW source. However, with the reduction of convection in winter (JJA), the $S1$ forcing acted to reduce RW source while the $S2$ forcing had similar value of DJF. The contribution of the two forcings resulted in a negative value of RW source, i.e. unfavorable conditions for RW generation. In the other seasons, $S1$ forcing contribution was similar to JJA, acting to reduce RW generation. In Area C, located to the south of Australia at middle latitudes, the vortex stretching term $S1$ had higher contribution for RW source. As there was no convection associated with diabatic heating, divergence and divergent flow had low values, as well as $S2$ term. However, absolute vorticity is high, about three times higher than in the other areas. Thus, divergence, although low, combined with high absolute vorticity act to change the vorticity field, by conservation of angular momentum, and thus RW is generated. Therefore, in areas A and B thermodynamical (deep convection and divergence due to diabatic heating) and dynamical factors contributed to RW generation. However, in area C only dynamical factors were involved in this process.

6 Variability of Rossby wave sources

RW source variability configurations, derived from EOF analysis, are presented in this section. This analysis was performed for RW source anomalies in the four seasons during the 29-year period from 1979 to 2007 in each hemisphere separately. The sum of the variances of the first four modes, and individual variances associated with each mode for the four seasons in both hemispheres are shown in Tables 1 and 2. The degenerated modes were the first and second modes in the SH in MAM, JJA and SON, the first and second modes in the NH in MAM and the third and fourth modes in the SH in DJF. This means that any linear combination of the degenerated modes are equivalent.

In DJF, the first four modes accounted for 50.7% of total variance in the NH and 52.2% in the SH. Spatial patterns of the first four modes in DJF in the NH were zonally oriented (Fig. 10). The first mode exhibited two wave train patterns: one more intense from East Asia to Central Pacific and another weaker over North America. This dominant mode indicates that the highest variability of RW source in the NH occurs associated with sources and sinks over East Asia/Pacific Ocean. The second mode showed a wave train pattern that extended from west coast of North America to

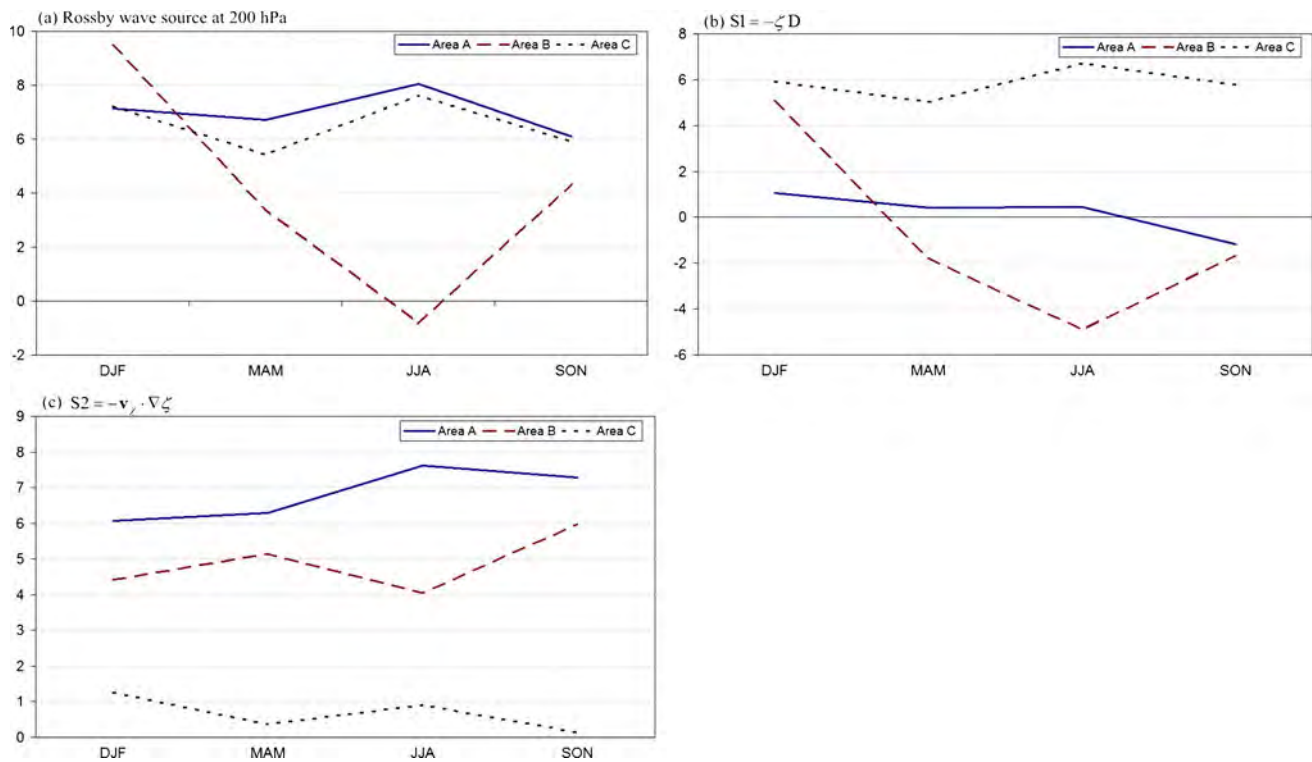


Fig. 9 Seasonal mean in areas A, B and C for **a** Rossby wave source ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$), **b** S1 term ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$), **c** S2 term ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) at 200 hPa

Table 1 NH first four modes variance

	Sum	Mode 1	Mode 2	Mode 3	Mode 4
DJF	50.7	14.9	14.3	11.2	10.3
MAM	51.6	14.6	14.2	12.0	10.8
JJA	50.4	14.4	13.8	11.4	10.8
SON	51.1	14.2	13.7	12.0	11.2

Table 2 SH first four modes variance

	Sum	Mode 1	Mode 2	Mode 3	Mode 4
DJF	52.2	15.2	14.0	11.6	11.4
MAM	48.3	13.1	12.9	11.4	10.9
JJA	54.4	16.5	16.5	10.9	10.5
SON	47.6	13.2	13.2	10.9	10.3

East Europe, crossing Atlantic Ocean. In the third mode, the spatial pattern moved to north in comparison with the first and second mode. Moreover, there was a reversal in intensity of wave trains with respect to the first mode, weaker from East Asia to Central Pacific and more intense over North America. This feature seems to indicate that when the variability is high in the Pacific region, it is low over North America, and vice-versa. The variability in these two regions occurs in the NH storm tracks regions.

Chang et al. (2002), Hoskins and Hodges (2002), among others, discussed about the NH storm tracks and the prominent role in middle latitude climate dynamics. The fourth mode showed a single wave train at high latitudes over Asia, reaching Western Pacific.

In the SH, spatial patterns of first and third modes and of second and fourth modes for DJF were similar to each other with respect to the region, but occurring at different latitudes. The first mode had a configuration of wave trains from middle latitude at south of Africa to subtropical Central Pacific, with little curvature toward equator. The second mode showed a wave pattern from Central Pacific to Eastern Atlantic, in a PSA route, reaching South America and Atlantic Ocean. The third mode, with variability at subtropical latitudes, was a progression to east of the second mode, with a break over Australia. The pattern of the fourth mode showed a wave train from Australia to east coast of Africa, with a break over eastern Brazilian coast. Over Australia and southwestern Pacific RW variability was located in regions of the subtropical jet stream to east of Australia. However, RW variability over Indian Ocean was located in the SH storm tracks region, similar to the location in the NH main regions of variability. The location of SH storm tracks can be found in Trenberth (1991), Inatsu and Hoskins (2004), among others. Lim and Simmonds (2007) identified the highest frequency of

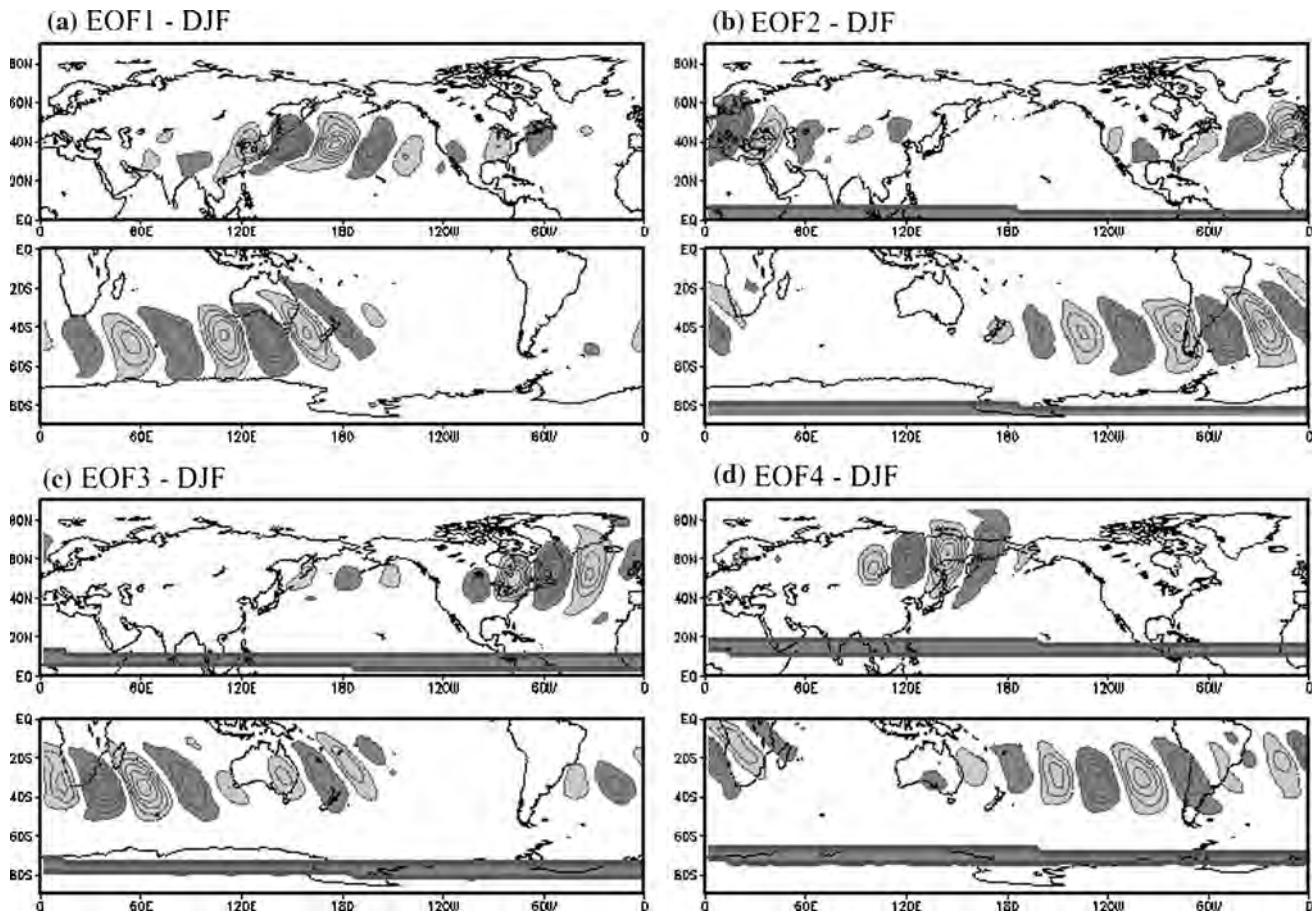


Fig. 10 Spatial patterns of first four EOF modes of RW source ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) in DJF. The contour interval is 0.1 and the zero contour is not shown. The light and dark shaded areas represent negative and positive values, respectively

extratropical low level cyclones also over the Indian Ocean.

In JJA, the spatial patterns of the first four modes (Fig. 11) were different from those observed in DJF and were oriented in an arc-like path in the NH. These modes explained 50.4% of the total variance in the NH and 54.4% in the SH. The spatial pattern of the first mode in the NH showed one wave train between Europe and East Asia. The second mode exhibited a wave train from Central Pacific to Western Atlantic, crossing North America. The third and fourth modes were similar to first and second modes, respectively, but displaced to north. In the SH, the first mode presented a wave train from Indian Ocean to Central Pacific, with reduced intensity after crossing through Australia. The second mode pattern exhibited a wave train from Central Pacific to Indian, more intense over South America. The third mode was similar to the first mode. However, it extended to Eastern Pacific and presented a break after crossing Australia. The fourth mode was similar to the second mode, but displaced to lower latitudes and more intense over southern Africa

Spatial configurations for transition seasons (not shown) differ from DJF in intensity and spatial extent of the centers of maximum and minimum. For MAM, the fractions explained by the first four modes were 51.6% of the total variance in the NH and 48.3% in the SH. In the NH, the first three modes showed a reduction of the spatial extension of wave trains in comparison with DJF. The fourth mode presented an increase of the extension, extending from Asia to Eastern Pacific, with the center located at high latitudes. In the SH, the wave patterns were also similar to the DJF, but with reduction of the extension. In SON, EOF configurations in the NH were similar to the patterns for DJF, while in the SH they were alike JJA pattern. The fractions explained by these modes were 51.1% of the total variance in the NH and 47.6% in the SH.

In general, EOF spatial patterns in the NH presented wave train configurations at middle latitudes, especially in regions of storm tracks and where normally the subtropical jet streams are located. In this hemisphere, the spatial patterns were zonally oriented, except in JJA, limited between 20° and 60° in the first two modes and reaching higher latitudes in the third and fourth mode. In

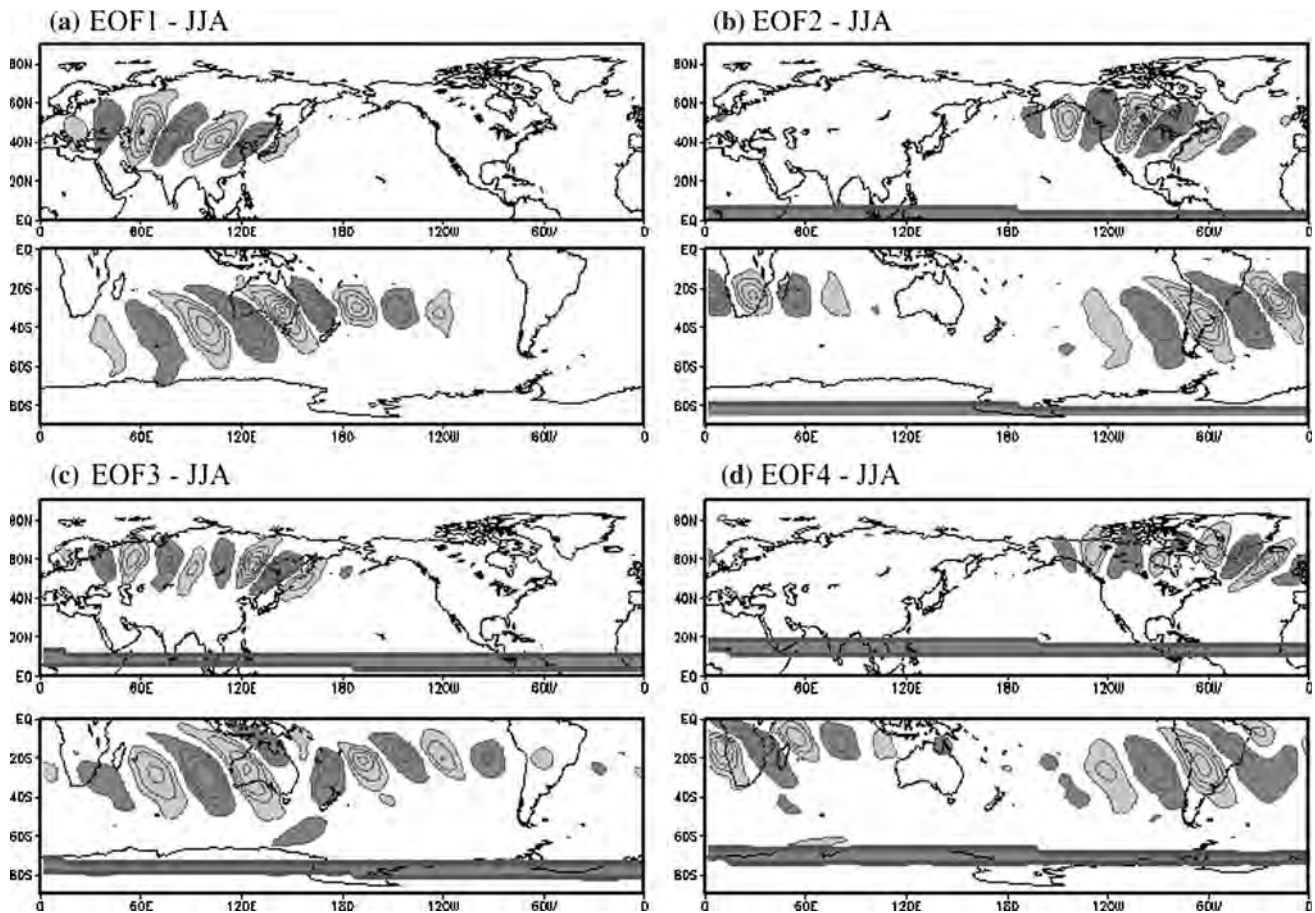


Fig. 11 Spatial patterns of first four EOF modes of RW source ($1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) in JJA. The contour interval is 0.1 and the zero contour is not shown. The light and dark shaded areas represent negative and positive values, respectively

the SH, the wave trains were oriented in an arc-like path, extending from the high latitudes to the subtropics, in the SH subtropical jet stream region and storm track region. Hoskins and Ambrizzi (1993), in a study about Rossby wave propagation, identified waveguides in regions of subtropical jet streams and this feature can be related with EOF spatial patterns found over jets streams regions in both hemispheres. Principal components in the NH (Figs. 12, 13) and in the SH (Fig. 14, 15) show an interannual variability but no seasonal variation.

7 Conclusions

This work aimed to identify and characterize spatial and seasonal variability of RW source. In the NH, the main source regions were located over East Asia, subtropical Pacific and Atlantic Oceans. RW sources were higher over regions where magnitude of absolute vorticity gradient reached its maximum values. Besides, the term which contributes to the RW source was the vortex stretching

term. In the boreal summer, the advection of absolute vorticity by the divergent flow dominates, and there was a sink over East Asia. In the SH, the main source regions were located to the south and to the east of Australia in the four seasons, and over tropical and subtropical South America during warm season. The two RW sources, one at Western Pacific and another to the south of Australia, could be related to the existence of two wave trains over South Pacific, discussed in Muller and Ambrizzi (2007), which favors high frequency occurrence of generalized frosts over the Wet Pampa in South America in the austral winter. In the SH extratropics, the vortex stretching term contributed to the RW sources, while in the subtropical regions of southwest Pacific, the contribution was provided by the advection of absolute vorticity by the divergent flow. Over South America both terms contributed to the RW source in DJF.

An objective analysis in three regions of the SH highlighted the main forcing components for RW source in each region. In areas located over Western Pacific and South America, despite of high values of divergence in autumn and

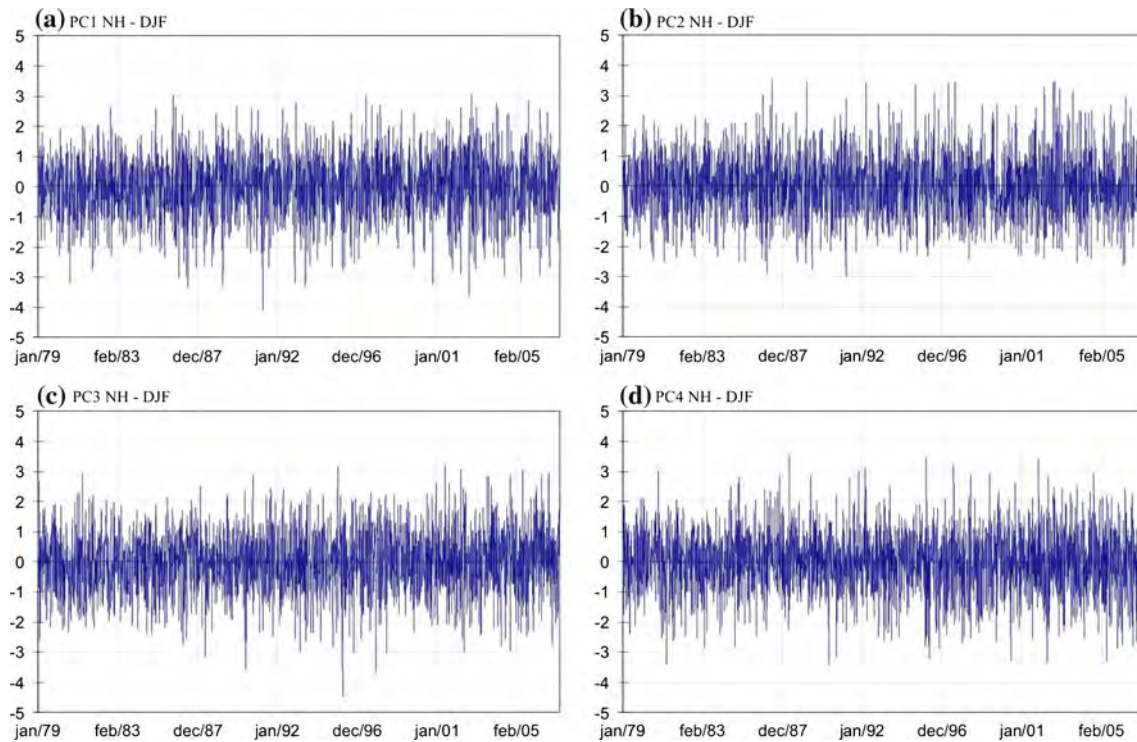


Fig. 12 Principal components for first four modes in the NH in DJF

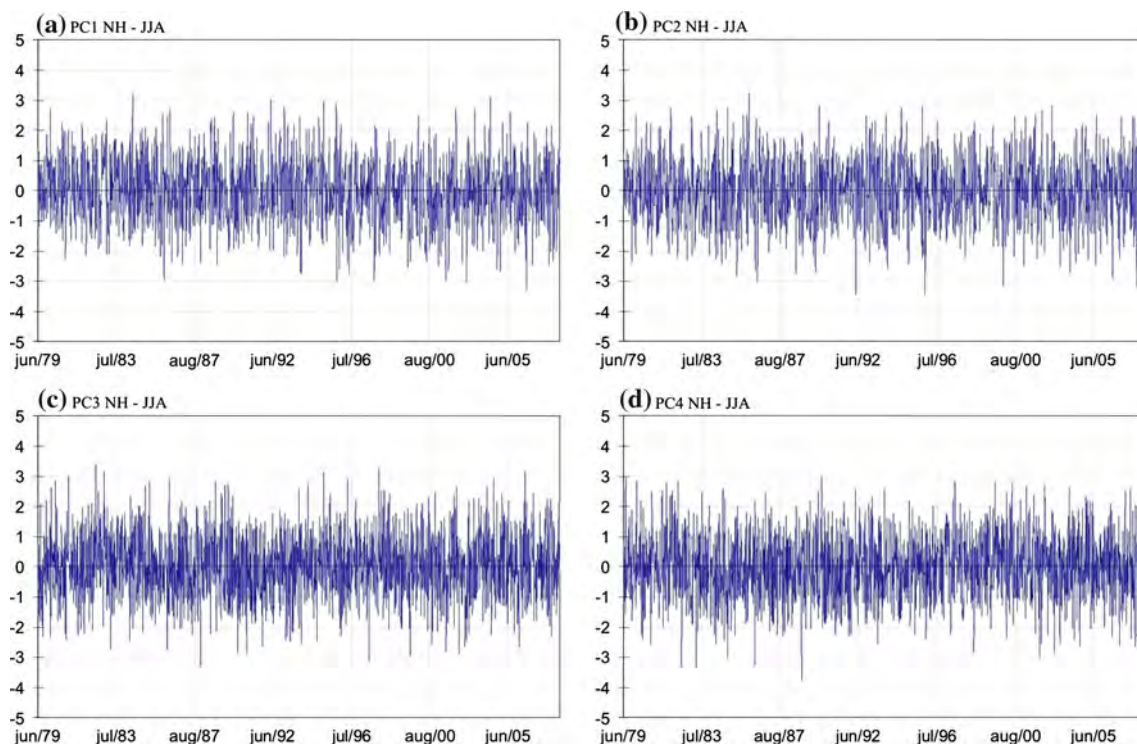


Fig. 13 Principal components for first four modes in the NH in JJA

summer, the main forcing for RW source was the term that represents the advection of absolute vorticity by divergent flow (S_2). Nevertheless, for RW sources located to the south

of Australia, even though divergence was small, the main forcing was the term that represents the vortex stretching (S_1), because of high values of absolute vorticity.

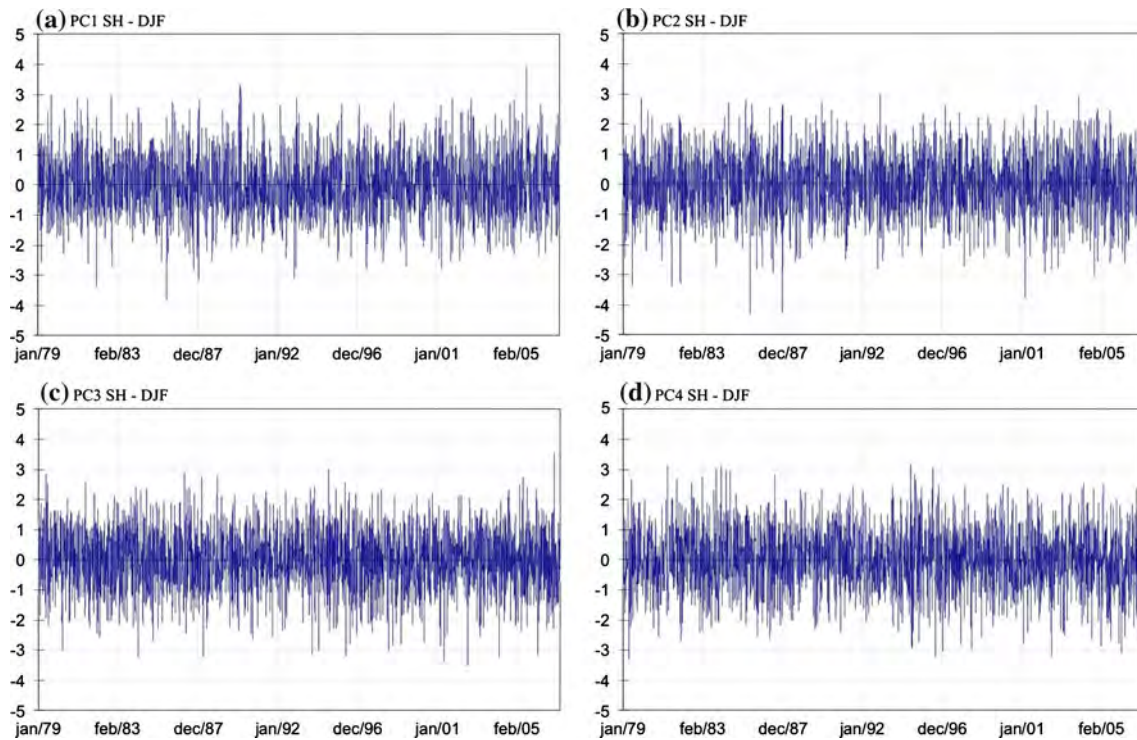


Fig. 14 Principal components for first four modes in the SH in DJF

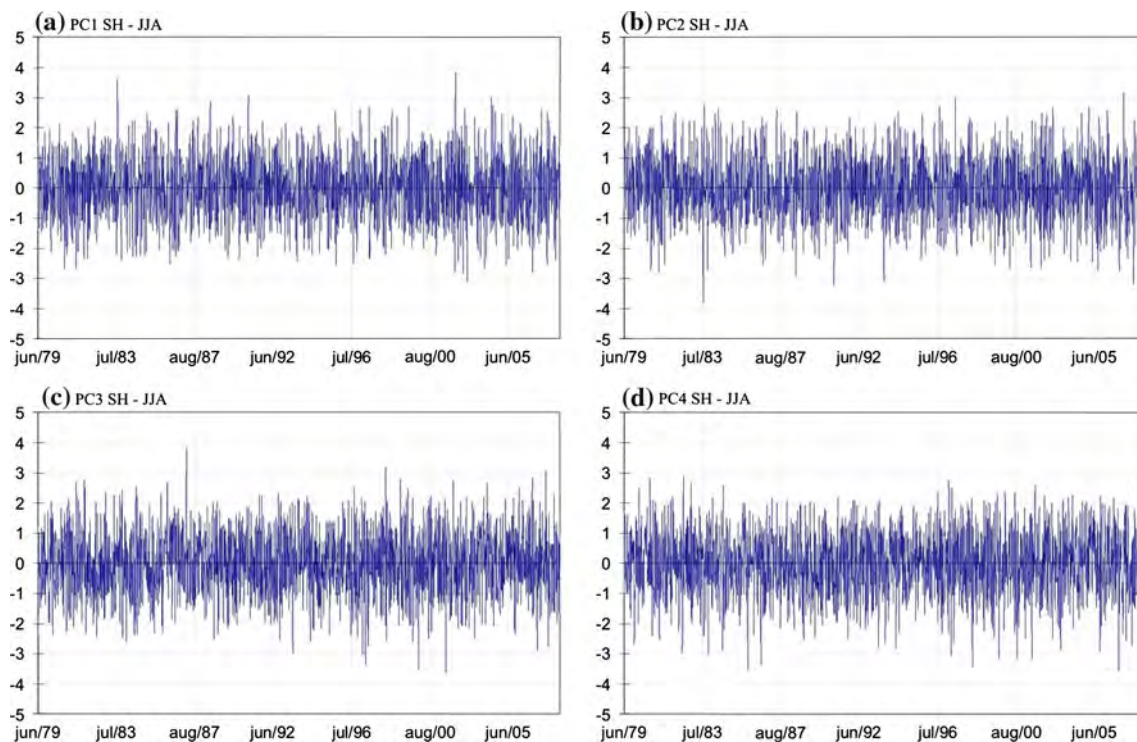


Fig. 15 Principal components for first four modes in the SH in JJA

The main modes of variability of RW source were studied through EOF analysis. These patterns of RW variability show the favorable and unfavorable areas for

RW generation. Spatial patterns of RW variability were characterized by configurations of wave trains in regions of subtropical jet streams occurrences and storm track

regions. In the NH, the main spatial patterns were zonally oriented, limited between 20° and 60°, while in the SH the main wave trains were oriented in an arc-like path, extending from the high latitudes of the Indian Ocean to the subtropics. In the SH, the first main mode of RW source variability in DJF occurs over Indian Ocean, Australia and western South Pacific, and the second one occurs over eastern South Pacific, South America and Atlantic Ocean. In JJA, the wave train patterns reach lower latitudes over Australia in the first mode and over South America and southern Africa in the second mode. Therefore, there are influences of RW source variability over the three SH continents. Similar behavior over South America, from summer to winter, related to the displacement of wave train toward lower latitudes in the winter, was also found in Cavalcanti and Kayano (1999) in analysis of high frequency meridional wind at 250 hPa. The centers of the RW source variability located over the ocean close to the South America coast in DJF may have influences on the oceanic SACZ, which was discussed by Carvalho et al. (2004). Similar path, over South America, of extratropical Rossby waves in the submonthly scale, which modulated convection on SACZ was shown by Liebmann et al (1999). The variability close to South America is located in regions of synoptic systems passage, which have influences on SACZ maintenance in the summer, as discussed by Cunningham and Cavalcanti (2006). The highest modes (third and fourth) indicated the impact of Australia and South America continents on the wave train patterns and a displacement to lower latitudes in both seasons. In the NH, the seasonal differences are greater than in the SH. While the first two main modes of RW source variability occur mainly over the Pacific and Atlantic Ocean in DJF, they occur over Eurasia and North America in JJA. Opposite to the SH behavior, the higher modes show a displacement of the patterns to higher latitudes in both seasons. This different behavior may be related to the preferred regions of variability. In the SH the preferred regions are the middle and subtropical latitudes, while in the NH the preferred regions are the middle and high latitudes.

References

- Ambrizzi T, Hoskins BJ (1995) Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. *J Atmos Sci* 52:3661–3672
- Carvalho LMV, Jones C, Liebmann B (2004) The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J Clim* 17:88–108
- Casarin D, Kousky V (1986) Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações da circulação atmosférica. *Rev Bras Meteor* 1:83–90
- Cavalcanti I, Kayano MT (1999) High-frequency patterns of the atmospheric circulation over the Southern Hemisphere and South America. *Meteorol Atmos Phys* 69:179–193
- Chang EKM, Lee S, Swanson KL (2002) Storm track dynamics. *J Clim* 15:2163–2183
- Cunningham C, Cavalcanti I (2006) Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. *Int J Climatol* 26:1165–1180
- Dommenget D, Latif M (2002) A cautionary note on the interpretation of EOFs. *J Clim* 15:216–225
- Grimm AM, Silva Dias PL (1995) Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. *J Atmos Sci* 52:3538–3555
- Hannachi A, Jolliffe IT, Stephenson DB (2007) Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: a review. *Int J Climatol* 27:1119–1152
- Hoskins BJ, Ambrizzi T (1993) Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J Atmos Sci* 50:1661–1671
- Hoskins BJ, Hodges KI (2002) New perspectives on northern hemisphere winter storm tracks. *J Atmos Sci* 59:1041–1061
- Inatsu M, Hoskins BJ (2004) The zonal asymmetry of the Southern Hemisphere winter storm-track. *J Clim* 17:4882–4891
- James IN (1994) Introduction to circulating atmospheres. Cambridge University Press, Cambridge
- Kodama Y-M (1992) Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of subtropical frontal zones. *J Meteor Soc Jpn* 70:813–836
- Liebmann B, Kiladis GN, Marengo J, Ambrizzi T (1999) Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. *J Clim* 12:1877–1891
- Lim E-P, Simmonds I (2007) Southern Hemisphere winter extratropical cyclone characteristics and vertical organization observed with the ERA-40 reanalysis data in 1979–2001. *J Clim* 20:2675–2690
- Lu R, Kim B-J (2004) The climatological Rossby wave source over the STCZs in the summer Northern Hemisphere. *J Meteor Soc Jpn* 82:657–669
- Marengo J, Ambrizzi T, Kiladis G, Liebmann B (2002) Upper-air wave trains over the Pacific Ocean and wintertime cold surges in tropical-subtropical South America leading to freezes in Southern and Southeastern Brazil. *Theor Appl Climatol* 73:223–242
- Mo KC, Higgins RW (1998) The Pacific-South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter. *Mon Wea Rev* 126:1581–1596
- Moon JY, Ha KJ (2003) Association between tropical convection and boreal wintertime extratropical circulation in 1982/83 and 1988/89. *Adv Atmos Sci* 20: 593–603
- Müller GV, Ambrizzi T (2007) Teleconnection patterns and Rossby wave propagation associated to generalized frosts over Southern South America. *Clim Dyn* 29:633–645
- Müller GV, Ambrizzi T, Núñez MN (2005) Mean atmospheric circulation leading to generalized frosts in central southern South America. *Theor Appl Climatol* 82:95–112
- North GR, Bell TL, Cahalan RF, Moeng FJ (1982) Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon Wea Rev* 110:699–706
- Rossby CG and collaborators (1939) Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. *J Mar Res* 2:38–55
- Simmonds I, Lim E (2009) Biases in the calculation of Southern Hemisphere mean baroclinic eddy growth rate. *Geophys Res Lett* 36:L01707
- Trenberth KE (1991) Storm tracks in the Southern Hemisphere. *J Atmos Sci* 48:2159–2178

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.